

Samarium-Neodym Datierung und Spurenelementanalysen an Scheelit aus der Au-(W) Lagerstätte Schellgaden/Salzburg

Masterarbeit zur Erlangung des akademischen Grades eines Diplomingenieurs

BSc. Benjamin Wieser
März 2010

Eingereicht am Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik,
Lehrstuhl für Mineralogie und Petrologie bei

Ao. Prof. Dr. Johann G. Raith



OAW
Österreichische Akademie
der Wissenschaften



Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

Affidavit

I declare in lieu of oath, that I wrote this thesis and performed the associated research myself, using only literature cited in this volume.

Leoben, März 2010

Wieser Benjamin

Inhaltsverzeichnis:

1	Zusammenfassung	6
2	Abstract	7
3	Einleitung	8
4	Geologischer Überblick	10
	4.1 Geologische Position und Gliederung des Tauernfensters.....	10
	4.2 Die Habach-Gruppe.....	12
	4.3 Zentralgneis	16
	4.4 Die nachvariszischen Formationen	18
	4.5 Metamorphosegeschichte des Tauernfensters	19
5	Geologie des Arbeitsgebietes	22
	5.1 Das Liegende des Storz-Kareck Komplexes	23
	5.2 Storz-Kareck Komplex.....	24
	5.3 Das Hangende des Storz-Kareck Komplexes.....	30
	5.4 Lagerstättengeologie	31
6	Ergebnisse der Geländearbeit	36
	6.1 Beschreibung der Aufschlusspunkte	37
	6.1.1 Talkstollen Federweiß/Gestellsteinbruch	38
	6.1.2 Der Kareck Südostgrad.....	39
	6.1.3 Zanaischgwiesen.....	42
	6.1.4 Knappenstube	44
	6.1.5 Kalvarienberg	49
	6.1.6 Stollen SW von Oberdorf	53
	6.1.7 Gosnitz.....	55
	6.2 Strukturgeologie	57
	6.3 Petrographie.....	60
	6.3.1 Albit-Chlorit-(Muscovit)-Gneis	62
	6.3.2 Albit-Muscovit-Schiefer/Gneis	65
	6.3.3 Muscovit-Albit-Chlorit-Schiefer	67
	6.3.4 Albit-Chlorit-Epidot-Gneis.....	69
	6.3.5 Gangquarz mit Turmalin	71

6.3.6	Amphibolit.....	72
6.3.7	Albitporphyroblastenschiefer (graphitführend).....	73
7	Methodenbeschreibung	76
7.1	Mikroskopie.....	76
7.2	Elektronenstrahl-Mikrosonde.....	76
7.2.1	Grundlagen der Elektronenstrahl-Mikrosondenanalyse.....	76
7.2.2	Messbedingungen.....	78
7.3	LA-ICPMS	79
7.3.1	Grundlagen der LA-ICPMS	79
7.3.2	Messbedingungen.....	80
7.4	Sm-Nd-Datierung.....	81
7.4.1	Grundlagen der Sm-Nd Datierung.....	81
7.4.2	Probenvorbereitung	83
8	Ergebnisse.....	86
8.1	Mikrosondenanalytik.....	86
8.1.1	Scheelitgenerationen/Domänen.....	86
8.1.2	Chemische Zusammensetzung von Scheelit	90
8.2	LA-ICPMS Messungen	91
8.3	Sm-Nd Datierung	100
9	Diskussion	104
9.1	Spurenelemente im Scheelit.....	104
9.2	Datierung.....	113
10	Genese und Alter der Lagerstätten des Typs Scheelgaden	117
10.1	Bisherige Vorstellungen zur Genese	117
10.2	Zeitliche Einstufung der Vererzung	117
10.3	Neue Überlegungen zur Genese	118
11	Danksagung	122
12	Literatur.....	123
13	Anhang.....	131
A)	Karte	
B)	Aufschlussliste.....	
C)	Strukturgeologische Messdaten.....	

- D) EMS Analysen von Scheelit.....
- E) Spurenelementkonzentrationen von Scheelit in ppm (LA-ICPMS).....
- F) Chondritnormierte Werte und Verhältnisse der SEE in Scheelit
- G) Unbereinigte Boxplots zur Darstellung der LA-ICPMS Spurenelementanalysen an Scheelit

1 Zusammenfassung

Diese Masterarbeit wurde im Zuge des ÖAW Projektes „Spurenelementanalytik und Datierung von Scheelit aus dem Tauernfenster“ (Leitung: Ao. Prof. Dr. Johann G. Raith) erstellt. Es wurden die Au-(W) Vererzungen des Typs Schellgaden im Bereich des Pöllaltals (Kärnten) und Raum Schellgaden (Salzburg) untersucht. Scheelite aus der Au-(W) Lagerstätte Schellgaden (Salzburg) wurden mit Hilfe der Sm-Nd Methode datiert und ihre Spurenelementzusammensetzung analysiert (EMS, LA-ICPMS). Die Lagerstätten des Typs Schellgaden liegen am Ostrand des Tauernfensters in präalpidischen Gesteinsabfolgen in den hangenden Anteilen des Storz-Kareck Komplexes. Die sulfidführenden Gold-Quarzgänge sind an metamorphisierte magmatische und sedimentäre Gesteine, die in einem paläozoischen Inselbogensystem gebildet wurden, gebunden. Scheelit tritt nur in konkordanten Quarzgängen (Typ 1) auf, die stark deformiert sind (Quarzmylonite), nicht aber in remobilisierten subkonkordanten bis diskordanten Typ 2 bzw. Typ 3 Quarzgängen. Größere Scheelitblasten (Scheelit 1) sind deformiert und zeigen teilweise metamorphe Rekristallisation (Scheelit 2). Die Scheelite sind im Allgemeinen Mo-arm und in Kathodenlumineszenz-Bildern ist keine deutliche Zonierung feststellbar. Die chondritnormierten SEE Verteilungen zeigen eine Anreicherung der MSEE (Sm-Gd) und relative Abreicherung der LSEE (La-Nd) sowie der SSEE (Tb-Lu), woraus konvexe (glockenförmige) SEE Muster resultieren. Ähnliche Muster wurden von mesozonalen hydrothermalen Goldlagerstätten beschrieben. Scheelit 1 wurde mit der Sm-Nd Methode datiert. Die Konzentrationen von Sm und Nd sind mit 65-171 ppm bzw. 111-365 ppm für Scheelite sehr hoch. Allerdings variieren die Sm/Nd Verhältnisse nur von 0,1836 bis 0,2623. Daher sind die berechneten Isochronenalter mit großen Unsicherheiten behaftet. Das Alter der gesamten Messpunkte (n=12) aller Scheelite ergibt 322 ± 140 Ma. Die Berechnung einer Isochrone (n=4) an einer einzelnen Probe (SSHF) ergibt ein Alter von 336 ± 190 Ma. Die ϵ_{Nd} Werte aller Scheelite sind leicht positiv (+1,9 bis +2,9). Stark radiogene, krustale Quellen für die Herkunft der Vererzung sind damit auszuschließen. Ein alpidisches Alter der Au-(W) Vererzung kann aufgrund der Ergebnisse der Sm-Nd Datierung und der Geländebefunde ebenfalls ausgeschlossen werden. Eine epigenitische hydrothermale Bildung der Au-(W) Vererzung im Zuge der variszischen Orogenese wird favorisiert, obwohl aufgrund der Unsicherheit der Alter aber auch eine prävariszische, syngenetische Bildung nicht ausgeschlossen werden kann.

2 Abstract

This diploma thesis was carried out in the course of the ÖAW project “Trace element analyses and dating of scheelite in the Tauern Window”, supervised by Ao. Prof. Dr. Johann G. Raith. The Au-(W) mineralisation of the Schellgaden type has been investigated in the area of the Pöllatal (Carinthia) and Schellgaden (Salzburg). Scheelite was dated with the Sm-Nd method and trace elements in scheelite were analysed using EMS and LA-ICPMS techniques. The Au-(W) deposits of the Schellgaden type are located at the eastern margin of the Tauern Window and belong to the pre-Alpine sequences forming the upper parts of the Storz-Kareck complex. The sulfide bearing Au-quartz veins are hosted by metamorphosed magmatic and sedimentary rocks, which formed in an island arc system. Scheelite occurs only in concordant quartz veins (Type 1) that are strongly deformed (quartz mylonite). In remobilised, subconcordant to discordant quartz veins (Type 2 and Type 3) scheelite is lacking. Bigger scheelite crystals (Scheelite 1) are deformed and show metamorphic recrystallisation to some extent (Scheelite 2). All scheelites are Mo-poor and they do not show a zonation in cathodoluminescence images. The chondrite normalized REE patterns show enrichment in MREE (Sm-Gd) and a relative depletion of LREE (La-Nd) and HREE (Tb-Lu). This results in convex (bell-shaped) REE patterns as described from mesozonal hydrothermal gold deposits elsewhere. Scheelite 1 was dated with the Sm-Nd method. The concentrations of Sm (65-171 ppm) and Nd (111-365 ppm) are remarkably high for scheelite. However, Sm/Nd ratios vary only in a narrow range from 0.1836 to 0.2623. Thus, the calculated isochron ages have very high uncertainties. An age of 322 ± 140 Ma can be calculated from all (n=12) analysed samples. The calculation for a single specimen (SSHF) yielded an age of 336 ± 190 Ma. The ϵ_{Nd} values of all scheelite analyses are slightly positive (+1,9 to +2,9). Hence, highly radiogenic crustal sources can be ruled out as source of the mineralisation.

An Alpine age of the mineralisation can therefore be excluded. The epigenetic hydrothermal formation of the Au-(W) deposits during the Variscan orogeny is favoured, although because of the age uncertainties a pre-Variscan, syngenetic origin cannot be excluded.

3 Einleitung

Diese Masterarbeit wurde im Zuge des von der Kommission für Rohstoffforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (ÖAW) finanzierten Projektes „Spurenelementanalytik und Datierung von Scheelit aus dem Tauernfenster“, Leitung Ao. Prof. Dr. Johan G. Raith, erstellt. Die Arbeit konzentrierte sich auf die Au-(W) Lagerstätten des Typs Schellgaden, die am Ostrand des Tauernfensters in den Bundesländern Salzburg und Kärnten liegen (Abbildung 1). Die Genese dieser Lagerstätten ist immer noch umstritten und auch das Alter der Lagerstätten ist unbekannt. Ziel dieser Arbeit war es mit Hilfe von Sm-Nd Datierungen an Scheelit Hinweise über das Alter der Lagerstättenbildung zu erhalten. Weiters wurden die Spurenelementkonzentrationen im Scheelit mittels LA-ICPMS bestimmt. Scheelit tritt häufig in Verbindung mit mesothermalen Goldlagerstätten auf und kann hohe Gehalte an Mo, Sr, Nb, Y und SEE haben (z.B. Anglin et al., 1996; Darbyshire et al., 1996; Dostal et al., 2009). Die Konzentrationen dieser Spurenelemente im Scheelit können Informationen über die Herkunft und den Chemismus der mineralisierenden Fluide liefern. Die Analysen wurden an Probenmaterial durchgeführt, das von Prof. W. Paar zur Verfügung gestellt wurde bzw. in der Sammlung der Montanuniversität Leoben vorhanden war. Ergänzend wurden im Juli 2009 Geländearbeiten im Raum Schellgaden und Oberdorf durchgeführt.



Abbildung 1: Lage des Arbeitsgebietes

Da für die Lagerstätte Schellgaden keine Befahrungserlaubnis vom Konzessionsinhaber der Fa. Argosy Mining Gesellschaft m.b.H. erteilt wurde, konnte die Typuslokalität der Goldvererzungen des „Typs Schellgaden“ (Stübelbau) und die zugleich ehemals größte Lagerstätte nicht befahren werden. Die vierwöchige Geländetätigkeit konzentrierte sich daher auf die südlich des Katschbergs liegenden ehemaligen Abbaue im Bereich von Oberdorf im Pöllatal (Knappenstube, Kalvarienbergstollen, Nikolaistollen, Abbildung 1 und Anhang A). Diese Vorkommen sind hinsichtlich ihrer geologischen Position und ihrer Erzmineralparagenese direkt mit jenen im Raum Schellgaden vergleichbar. Der Fokus der Geländearbeit lag dabei auf dem Auffinden und der Beprobung eventueller Scheelitvererzungen in diesen alten Abbauen, der Beprobung der Nebengesteine und der Erfassung der struktureologischen Zusammenhänge der Vererzung. Eine flächendeckende Oberflächenkartierung oder eine vollständige geologische Aufnahme der noch zugänglichen Grubengebäude war zeitlich nicht möglich bzw. vorgesehen. Ausführliche ober- und untertägige Kartierungen im Raum Schellgaden und im Arbeitsgebiet wurden unter anderem von Daxner (2001), Exner (1971), Ronacher (1997), Stadlmann (1990) und Tischler und Ucik (1979) durchgeführt.

4 Geologischer Überblick

4.1 Geologische Position und Gliederung des Tauernfensters

Die Geologie der Alpen ist durch einen komplexen internen Deckenbau charakterisiert. Im Zuge der alpidischen Orogenese kam es in den Ostalpen zu einer im wesentlichen Nord gerichteten Überschiebung und Stapelung unterschiedlicher tektonischer Einheiten. In den Ostalpen werden das Ostalpin, untergliedert in Oberostalpin und Unterostalpin (Schmid et al., 2004), die penninischen Decken und das Südalpin unterschieden. Die tieferen tektonischen Baueinheiten des Penninikums treten in den Ostalpen als tektonische Fenster, die von einem Rahmen aus ostalpinen tektonischen Einheiten umgeben werden, zu Tage (z.B. Schmid et al., 2004). Beispiele dafür sind das Unterengadiner Fenster, das Tauernfenster und das Rechnitzerfenster. Das Tauernfenster stellt das größte dieser tektonischen Fenster in den Ostalpen dar (Abbildung 2).

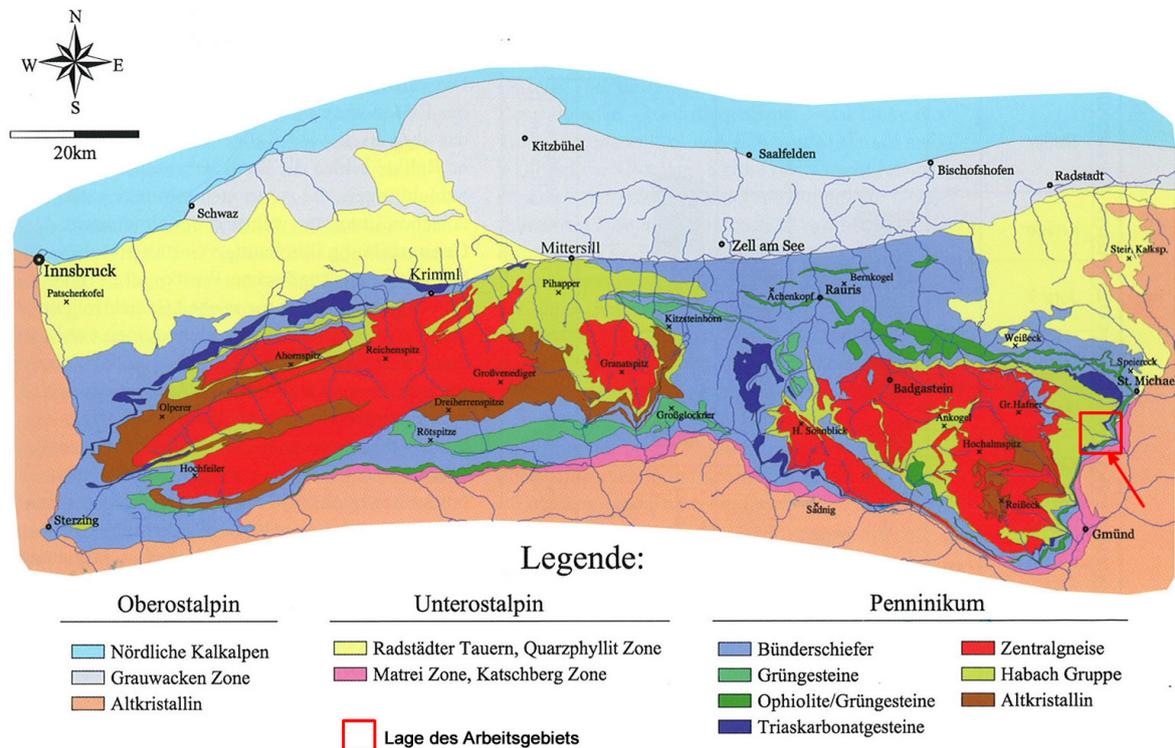


Abbildung 2: Das Tauernfenster und sein geologischer Rahmen (Höck, 2007)

Es erstreckt sich im Westen vom Brenner nach Osten bis zum Katschberg über eine Länge von ca. 160 km und eine maximale Breite von bis zu 50 km (Ebner, 1997). Als Penninikum werden Gesteinsabfolgen die sich in einer paläogeographischen Position (im frühen Mesozoikum) südlich des europäischen Kontinentalrandes befunden haben, zusammengefasst. Sie umfassen den Valais Ozean, das Briançonnais Terrane (Mittelpenninikum) und den Piemont-Ligurischen Ozean (Südpenninikum, Schmid et al., 2004). Der Gesteinsinhalt des Tauernfensters lässt sich in zwei bzw. drei geologische Großeinheiten unterteilen: die Zentralgneise und die Schieferhülle (mit Unterer und Oberer Schieferhülle). Die **Zentralgneise**, sind Granitoide die während der variszischen Orogenese in die präpermischen Gesteine der **Unteren Schieferhülle** intrudiert sind. Diese älteren, präalpidischen Gesteinsabfolgen wurden auch als „Altes Dach“ zusammengefasst. Gesteine innerhalb der unteren Schieferhülle mit einer prävariszischen Metamorphose wurden auch als „Altkristallin“ bezeichnet (Frasl, 1958). Über der Unteren Schieferhülle folgt die vom Süden her überschobene **Obere Schieferhülle**, die aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinen besteht (Thiele, 1980).

Ein erstes umfassendes lithostratigraphisches Konzept für das Tauernfenster wurde von Frasl (1958) erstellt. Seine „*Seriengliederung*“ ist auch heute noch anwendbar. Frasl (1958) unterteilte den Gesteinsinhalt des Tauernfensters in zwei vorvariszische und drei nachvariszische Serien.

- | | | |
|---|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> • Altkristallinserie (voralpidisch metamorph) • Habachserie | } | vorvariszisch,
Untere Schieferhülle |
| <ul style="list-style-type: none"> • Wustkogelserie (Permoskyth) • Karbonatgesteinsserie (Trias) • Bündnerschieferserie (Juras-Kreide) | } | postvariszisch,
Obere Schieferhülle |

Zusätzlich wurden von Frasl (1958) die Zentralgneise abgetrennt, die während der variszischen Gebirgsbildung als Granitoide in die vorvariszischen Serien intrudierten¹. Die Zuordnung der Gesteine zur „*Altkristallinserie*“ wurde nach Frasl (1958) aufgrund der Metamorphose (voralpidisch) und nicht aufgrund der Lithologien vorgenommen. Die

¹ In der modernen Nomenklatur ist der Begriff der „Serie“ nicht mehr gebräuchlich und wäre durch „Formation“ oder bei größeren Abfolgen durch „Gruppe“ oder „Komplex“ zu ersetzen. (Steininger und Piller, 1999)

„Altkristallinserie“ sollte nach neueren Untersuchungen daher besser der Habach-Gruppe zugerechnet werden (Höck, 2000).

Die Schichtfolge im Tauernfenster umfasst einen Zeitraum vom jüngsten Proterozoikum vor etwa 600 Millionen Jahren, bis in die tiefere Kreidezeit vor etwa 130 Millionen Jahren (Höck, 2000). Zusammenfassende Arbeiten und Überblicksdarstellungen mit umfassenden Literaturangaben zur Geologie des Tauernfensters finden sich z.B. in Ebner (1997), Frasl (1958), Frisch et al. (1993), Thiele (1980), Tollmann (1979).

In den folgenden Kapiteln werden die vier großen Gruppen (die Habach-Gruppe, die Zentralgneise, die Trias-Karbonatgesteine und die Bündnerschiefer-Gruppe), in die sich die Gesteine des Tauernfensters unterteilen lassen, genauer beschrieben.

4.2 Die Habach-Gruppe

Die geographische Verbreitung der Habach-Gruppe ist aus Abbildung 2 ersichtlich. Prinzipiell beinhaltet diese Gruppe eine Abfolge von metamorphen, vulkano-sedimentären Gesteinen, die aus basischen bis sauren Laven, Tuffen und klastischen Sedimenten aufgebaut sind. Weiters treten lokal ultrabasische Gesteine (Serpentinite und Hornblendite) und basische Plutonite (Metagabbros) auf. Im Bereich des Felbertals im zentralen Teil des Tauernfensters kann die Habach-Gruppe in mehrere Einheiten unterteilt werden. Eine erste Untergliederung (von unten nach oben) erfolgte durch Höll (1975):

- Basisamphibolit
- Basisschieferfolge
- Eruptivgesteinsfolge
- Habachphyllit

Diese Unterteilung wurde später von Kraiger (1989) modifiziert. Er unterteilte im speziellen die Eruptivgesteinsfolge noch weiter in eine „*lower magmatic sequence*“ (LMS) und eine „*upper magmatic sequence*“ (UMS). Diese Systematik wurde dann von Höck (1993) auf die gesamten prämesozoischen, vulkano-sedimentären Einheiten des Tauernfensters ausgedehnt:

- Ophiolite (LMS, Basisamphibolit, Zwölferzug)
- Inselbogenabfolge (UMS, Habachphyllite)
- Eisersequenz (Biotitporphyroblastenschiefer)

Die Zuordnung des Basisamphibolites zur Habach-Gruppe ist nicht unumstritten. Von einigen Autoren (z.B. Vavra und Frisch 1989) wird er der Stubach-Gruppe zugerechnet. Der Basisamphibolit ist mit geschichteten Ultramafiten (z.B. im Stubachtal) assoziiert. Er wird von Gabbros, aber auch basaltischen Protolithen abgeleitet und die gesamte Abfolge wird als Ophiolithsequenz interpretiert (Höck, 1993). U-Pb Zirkonalter von Amphiboliten und Metagabbros aus der Basisamphibolitserie ergaben Alter von 657 ± 15 bzw. 539 ± 10 Ma (Von Quadt, 1992). Diese Daten wurden als magmatische Protolithalter interpretiert und eventuell mit der panafrikanischen Gebirgsbildung in Zusammenhang gebracht. Bis vor einigen Jahren wurde die Basisamphibolitfolge als eine der ältesten Basamenteinheit des Tauernfensters angesehen (Von Quadt, 1992).

Die LMS, die als Ophiolitabfolge interpretiert wird, besteht an ihrer Basis aus isolierten Serpentinlinsen, Hornblenditen, Grob- und Feinkornamphiboliten, Metagabbros und Prasiniten. Den plutonischen Anteil der Ophiolite repräsentieren Grobkornamphibolite und Metagabbros. Feinkörnige Amphibolite könnten Teil eines möglichen „*dyke complex*“ sein (Höck, 1993). Parasinite und Amphibolite werden als vulkanischer Teil der Ophiolitabfolge interpretiert (Höck, 2000). Die feinkörnigen und manche mittelkörnigen Amphibolite im Felbertal zeigen eine tholeiitische Zusammensetzung mit Ähnlichkeiten zu „*MOR-Basalten*“. Die LMS könnte in einem randlichen Ozeanbecken oder einem „*back arc*“ Becken über einer frühen Subduktionszone gebildet worden sein (Höck, 1993). U-Pb Zirkonalter von Hornblenditen aus der Ophiolitabfolge und dem Basisamphibolit zeigen ein Alter von ca. 500 Ma (Von Quadt, 1984). Anatektische Plagioklasgneise aus dem östlichen und zentralen Tauernfenster, die geochemisch kalkalkalischen Daziten primitiver Inselbögen entsprechen (z.B. Plagioklasgneise mit Lagen von Gabbroamphiboliten in einer Matrix aus zerscherten mafischen bis ultramafischen Gesteinen aus der Storzformation), weisen ein vendisches (*auch Ediacaran 650-540 Ma*) bis kambrisches Alter (ca. 600 Ma) auf (Vavra und Hansen, 1991). Weiters kann für diese Gesteine ein anatektisches Ereignis vor ca. 320 Ma angenommen werden (Vavra und Hansen, 1991).

Die Zuordnung der Granatamphibolite und der Amphibolitgneise des Zwölferzuges zur Habach Gruppe ist noch ziemlich unklar. Die Gesteine zeigen allerdings petrographische und

geochemische Ähnlichkeiten mit den Basisamphiboliten und werden daher von Höck (1993) gemeinsam mit diesen und den Ophioliten der LMS behandelt. Die Datierung (U-Pb Zirkon und Sm-Nd Gesamtgestein) der Granatamphibolite ergab ein Alter von ca. 490 Ma Jahren (Von Quadt, 1992).

Die darüber liegende UMS zeigt generell geochemische Signaturen die typisch für subduktionsbezogenen Magmatismus sind, wobei immer noch diskutiert wird, in wieweit es sich um ozeanische Inselbogensysteme bzw. aktive Kontinentalränder handelt. Einige Proben aus der Storzformation etwa, zeigen keine eindeutige kontinentale Signatur (Stadlmann, 1990). Aufgebaut wird die Inselbogenabfolge aus basischen, intermediären bis sauren Laven und Tuffen. Heute liegen diese als Amphibolite, Prasinite, Biotit-Epidot-Gneise, Albit-Gneise, Chlorit-Gneise und Glimmerschiefer vor (Höck, 1993). Bei den Metavulkaniten sind kalkalkalische Protolithe vorherrschend (Frisch et al., 1993). Ein möglicher tektonischer Bildungsraum dieser Protolithe wäre ein Inselbogen über dBrownünner kontinentaler Kruste oder der Übergangsbereich zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste (Höck, 1993). U-Pb Datierungen von Zirkon aus Albit-Epidot-Gneisen und trondhjemitischen Gängen ergaben Alter von 352 ± 12 bzw. 355 ± 5 Ma (Peindl und Höck, 1993). Weitere Altersdaten reichen vom Karbon bis ins frühe Perm (Vavra und Hansen, 1991; Eichhorn *et al.*, 1995; Eichhorn *et al.*, 1999; Eichhorn *et al.*, 2000).

Über dieser vulkanischen Abfolge liegen die sogenannten Habachphyllite, welche stratigraphisch mit den Vulkaniten der UMS verbunden sind (Steyrer, 1983).

Die Eisersequenz (auch Biotitporphyroblastenschiefer, BPS) wird aus Biotitschiefern, Grauwacken, Graphitquarziten, Granatglimmerschiefern und sauren bis basischen Vulkaniten aufgebaut, die vermutlich in einem ozeanischen Inselbogensystem gebildet worden sind (Höll und Eichhorn, 2000). Im Bereich des Felbertals ist die Eisersequenz grundsätzlich ident mit dem von Höll (1975) definierten Basisschiefer (Höck, 1993).

Zusammenfassend wurde die ursprüngliche Abfolge bis vor einiger Zeit wie folgt definiert: Dem Namen entsprechend wurden der Basisamphibolit und der Basischiefer den ältesten Basementeinheiten des Taurnfensers zugeordnet. Ob der Kontakt der Basisschieferfolge (Eisersequenz, BPS) zur darüber folgenden LMS stratigraphischer (Höll, 1975) oder tektonischer (Kraiger, 1989) Natur ist, ist noch umstritten. Über der LMS (Ophiolitsequenz) die in einem randlichen ozeanischen oder „back arc“ Becken mit teilweiser MORB-Signatur gebildet wurde, folgte die Inselbogenabfolge (UMS) die im Bereich eines reifen Inselbogens

möglicherweise über dünner kontinentaler Kruste abgelagert wurde. Darüber liegen die Habachphyllite welche stratigraphisch mit den Vulkanitabfolgen der UMS verbunden sind.

Neue Ergebnisse und Altersdaten von Kebede et al. (2005) aus der Habach Gruppe stellen dieses bisherige Konzept allerdings in Frage. U-Pb Zirkonalter von Proben aus dem Basisamphibolit ergeben 343 ± 1 bzw. 351 ± 2 Ma. Das bedeutet, dass die magmatischen Protolithen während des variszischen Zyklus und nicht prävariszisch gebildet wurden, ähnlich wie die Gesteine der UMS. Aufgrund des primären sedimentären Kontakts zwischen dem Basisamphibolit und dem BPS kann auf ein maximales Sedimentationsalter der BPS zwischen oberem Devon und unterem Karbon geschlossen werden. Dies wird auch durch die neuen U-Pb Alter (362 ± 6 bzw. 368 ± 17 Ma) von detritären Zirkonen aus dem BPS bestätigt (Kebede et al., 2005). Maximale Sedimentationsalter von 506 ± 9 Ma (nicht sicher?) gerundeter detritärer Zirkone aus den Habachphylliten (Kebede et al., 2005) stehen ebenfalls im Widerspruch zu der bisherigen Annahme, dass diese Phyllite stratigraphisch über der UMS liegen.

Trotz vieler Daten und detaillierter Untersuchungen ist die Altersabfolge innerhalb der Habachformation noch immer nicht eindeutig geklärt. Die Interpretationen und Modelle sind teilweise widersprüchlich und inkonsistent.

4.3 Zentralgneis

Der Zentralgneis stellt einen Hauptanteil der Gesteine im Tauernfenster dar (Abbildung 3). Es handelt sich dabei hauptsächlich um I-Typ Granite (untergeordnet S- und A-Typ) die während der variszischen Orogenese in die präpermischen Gesteine intrudiert sind (Finger et al., 1993). Dabei kollidierten Terranes des nördlichen Gondwana mit Laurussia-Avalonia (Eichhorn et al., 2001). Das möglicherweise älteste Zentralgneisvorkommen im Tauernfenster ist ein granodioritischer Gneis aus dem Bereich des Zwölferkogels. Dabei handelt es sich um einen 375 ± 10 Ma alten I-Typ Granit, der in einem primitiven Inselbogensystem im Zuge devonischer Subduktionsprozesse gebildet wurde. Der Großteil der Zentralgneisvorkommen ist jünger und lässt sich drei magmatischen Schüben zuordnen (Eichhorn et al., 2000):

- frühes Karbon (Visé): Augengneis aus dem Felbertal, Hochweißfeldgneis und Falkenbachlappen; die „high-K“ I-Typ Granite wurden durch Dekompressions-schmelzen des lithosphärischen Mantels und der unteren Kruste gebildet
- spätes Karbon (Stephan): Venediger Tonalit, Heuschartenkopf Gneis, Peitigalm Gneis; kalk-alkalischer I-Typ Granit
- Perm: Granatspitzkern, rhyolitischer Schönbachwald Gneis

4 Geologischer Überblick

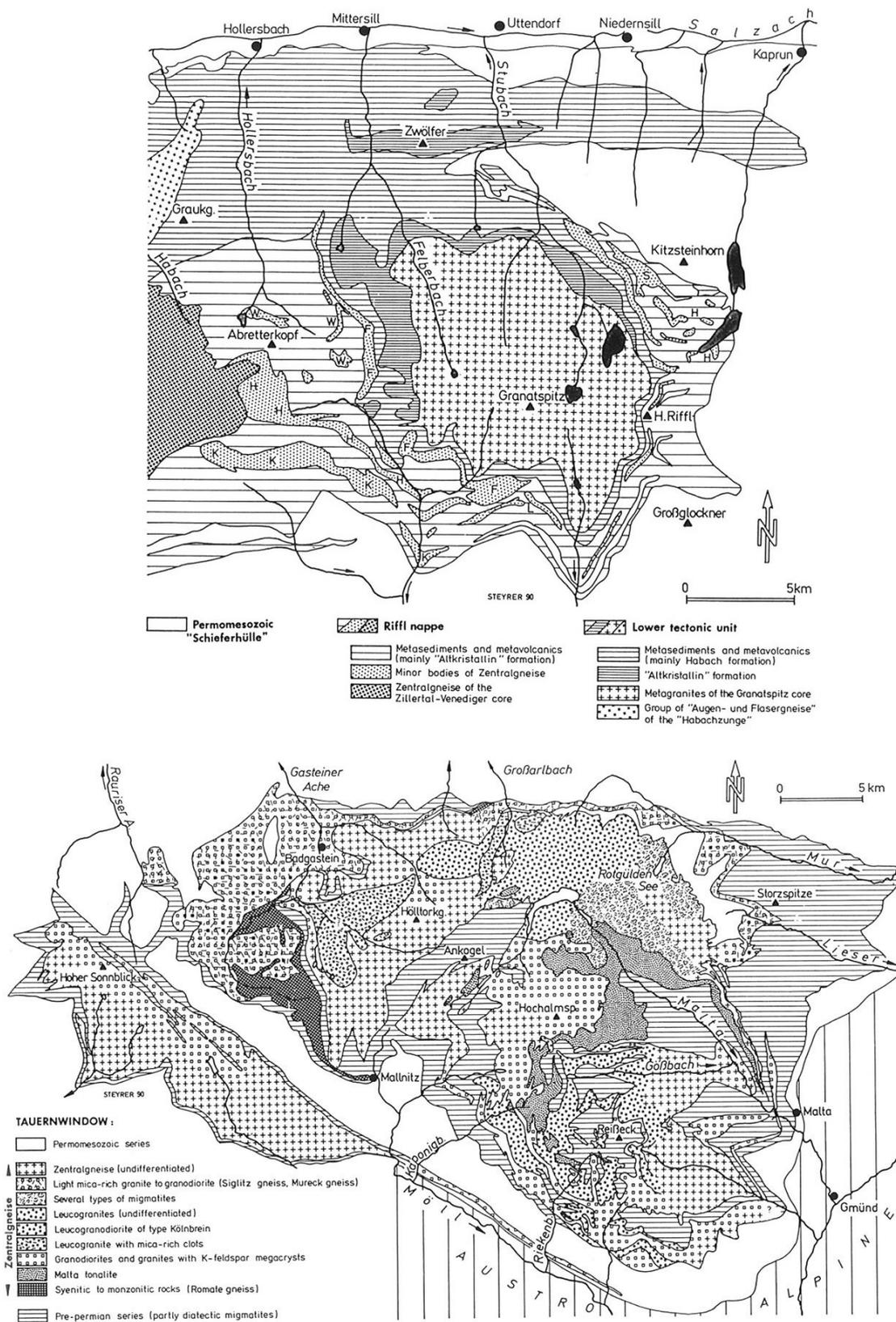


Abbildung 3: Zentralgneisvorkommen im zentralen (oben) und östlichen (unten) Tauernfenster (Finger et al., 1993)

Die drei magmatischen Phasen repräsentieren unterschiedliche Stadien in der Entwicklung des variszischen Orogens. Die ältesten (devonischen) Granite (Zwölferkogel) wurden vermutlich während der südwärts gerichteten Subduktion des Rhenoherynischen Ozeans gebildet (Eichhorn et al., 2000). Die Kollision von Gondwana mit Laurussia-Avalonia während des Karbons verursachte weitere Magmenpulse (Eichhorn et al., 2001). Eine mögliche Erklärung für die Bildung der Dekompressions-Schmelzen im Visé ist das Abbrechen („slab break off“) des Subduktionskeils oder thermische Erosion der variszischen Gebirgswurzeln (Eichhorn et al., 2000). Der permische Magmatismus stellt die letzte Phase der variszischen Orogenese dar und steht entweder im Zusammenhang mit lokaler Extension entlang einer kontinentalen Suturzone oder einem permischen Riftingereignis das den alpidischen Orogenesezyklus einleitet (von Quadt et al. 1999).

4.4 Die nachvariszischen Formationen

Diese Formationen werden im Folgenden nur kurz erwähnt, da sie für dieses Projekt nicht von Bedeutung sind:

- Die Wustkogelformation (Perm bis Untertrias) ist die erste postvariszische Formation. Sie ist nur wenige Meter mächtig, aber im Tauernfenster relativ weit verbreitet. Sie besteht im Wesentlichen aus Metakonglomeraten, Quarziten, Metaarkosen und phengitreichen Schiefen. Ein meist heller Quarzithorizont leitet zu den Karbonatgesteinen der Trias über (Höck, 2000).
- Die triassischen Karbonatgesteine werden vor allem von mitteltriassischen Kalken und Dolomiten aufgebaut. Weiters finden sich in dieser Formation Quarzite, Chloritschiefer und Chloritoidquarzite. Die Seidelwinkeltrias stellt eine der schönsten und wichtigsten Entwicklungen dieser Formation dar (Höck, 2007).
- Die Bündnerschiefergruppe wurde von Frasl und Frank (1966) in mehrere Fazien (Brennkogel-Fazies, Glockner-Fazies, Fusch-Fazies und Hochstegenkalk-Folge) unterteilt. Die tonig-sandige Brennkogel-Fazies ist an ihrer Basis mit der Seidelwinkeltrias verbunden. Die mergelreiche Glockner-Fazies enthält vorwiegend Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer, Glimmermarmore, Schwarzphyllite und Granatmuskovitschiefer. Auch Serpentine, Metagabbros und Prasinite einer ozeanischen Abfolge werden der Glockner-Fazies zugeordnet. Die Fusch-Fazies lässt

sich teilweise mit der Brennkogel-Fazies vergleichen und ist aus metamorphen Arkosen, Sandsteinen und Dolomitbrekzien aufgebaut. Auch tonige und mergelige Metasedimente sind weit verbreitet. Im Gegensatz zur Brennkogel-Fazies finden sich in der Fusch-Fazies auch grobkörnige Metabasite (Höck, 2007).

4.5 Metamorphosegeschichte des Tauernfensters

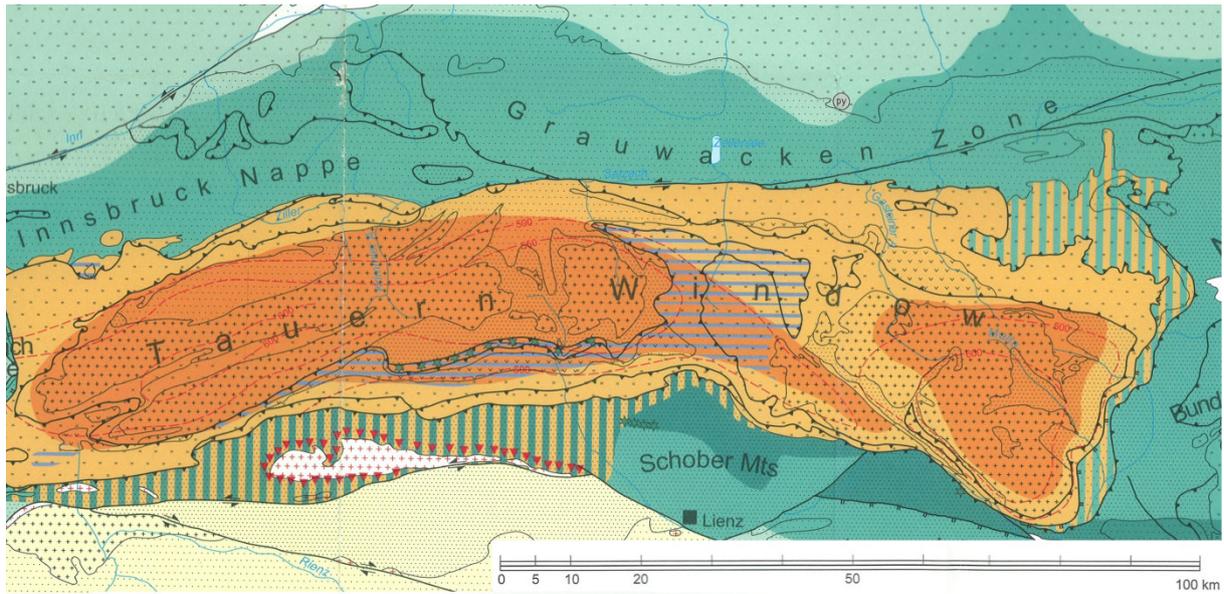
Die Metamorphosegeschichte im Tauernfenster kann in präalpidische und alpidische Ereignisse unterteilt werden. Informationen über präalpidische (variszische und prä-variszische) Metamorphoseereignisse und Strukturen sind aufgrund der alpidischen Überprägung nur sehr spärlich vorhanden (Ebner, 1997). Erste Hinweise auf die polyphase Metamorphose der Habach Gruppe wurden von Grundmann (1989) geliefert. Sm-Nd Isochronenalter von 332 ± 12 Ma für Gesteine aus dem Zwölferzug sind ebenfalls ein Hinweis auf variszische Metamorphose im Tauernfenster (Von Quadt, 1992). Stellenweise sind auch ältere Metamorphoseereignisse nachweisbar, wie migmatische Leukosome mit einem Alter von 449 ± 12 Millionen Jahren (Eichhorn et al., 2001).

Die alpidische Metamorphose lässt sich in den Ostalpen in ein Eo-alpidisches (obere Kreide) und eine Neo-alpidisches (Tertiär) Ereignis unterteilen (Schuster et al., 2004). In Abbildung 4 sind die verschiedenen Metamorphoseereignisse im Tauernfenster und seinem Rahmen ersichtlich. Die dominante alpidische Überprägung in den penninischen und sub-penninischen Decken im Tauernfenster gehört der Neo-alpidischen Metamorphose an. Diese lässt sich wie folgt untergliedern:

- Eklogitfazielles Ereignis: Die eklogitfaziellen Gesteine sind nur in einem relativ schmalen Streifen am Südrand des Tauernfensters erhalten (Schuster et al., 2004). Die Druck- und Temperaturbedingungen dieses Hochdruckereignisses lagen bei ca. 1,9-2,2 GPa (70-86km) und 600-630°C (Stöckhert *et al.*, 1997; Hoschek, 2001), der niedrige geothermische Gradient von 7-9°C/km deutet auf ein subduktionsbezogenes Ereignis hin (Schuster et al., 2004). Die Eklogite wurden zeitlich vor dem etwas jüngeren Blauschiefer Ereignis, vor der Grenze Eozän/Oligozän gebildet (Schuster et al., 2004).

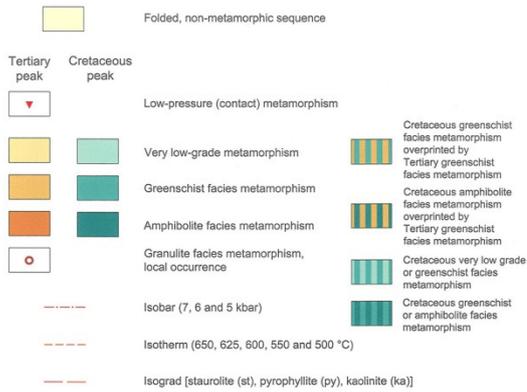
- Blauschiefer Ereignis: Dieses Niedrigtemperatur-Hochdruckereignis lässt sich nur an Hand von einigen wenigen Mineralrelikten (Pseudomorphosen nach Lawsonit, extrem siliziumreiche bzw. eisen- und magnesiumreiche Phengite) nachweisen. Die PT Bedingungen lagen bei ca. 0,9 GPa und 400-450°C (Zimmermann et al., 1994). Ar-Ar Altersdaten von Glimmern ergaben ein Alter von 32-26 Ma. Dieses Metamorphoseereignis fällt damit an die Grenze des Eozäns zum Oligozän (Zimmermann et al., 1994). Der niedrige geothermische Gradient lässt sich wieder mit Subduktionsprozessen in Zusammenhang bringen (Schuster et al., 2004).
- Grünschiefer- bis amphibolitfazielle Regionalmetamorphose: Das jüngste Ereignis (30-40 Ma) erfasste alle Gesteine im Tauernfenster (Grundmann, 1989; Inger und Cliff, 1994) wobei der Metamorphosegrad generell von den Rändern (Grünschieferfazies) zum Zentrum und nach Westen (Amphibolitfazies) hin zunimmt (Abbildung 4, Frey *et al.*, 1999). Regionen mit einer grünschieferfaziellen Überprägung lassen sich klar durch das erstmalige Auftreten von Oligoklas zusammen mit Albit von amphibolitfaziellen Gesteinen unterscheiden (Hoinkes et al., 2001). Die PT Bedingungen lagen im Tauernfenster bei ca. 500-600°C und 3-4 kbar. Der geothermische Gradient lag also bei 20-35°C/km, dies entspricht dem typischen Gradienten einer „Barrow-Typ“ Regionalmetamorphose.

4 Geologischer Überblick

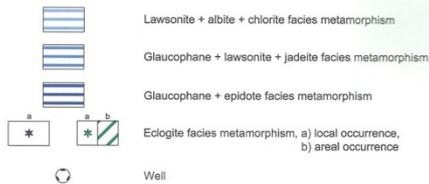


Legend

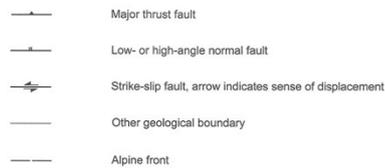
Alpine Metamorphism



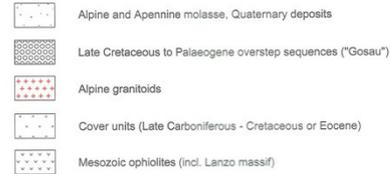
High-pressure metamorphism of partly uncertain, Cretaceous or Tertiary, age. Mostly overprinted by a later medium- to low-pressure metamorphism



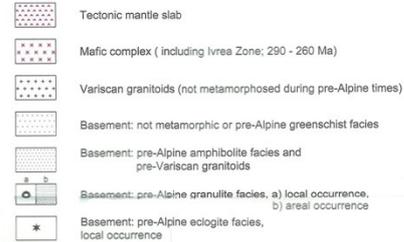
Tectonic Symbols (predominant displacement is indicated)



Stratigraphy



Basement Units



Topographic Symbols

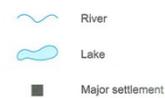


Abbildung 4: Metamorphosekarte des Tauernfensters, aus Frey et al. (1999)

5 Geologie des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt im östlichen Teil des Tauernfensters in präpermischen magmatisch-sedimentären Abfolgen des penninischen Grundgebirges (Paar, 1997). Eine genaue Beschreibung des geologischen Rahmens des Goldbezirks Schellgaden erfolgte durch Exner (1971). Er bezeichnet die Gesteine in diesem Bereich als Storz- und Kareckserie.

Lithologisch sind sich diese beiden Serien sehr ähnlich (basische bis saure Metavulkanite, Metasedimente, Amphibolite, Gneise, Karbonatglimmerschiefer, Gabbros) und durch kontinuierliche Übergänge miteinander verbunden. Die genaue Abgrenzung der beiden Serien (Storz/Kareck) ist daher schwierig. Sie erfolgt an einer Folge von Grobkornamphibolitlinsen, die typisch für die Storzserie sind und durch das Überwiegen von Prasiniten in der Kareckserie. Auch eine Unterscheidung aufgrund der größeren tektonischen (Phyllonite) Beanspruchung ist eventuell möglich. Diese Abgrenzung erfolgte aber, wie bereits Exner (1971) eingeräumt hat, „*ziemlich willkürlich*“. In neueren Arbeiten (Stadlmann, 1990; Ronacher, 1997; Daxner, 2001) werden die beiden Serien daher auch als Storz-Kareck Komplex oder Storzformation zusammengefasst und mit der Habach-Gruppe des zentralen Tauernfensters korreliert (Stadlmann, 1990; Frisch *et al.*, 1993). Der Storz-Kareck Komplex bildet im östlichen Teil des Tauernfensters das „Alte Dach“ der varizischen Granitoide (Zentralgneise des Hölltor-, Hochalm-Ankogel, Rotgülden, und Gösskernes). Der Mureckgneis, eine nach Exner (1971) vom Hochalm-Ankogelkern abgescherte Gneislamelle, bildet das Liegende des Storz-Kareck Komplexes. Im Hangenden des Storz-Kareck Komplexes folgen die überwiegend aus Metasedimenten bestehenden Formationen der „peripheren Schieferhülle“ (Murtörlserie und Schrovín Einheit; Exner 1971; Abbildung 5).

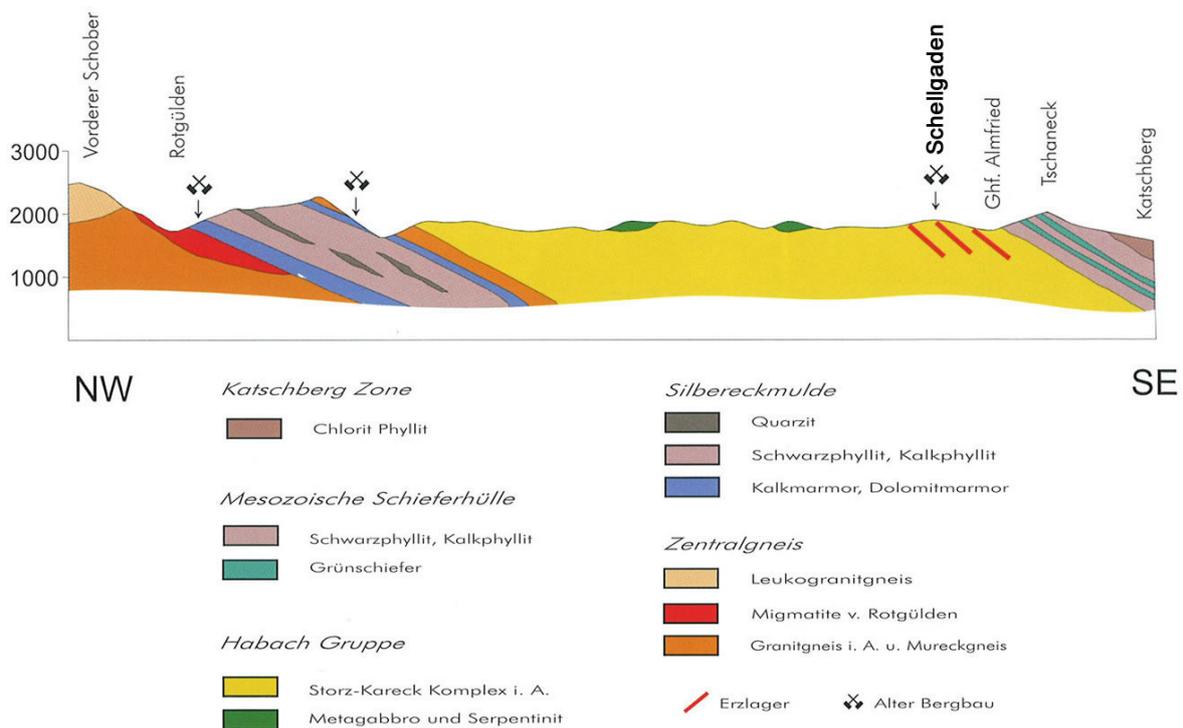


Abbildung 5: Geologisches Profil durch das östliche Tauernfenster, aus Höck (2000)

5.1 Das Liegende des Storz-Kareck Komplexes

Das Liegende des Storz-Kareck Komplexes bildet der ca. 300 m mächtige Mureckgneis. Diese Gneislamelle wird als während der alpidischen Deckenüberschiebung nach Norden verfrachtete Zentralgneisdecke interpretiert (Exner, 1971). Ob der Kontakt zur darüber liegenden Storzserie (sensu Exner 1971) primär oder tektonisch ist, ist noch umstritten. Exner (1971) findet zwischen Mureckgneis und Storz-Kareck Komplex keinen intrusiven Zusammenhang und wertet die zunehmende Schieferung im Hangenden des Mureckgneises und Einschaltungen von Gesteinen der Silbereckserie zwischen Mureckgneis und Storz-Kareck Komplex als Hinweise für einen tektonischen Kontakt. Andererseits sieht Elsner (1991) einen Intrusionsverband zwischen den Zentralgneisen und den Metavulkaniten der Storzserie. Auch Stadlmann (1990) erkennt im Bereich des Oblitzen keine Diskordanz zwischen Mureckgneis und den überlagernden Metavulkaniten des Storz-Kareck Komplexes. Ob der Storz-Kareck Komplex im Verband mit der Mureckgneislamelle abgesichert und nach Norden transportiert wurde, oder nicht mehr im ursprünglichen Verband transportiert wurde, bleibt unklar.

5.2 Storz-Kareck Komplex

Wie bereits oben erwähnt zeigen aktuellere Arbeiten, (Stadlmann, 1990; Amann *et al.*, 1997; Ronacher, 1997; Daxner, 2001) dass die ursprünglich vorgeschlagene Trennung der Storzserie und der Kareckserie nicht sinnvoll ist. Stadlmann (1990) fasst die zwei Serien daher aufgrund von petrographischen und geochemischen Beobachtungen als „Storzformation“ zusammen. Er beschreibt die Storzformation als grünschieferfazielle, metamorphe, vulkano-sedimentäre Abfolge. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 1150 m. Zwei Drittel des Gesteinsbestandes nehmen Metavulkanite mit einer großen Variationsbreite hinsichtlich Struktur, Farbe und Mineralbestand ein. Der Chemismus reicht von basischen über intermediären bis zu sauren Zusammensetzungen. Teilweise sind auch noch der primäre magmatische Mineralbestand und ältere Gefüge (z.B. Gradierung) reliktsch erhalten, die auf magmatische und sedimentäre Bildungsprozesse zurückzuführen sind. Möglich wäre z.B. eine tuffogene/pyroklastische Herkunft des Ausgangsmaterials.

In etwa ein Drittel des Gesteinsinhalts der Storzformation nehmen basische und ultrabasische Plutonite ein. Zum Großteil bestehen sie aus mächtigeren mittel- bis grobkörnigen Amphibolitkörpern die durch mehrere Störungen in Einzelkomplexe zerlegt sind.

Stadlmann unterteilt die Storzformation in drei Einheiten (Abbildung 6):

- Einheit A = Metavulkanite des Liegenden
- Einheit B = basischer bis ultrabasischer Tiefengesteinshorizont
- Einheit C = Metavulkanite des Hangenden

5 Geologie des Arbeitsgebietes

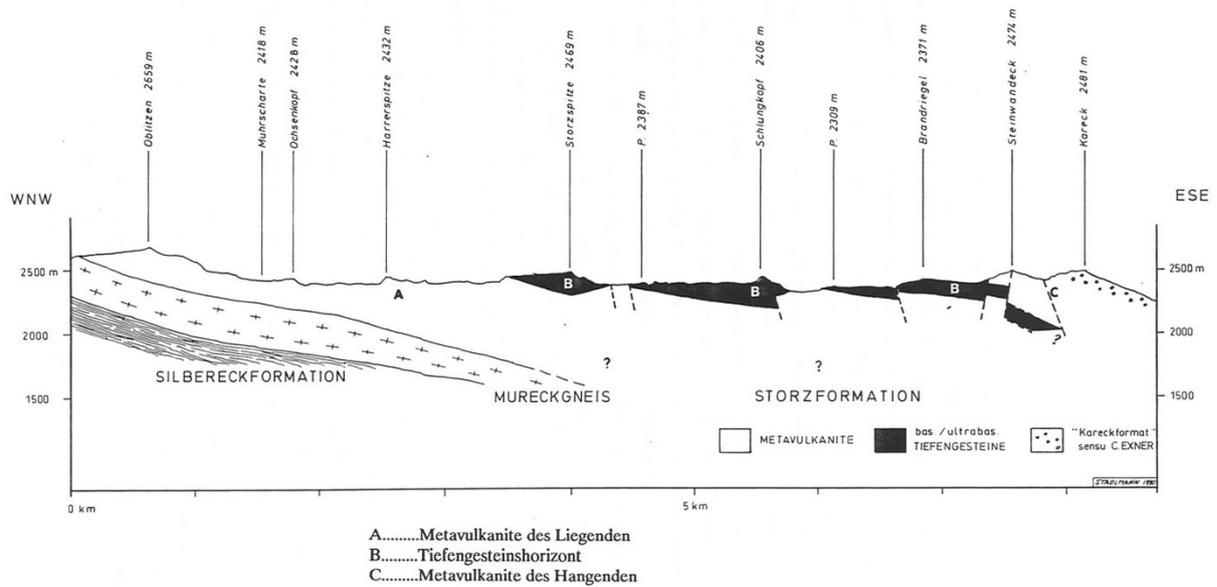


Abbildung 6: Geologisches Profil durch die Storzformation (Stadlmann, 1990)

Einheit A besteht im Wesentlichen aus sauren Metavulkaniten (Albitgneise und Biotit-Epidot-Gneise) die mit mehreren zehner Metern die größte Mächtigkeit in der Storzformation erreichen. Intermediäre (Biotit-Chlorit-Epidot-Gneise) und basische (Chlorit-Albit-Schiefer und Prasinite) Lagen hingegen sind oft nur wenige Zentimeter bis Meter mächtig, zeigen aber eine intensive Wechsellagerung mit den sauren Metavulkaniten. Diese bunte Wechselfolge wird von Stadlmann (1990) nach den anteilmäßig vorherrschenden Gesteinen (Albitgneis und Biotit-Chlorit-Epidot-Gneise) als A/B-Wechselfolge bezeichnet. Eine Übersicht über die Schichtfolge und Zusammensetzung der A/B-Wechselfolge im Bereich des Predigstuhls gibt Abbildung 7.

5 Geologie des Arbeitsgebietes

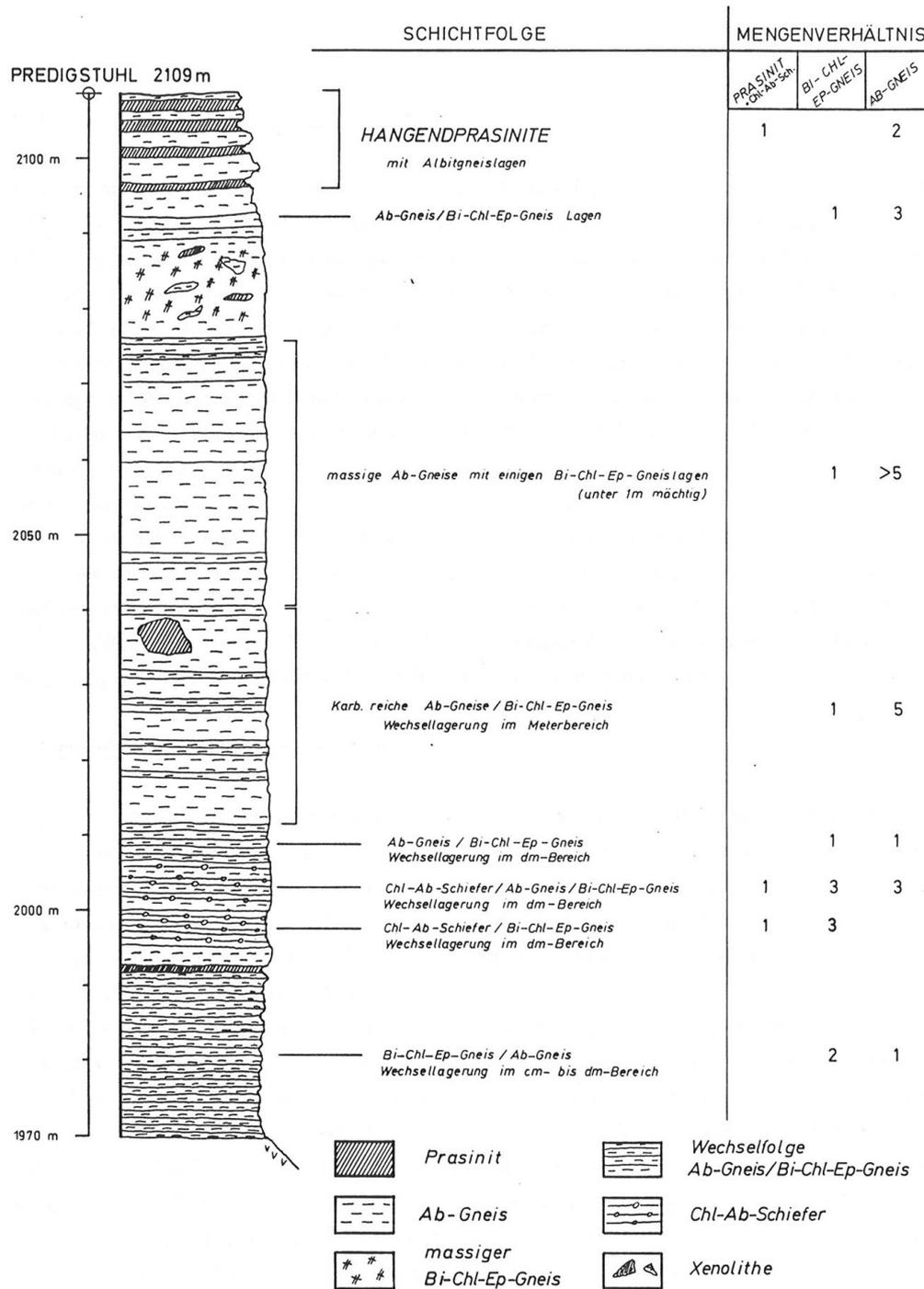


Abbildung 7: Vertikalprofil durch die A/B-Wechselfolge am Predigstuhl (Stadlmann 1990)

Untergeordnet finden sich in Einheit A auch basische Anteile (Prasinite) die teilweise den hangenden Grenzbereich zur darüberliegenden Einheit B bilden. Aus den magmatischen Zusammenhängen wie dem Auftreten von Albitgneis-Gängchen in Prasinitlagen und basischen Gängen (maximale Mächtigkeit 1m) in Albitgneis ohne An- bzw. Aufschmelzung durch das Nebengestein ist keine einheitliche relative Altersabfolge abzuleiten (Stadlmann,

1990). Stadlmann (1990) interpretiert dies als Hinweise für die zeitlich und räumlich annähernd gleichzeitige Platznahme von basaltischem und rhyolithischem Material.

Einheit C besteht hauptsächlich aus variabel zusammengesetzten Albitgneisen neben Biotit-Chlorit-Epidot-Gneisen. Bis auf das Fehlen von Biotit-Epidot-Gneisen und einer weniger intensiven Wechsellagerung unterscheidet sich Einheit C aber nicht signifikant von Einheit A.

Zwischen diesen beiden Metavulkaniteinheiten (Einheit A und C) finden sich basische und ultrabasische Tiefengesteine (Einheit B) die hauptsächlich aus Mittel- bis Grobkornamphiboliten bestehen. Die einzelnen Grobkornamphibolit Körper sind durch steil stehende Auf- bzw. Abschiebungen getrennt (Abbildung 6).

Die geochemischen Untersuchungen von Stadlmann (1990) zeigen, dass sich die Metavulkanite der Storzformation nicht eindeutig einem geotektonischem Bildungsraum (Intraplatten, MORB, Inselbogen...) zuordnen lassen. Die basischen bis intermediären Gesteine (Hangendprasinite und mit ihnen vergesellschaftete intermediäre Gneise) zeigen zwar deutlich Anzeichen für einen ozeanischen Inselbogen, andererseits weisen hohe Nb, P und Y Werte aber auf verstärkten kontinentalen Einfluss hin. Die von Stadlmann (1990) untersuchten Proben plotten in verschiedenen Diskriminierungs-Diagrammen (Rb vs. Nd+Y und Nb vs. Y; Abbildung 8) aber zum überwiegenden Teil im Bereich von Inselbogensgraniten. Das K_2O vs. SiO_2 Diagramm (Abbildung 8) zeigt eine breite Streuung der Daten wobei die basischen Gesteine (Hangendprasinite) einen tholeiitischen low-K und die intermediären bis sauren Gesteine einen kalk-alkalischen Trend aufweisen. Bei den basischen und ultrabasischen Gesteinen der Einheit B handelt es sich geochemisch um metamorphe Kumulatgabbros, Amphibolitfelse, Ultrabasilinseln und MORB-ähnliche Basaltgänge die Teil eines Ophiolites darstellen könnten.

5 Geologie des Arbeitsgebietes

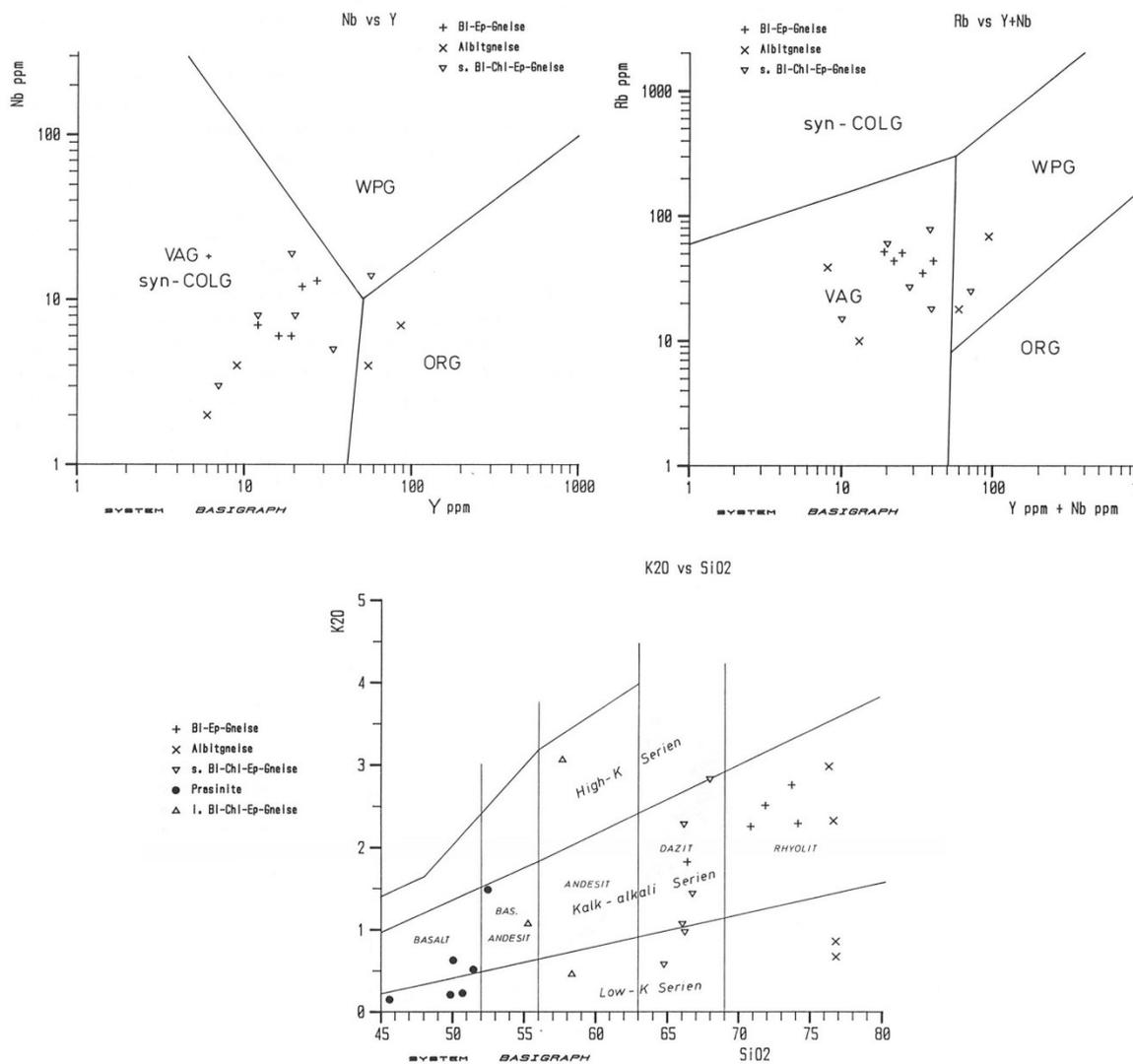


Abbildung 8: Geochemische Diskriminierungs-Diagramme für die Metavulkanite aus der Storzformation (aus Stadlmann 1990), Diskriminierungsfelder von Nb vs. Y und Rb vs Y+Nb nach Pearce et al (1984); von K₂O vs. SiO₂ nach Peccerillo und Taylor (1976)

Nach Stadlmann (1990) handelt es sich somit bei der Einheit A der Storzformation um ein subvulkanisches Stockwerk mit tholeiitischem „low-K“ Inselbogencharakter und die liegenden Anteile (ehemalige Tuffe und Tuffite) zeigen einen stärkeren kontinentalen Einfluss (Übergangstyp zwischen ozeanischem/kontinentalem Inselbogen bzw. kontinentalem Inselbogencharakter). Stadlmann (1990) weist allerdings darauf hin, dass aufgrund von Umlagerung und Sedimentbeimengung die genetische Interpretation der sauren Metavulkanite (Albitgneis) mit Vorbehalt betrachtet werden muss.

Basische Gänge in der Einheit B die einen identen Chemismus wie die Hangendprasinite der Einheit A aufweisen, könnten auf den ursprünglich engen räumlichen Zusammenhang des

Ophiolites (Einheit B) mit der Inselbogenentwicklung (Einheit A+C) hinweisen (Stadlmann, 1990). Auch Vavra (1989) und Vavra und Frisch (1989) ordnen aufgrund von geochemischen Untersuchungen die Metavulkanite der Storzformation einem Inselbogensvulkanismus zu. Vavra (1989) leitet die Biotit-Epidot-Gneise und Biotit-Chlorit-Epidot-Gneise aufgrund von gedrungenen und abgerundeten Zirkonpopulationen von detritären Grauwacken ab, die sich an der Rückseite des Inselbogens als Abtragungsmaterial vulkanogener Gesteinen abgelagerten (Abbildung 9).

Dass es sich bei Einheit A um eine heute verkehrt liegende Abfolge handelt dafür sprechen laut Stadlmann (1990) folgende Punkte:

- die Lage des subvulkanischen Stockwerks (Hangendparasinite) im heute hangendsten Anteil
- das Auftreten von Tuff und Tuffiten weiter im Liegenden
- die als wahrscheinlich anzunehmende Inselbogenentwicklung von „low-K“ Typen (primitiv) zu kalk-alkalischen Typen (entwickelt)

Nach Stadlmann (1990) lassen sich die heutigen Lagerungsverhältnisse der drei tektonischen Einheiten (A, B und C) durch eine flach liegende Großfalte erklären. Einheit A repräsentiert den Liegendschenkel, Einheit B den Faltenkern und Einheit C könnte als Rest des Hangendschenkels interpretiert werden. Dieser Interpretation widerspricht allerdings Daxner (2001). Dass ein Faltenbau dieser Dimension keine Hinweise in Form von ähnlichen Falten im kleineren Maßstab hinterlässt erscheint ihm unwahrscheinlich. Auch kann Daxner (2001) dem Kartenbild keine Großfaltenstruktur ableiten.

Die Gesteine der Storzformation lassen sich mit jenen der Habach Gruppe in den mittleren Hohen Tauern vergleichen (Frisch et al., 1993). Die Metavulkanite zeigen einen ähnlichen Chemismus wie die vulkano-sedimentäre UMS, die ebenfalls eine kontinental beeinflusste Inselbogen-Signatur aufweist. Allerdings fehlt in der Storzserie (sensu Exner 1971) das Äquivalent der in den mittleren Hohen Tauern mächtigen Habachphyllite (Stadlmann, 1990). Allerdings könnte laut Stadlmann (1990) die von ihm zur Storzformation gerechnete Kareckserie diesen „fehlenden“ Abschnitt darstellen. Die basischen Anteile (im allgemeinen Grobkornamphibolite) der Storzformation könnten als Teil einer ophiolitschen Entwicklung angesehen werden (Stadlmann, 1990) und eventuell mit der Stubachgruppe im zentralen Teil des Tauernfensters verglichen werden (Abbildung 9, Vavra und Frisch, 1989).

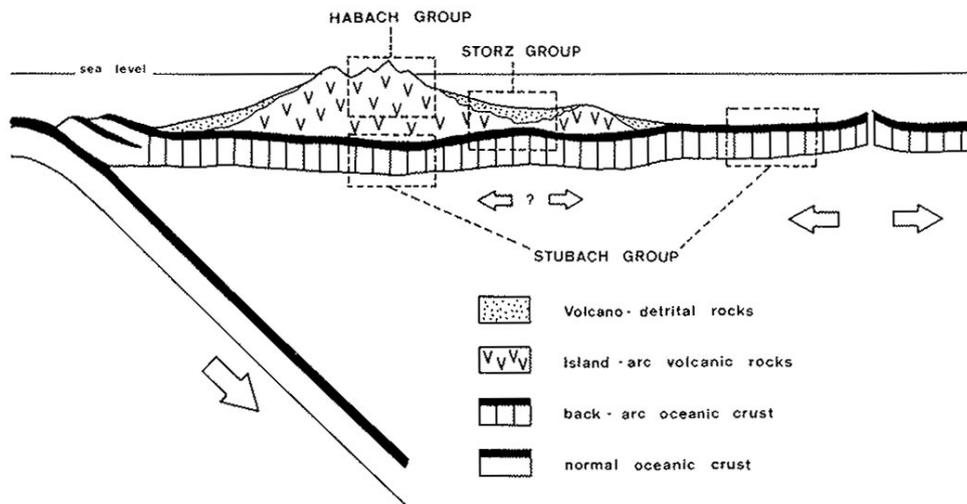


Abbildung 9: Rekonstruktion der möglichen geotektonischen Position der Storz, Stubach und Habach Gruppe im frühen Paläozoikum (Vavra und Frisch, 1989)

5.3 Das Hangende des Storz-Kareck Komplexes

Über den zwei präpermischen Einheiten (Mureckgneis und Storz-Kareck Komplex) folgen die überwiegend aus Metasedimenten (Augengneise, Graphitschiefer, Quarzite und Marmore) bestehenden Formationen der „peripheren Schieferhülle“, die nach Exner (1971) als Murtörlserie und Schrovineinheit bezeichnet werden. Exner (1971) vermutet aufgrund der Intensitätszunahme der Schieferung in der Kareckserie zum Hangenden hin, eine tektonische Grenze zwischen dem Storz-Kareck Komplex und der Murtörlserie. Auch Häusler (1995) interpretiert die Murtörlserie als eigenständige Schuppe der „peripheren Schieferhülle“ mit paläozoischem Alter, allerdings eventuell mit mesozoischen Bündnerschieferanteilen. Die Graphit-/Schwarzschiefer der Murtörlserie werden von Elsner (1991) mit den Habachphylliten verglichen und den Gesteinen des Storz-Kareck Komplexes zugeordnet. Neueren Untersuchungen zufolge sind die oberkarbonen bis mesozoischen Gesteine der Murtörlserie und der Schrovineinheit mit den Gesteinen der Wustkogelserie bzw. der Seidelwinkeltrias zu parallelisieren und somit der Glocknerdecke zuzuordnen (Stadlmann, 1990; Kurz *et al.*, 1996).

5.4 Lagerstättengeologie

Der Goldbezirk von Schellgaden umfasst über 30 bekannte Einzelvorkommen (Abbildung 10) die am nordöstlichen Rand des Tauernfensters angeordnet sind.

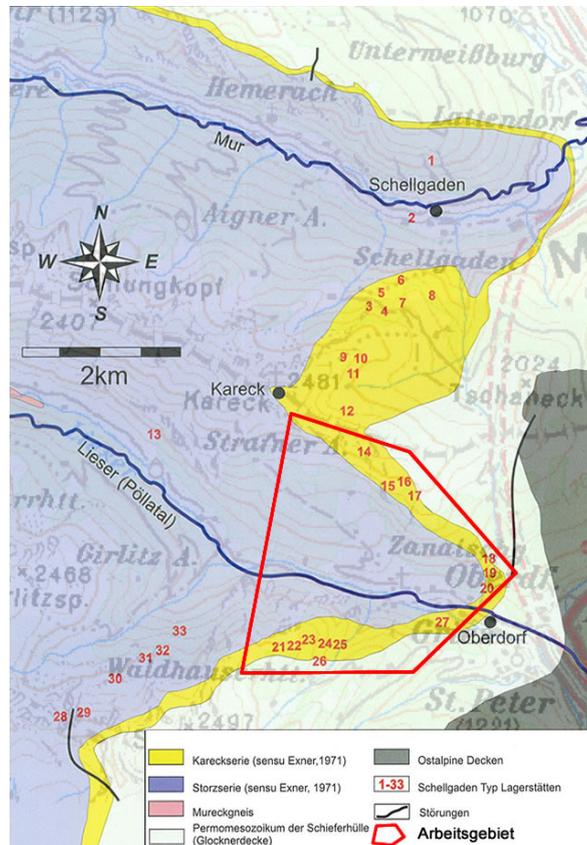


Abbildung 10: Position der Lagerstätten des Typs Schellgaden (aus Günther *et al.*, 2000)

(1=Birgeck; 2=Jägerhalt; 3=Seichwand; 4=Stüblbau; 5=Leonhardibau; 6=Köhlerstollen; 7=Schulterbau; 8=Sigmundstollen; 9=Kraeckbau1; 10=Kareckbau2; 11=Kareckbau3,4; 12=Pramleiten; 13=Maradlwand; 14=Ramsbacher Baue; 15=Knappenstube; 16=Knappenstube Ost; 17=„Galenit“ Stollen; 18,19,20=Kalvarienbergstollen; 21-26=Goslitzen; 27=Oberdorf (z.B. Nikolaistollen); 28-33=Lasörn)

Geologisch gesehen liegen die Vererzungen in den hangenden Anteilen des Storz-Kareck Komplexes (Kareckserie sensu Exner, 1971). Göd (1981) hat die Kareckserie (sensu Exner, 1971) in eine „Dunkle Serie“ (Dominanz von Grünschiefern) und eine „Helle Serie“ (Dominanz von hellen Gneisen und Glimmerschiefern) unterteilt. Die „Dunkle Serie“ umfasst massige bis schiefrige Biotit-Albit-Gneise und biotitführende Grünschiefer. Die Vergesellschaftung von Chlorit, Biotit, Albit und Epidot ist charakteristisch für die Grünschieferfazies. Weiters ist eine deutliche Karbonatführung zu erwähnen und das völlige Fehlen von Wolframvererzungen in dieser Serie (Göd, 1981). Die Gesteine könnten als tuffogene Sedimente mit primärer sedimentärer Karbonatführung klassifiziert werden. Die

„Helle Serie“ wiederum setzt sich aus Muscovit-Albit-(Biotit)-Gneisen und Karbonatglimmerschiefern zusammen. Als Protolith für erstere können saure Ergussgesteine mit dacitischer bis rhyodacitischer Zusammensetzung angenommen werden. Der Karbonatglimmerschiefer (Quarz, Muscovit, Karbonat und Albit) zeigt laut Göd (1981) noch zum Teil das primäre sedimentäre Gefüge (Ausgangsmaterial karbonatreiches, sandig-toniges Sediment). Gneisproben (vulkanosedimentärer Entstehung) aus dem Bereich Stübl- und Schulterbau ergaben Zirkonalter zwischen 440 und 600 Millionen Jahren. Die Datierung von Zirkonen (Ausbildung typisch für Zentralgneise) aus geringmächtigen, räumlich eng begrenzten Albit-Muscovit-Gneiskörpern ergaben ein Alter von ca. 330 Millionen Jahren (*alle Altersdaten aus Daxner, 2001- laut pers. Mitteilung von F. Finger*).

Die Lagerstätten des Typs Schellgaden treten in Form von Lagergängen/Quarzgängen innerhalb der „Hellen Serie“ auf. Diese goldführenden Quarzgänge wurden von (Friedrich, 1935; 1939; 1968) erstmals ausführlich beschrieben. Die linsenartige und linearen Erzkörper lassen sich durch wechselnde Mengen an Turmalin oder Scheelit unterscheiden (Friedrich, 1935; 1953; 1968). Das Erzträgergestein ist ein „zuckerkörniger Goldquarz“ mit lagigen oder gebänderten Sulfideinschaltungen. Der Goldgehalt lag in den verschiedenen Abbauen zwischen 8g/t (Knappenstube) und bis zu ca. 49g/t im Stübelbau (Friedrich, 1935). Makroskopisch und in größeren Mengen sind folgende Sulfide zu erkennen: Pyrit, Galenit, Chalkopyrit, und Bornit. Mikroskopisch wurden unter anderem Arsenkies, Chalkosin, Covellin, Cubanit, Fahlerze, Molybdänit, Pyrrothin, Spahlerit, Stolzit und die Telluride Altail, Sylvanit und Tetradymit nachgewiesen (Ramdohr, 1952; Friedrich, 1968). Goldtelluride sind meist an Galenit gebunden (Paar und Chen, 1982). In größeren Pyritkristallen finden sich Einschlüsse von Chalkopyrit mit Cubanitlamellen. Nach Ramdohr (1952) und Paar und Chen (1982) lässt sich damit die minimale Bildungstemperatur auf ca. 250°C festlegen. Cubanitlamellen sind ein Entmischungsprodukt von bei hohen Temperaturen entstandenen Chalkopyrit-Cubanit-Mischkristallen und sind ein Hinweis für hohe Bildungstemperaturen (>250°C, Ramdohr und Strunz, 1978).

Grundsätzlich lassen sich drei Erztypen die in Abbildung 11 dargestellt sind, unterscheiden (Amann et al., 1997):

- **Erztyp 1** stellt mit 80-90% den mit Abstand häufigsten und wichtigsten Typ dar. Er ist durch konkordante Quarzmylonite, deren Mächtigkeit zwischen wenigen Dezimetern bis zu zwei Metern variiert charakterisiert. In der Regel bestehen diese Erzlagen aus oft nur wenigen Zentimeter dicken sulfidführenden Quarzlagen und zwischengeschalteten Gneis- und Schieferlagen. Die scheinbar größten Lagermächtigkeiten werden durch mehrfache Verfaltung erreicht. Auch finden sich in den Faltenkernen, der isoklinal verfalteten Erzlagen, häufig Erzanreicherungen.
- **Erztyp 2** besteht aus subkonkordanten Quarzlagen mit einer ähnlichen goldführenden Sulfidvererzung wie Typ 1. Trotz der geringen Verbreitung (10-15%) war dieser Typ aufgrund der oft beachtlichen grobkörnigen Goldführung für den Bergbau von großer Bedeutung (Höck, 2007).
- **Erztyp 3** ist nur vereinzelt anzutreffen und repräsentiert diskordante, geringmächtige Quarzgänge mit nestförmiger Sulfidverteilung.

Die strukturelle Entwicklung der Lagerstätten lässt sich nach Beobachtungen im Stübelbau in vier Hauptphasen, die alle der alpidischen Orogenese zugerechnet werden, einteilen (Amann et al., 1997): Ein penetrative Schieferung sämtlicher Lithologien und Erzkörper vom Typ 1 mit teilweiser Isoklinalverfaltung (D1), die Bildung der subkonkordanten, boudinierten Typ 2 Vererzungen und flach nach Osten einfallende Abschiebungen (D2), die Anlage diskordanter Quarzgänge Typ 3 (D3) und steilstehender, Nord-Süd bzw. Ost-West streichender Abschiebungen (D4). Variszische oder ältere Strukturen sind stark überprägt oder nicht erhalten (Daxner, 2001).

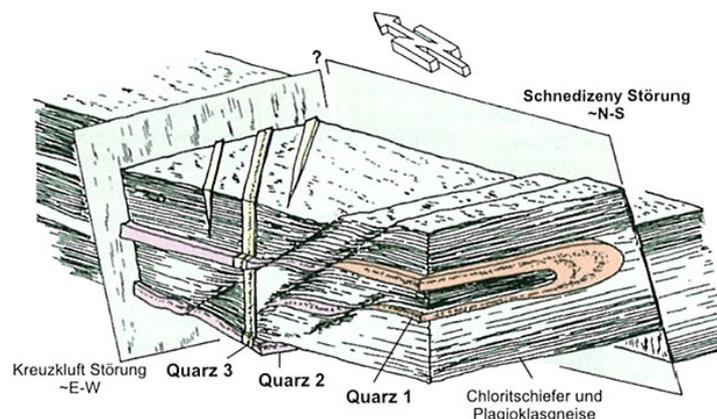


Abbildung 11: Schematische Darstellung der Erztypen und wichtiger Strukturmerkmale aus dem Stübelbau (Amann et al., 1997)

Die Vererzungen des Typs 2 und 3, und die Anlage der Abschiebungen, lassen sich auf Grund struktureller Überprägungen alpinen Ereignissen zuordnen. Bei der Vererzung des Typs 1 handelt es sich nach Daxner (2001) vermutlich um ein altpaläozoisches Erzvorkommen das wenigstens durch zwei Metamorphosen (variszisch und alpidisch) und starke Remobilisation betroffen war.

Die primäre Herkunft des Erzes ist noch nicht zweifelsfrei geklärt. Bereits Friedrich (1935; 1953) erkannte, dass sich dieser Lagerstättentyp grundlegend von den Tauerngoldgängen unterscheidet (strukturelle Kontrolle, fehlender Arsenkies, unterschiedliches Erzgefüge). Die Bänderung und der Wechsel von Quarzlagen mit dünnen sulfidreichen Lagen erinnern Friedrich (1968) zwar auch an eine sedimentäre Bildung, bei genauerer Betrachtung ist aber eine syntektonisch, pneumatolytisch bis heißhydrothermale Bildung der Vererzung für ihn eindeutig. Höll (1975) glaubt dass die erzhältigen Lagen, metamorphe Produkte ehemaliger synsedimentärer kieselsäurereicher Thermen sind und Tischler und Učík (1979) vertreten sogar die Meinung, dass das Erz submarin-exhalativ in Folge eines „*back arc Spreading*“ Prozesses im Oberjura, während der Subduktion des Penninischen Ozeans, entstanden ist. Das würde aber bedeuten, dass die Kraeckserie (sensu Exner, 1971) ein jüngerer mesozoisches Alter (Jura) aufweisen müsste. Dies ist jedoch nach heutigem Stand des Wissens auszuschließen.

Da die Zusammensetzung der Bleiisotope des konkordanten Typs 1 und der diskordanten Typ 2+3 Vererzungen ident sind, geht Ronacher (1997) davon aus, dass die primäre Quelle des Bleis ident ist. Bei den Typ 2 und 3 Vererzungen handelt es sich lediglich um nachträglich mobilisiertes Erz, das in diskordanten Klüften wieder abgelagert wurde, ohne dass dabei die Isotopenzusammensetzung verändert wurde. Aufgrund des signifikanten Unterschiedes in der Pb-Isotopenzusammensetzung der Lagerstätten des Typs Schellgaden und der Tauerngoldgänge gehen Köppel und Schroll (1983) von einer präalpidische primäre Vererzung aus, wobei die nachfolgende alpine Metamorphose zu schwach war um die Isotopenzusammensetzung des Galenits aus Schellgaden zu verändern. Außerdem gibt es Hinweise für eine asymmetrische Alteration des Nebengesteins, d.h. nur das liegende Nebengestein der konkordanten Erzkörper weist eine prämetamorphe Chloritisierung, Serizitisierung, sowie erhöhte Konzentrationen an chalkophilen Elementen auf (Ronacher, 1997). Daher stellte Ronacher (1997) Vergleiche mit submarin-vulkanisch entstandenen VMS Lagerstätten an und listet einige Beobachtungen auf, die die Vergleichbarkeit der

Vererzungen des Typs Schellgaden mit submarin-vulkanischen VMS Lagerstätten untermauern:

- asymmetrische Nebengesteinsalteration (nur im Liegenden)
- eine positive Ba-Anomalie (Nebengestein?)
- leicht negative Ce-Anomalie in den SEE Verteilungen
- die Erzmineralparagenese
- die konkordante Anlage der Erzkörper
- das Vorhandensein von Turmalin
- eine „cluster-artige“ Anordnung des Erzbezirks

Ronacher (1997) schlägt ein Genesemodell vor, in dem hydrothermale Lösungen die Biotit-Albit(-Chlorit-Epidot) Gneise ausgelaugt haben und die dabei gelösten Erzmehalle anschließend in den Albit-Chlorit-Quarz-Gneisen und Schieferen abgelagert wurden.

Daxner (2001) wiederum glaubt, dass eine Zuordnung der primären Vererzung (Typ1) zu einem bestimmten Lagerstättentypus nur schwer möglich ist. Gegen eine Einordnung zu VMS Lagerstätten sprechen vor allem das Fehlen von höheren Zinkgehalten (in Form von Zinkblende) und Zufuhrkanälen (feeder zones). Weiters gibt es keine massiven sulfidischen Erzkörper oder stockwerksartige Vererzungen wie sie für VMS Lagerstätten typisch wären. Daxner (2001) sieht am ehesten Parallelen zu epithermalen Ganglagerstätten in Neuseeland, wobei auch hier große Unterschiede bestehen, wie z.B. das Fehlen von breccierten Bereichen und das Fehlen von Silbermineralen.

6 Ergebnisse der Geländearbeit

Das Hauptaugenmerk der vierwöchigen Geländearbeiten im Sommer 2009 lag auf dem Auffinden und der Aufnahme der alten Stollen im Bereich von Oberdorf im Pöllatal. Die Suche konzentrierte sich auf das Gelände oberhalb von Zanaischg und die talnahen Hänge südlich und nördlich von Oberdorf. Das Gebiet zwischen Waldhauserhütte und Sternspitze wurde auf der Suche nach den Abbauen im Bereich Goslitz ebenfalls begangen. Bei einer Wanderung vom Ghf. Almfried Richtung Kareck wurde die Umgebung der eigentlichen Typuslokalität, des Stübelbaus, ebenfalls besucht. Aus Abbildung 12 sind die Teilgebiete und die Aufschlusspunkte ersichtlich.

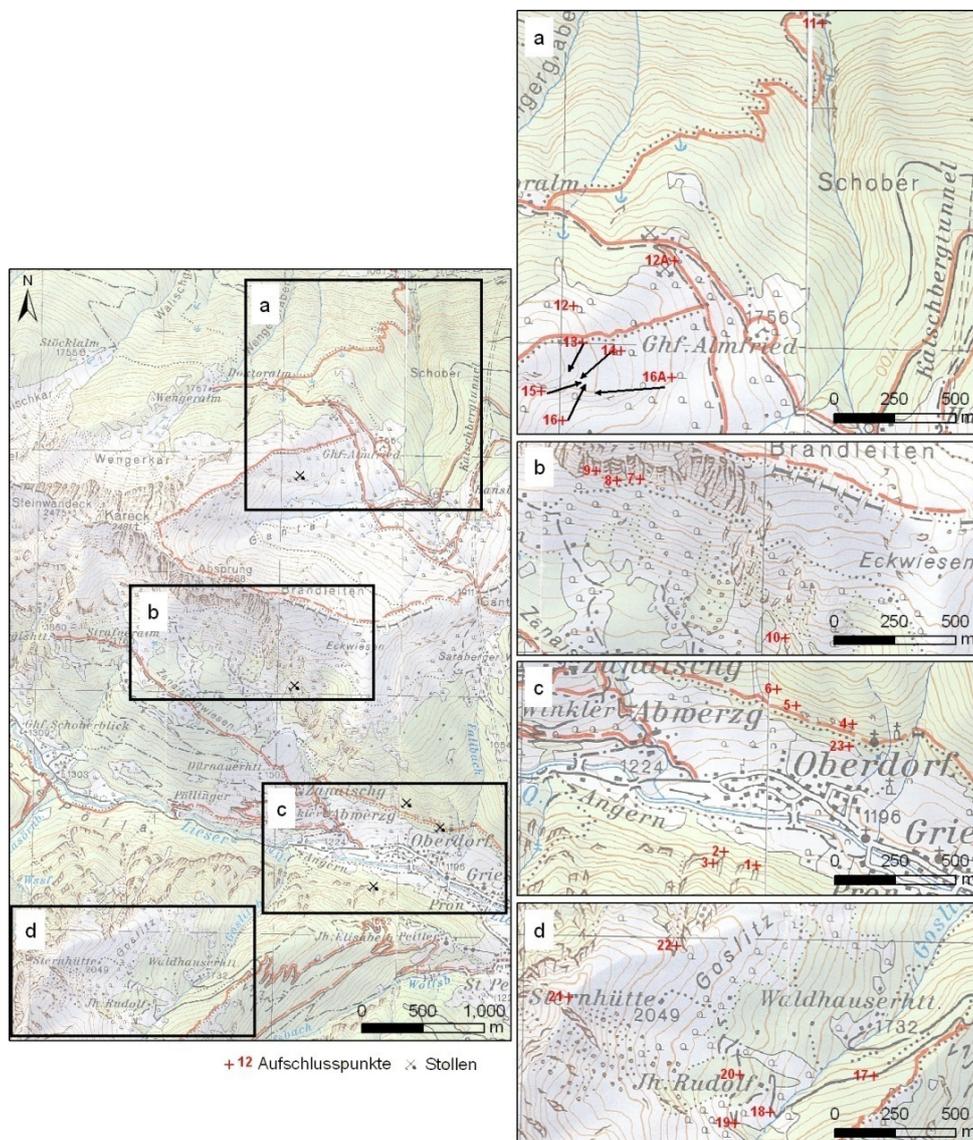


Abbildung 12: Karte mit Aufschlusspunkten

Im Anhang findet sich eine Liste mit den Aufschlusspunkten, Probennummern und den zugehörigen Koordinaten (Anhang B), weiters eine Liste der struktureologischen Messwerte (Anhang C), sowie eine detaillierte Karte (Anhang A). Die im folgenden Text angegebenen Nummern (z.B. Nr. 11) beziehen sich immer auf die Aufschlussnummern deren Positionen in der Karte eingetragen wurde (Abbildung 12 und Anhang A).

6.1 Beschreibung der Aufschlusspunkte

Aufgrund von fehlenden oder ungenauen Ortsangaben, aber auch Verbruch der Stollen, konnten einige in der Literatur beschriebene Abbaue (wie z.B. die Ramsbacherbaue, der Nikolaistollen oder die Stollen in der Gosnitz) nicht wiedergefunden werden. Die Suche wurde durch fehlende oder überwucherte Halden und durch das steile, unwegsame Gelände (Abbildung 13, Abbildung 14) erheblich erschwert. Mit Ausnahme der Knappenstube (Nr. 10) handelt es sich bei allen anderen aufgefunden Stollen (Kalvarienberg Stollen →Nr. 4, Schlafaloch →Nr. 6, Stollen 5 →Nr. 5, Stollen 2 →Nr. 2, Stollen 3 →Nr. 3) um mehr oder weniger tiefe Schurfstollen. Nach Auskunft von Direktor Lukvenz (ehem. Schuldirektor von St. Peter) wurden die meisten dieser kleinen Abbaue von Knappen während der Wintermonate vorgetrieben, wenn die höher gelegenen großen Abbaue nicht zugänglich waren. Über diese wenig bedeutenden Schurf- und Versuchsbaue existieren in der Literatur nur sehr spärliche Angaben (z.B. Tischler und Ucik, 1979).



Abbildung 13: Lage der Stollen 2+3, Blick von der Pension Waldhauser Richtung Süden



Abbildung 14: Mundloch des Stollens 2

Neben den Stollen konnten auch noch andere Hinweise auf den ehemaligen Bergbau in diesem Gebiet gefunden werden. So sind ca. 100 m unterhalb des Stollens 2 Überreste eines

gemauerten Kamins, Reste der alten Bergschmiede (Tischler und Ucik, 1979), erhalten und ca. 150 m westlich erkennt man eine Pinge.

Noch zugänglichen Abbaue wurden mittels UV-Lampe auf eine mögliche Scheelitführung untersucht. Es konnte aber nur in der Knappenstube eine geringfügige Scheelitvererzung nachgewiesen werden, die bereits von VOEST Alpine im Zuge der Prospektion auf Wolfram aufgefunden wurde (VOEST-Alpine, 1980).

Der Großteil der Aufschlusspunkte liegt innerhalb der hangendsten Anteile des Storz-Kareck Komplexes (Kareckserie sensu Exner, 1971). Nur die Aufschlußpunkte 17-19 (ev. 20) sind vermutlich der Murtörlserie zuzurechnen. Die beprobten Gesteine werden hauptsächlich aus Albit, Chlorit, Epidot, Quarz, Muscovit und Karbonat, in wechselnden Mengenverhältnissen, aufgebaut. Nebengemengteile und Akzessorien sind Biotit (oft chloritisiert), Epidot, Sulfide, Turmalin, Apatit, Zirkon und Rutil. Je nach Vorherrschen des einen oder andern Hauptgemengteils können die Gesteine als: Albit-Chlorit-(Muscovit)-Gneis, Albit-Muskovit-Schiefer/Gneis, Muskovit-Albit-Chlorit-Schiefer oder Albit-Chlorit-Epidot-Gneise angesprochen werden. In einzelnen Aufschlüssen wurden auch geringmächtige Marmor- und Metabasiteinschaltungen (Amphibolit, Grünschiefer) angetroffen.

6.1.1 Talkstollen Federweiß/Gestellsteinbruch

Aufschluss Nr.11: Der Talkstollen liegt südlich über den Häusern von Schellgaden und ist über einen Weg, der Richtung Doktoralm führt, in wenigen Minuten Gehzeit erreichbar (Nr.11). Das Vorkommen wird im Folgenden nur kurz beschrieben. Detaillierte mineralogische und petrologische Notizen finden sich z.B. in Meixner (1938).

Der Stollen wurde vom ehemaligen Tagbau (Gestellsteinbruch) fast normal auf das Streichen ca. 14 m Richtung SW vorgetrieben. Der östliche Teil des Stollens ist nahezu vollständig verbrochen. An der Ortsbrust und in der Firste sind sehr dunkle amphibol- und biotitreiche Gesteine (Amphibolfels bis Hornblendit) vorherrschend. In tektonisch stark beanspruchten Bereichen ist wesentlich mehr Biotit und Chlorit vorhanden. Die dunklen Gesteine gehen lokal in Talk-Aktinolith-Schiefer mit cm-großen Aktinolithkristallen über (Abbildung 15). Das Liegende der dunklen Gesteine bildet eine ca. 1,5 m mächtige Talk-Karbonatschieferlinse (Abbildung 16). An der Tagoberfläche ist östlich des Mundlochs ein sehr heller Aplitgranit anstehend, der laut Meixner (1938) auch untertage anstehend war (nun verbrochen). Meixner (1938) weist in seiner Arbeit auch auf die Molybdänglanzführung des Aplitgranites hin. Am Kontakt zu Amphibolit/Talkschiefer sind im Aplitgranit vermehrt dunkle Minerale (Biotit und

Hornblende) zu beobachten. Der Aplitgranit wird von flach liegenden Phylloniten überlagert in denen eine ca. 10 cm mächtige Linse eines Amphibol-Dolomit-Felses steckt.



Abbildung 15: Aktinolithkristalle in Talkmatrix. Nr. 11



Abbildung 16: Kontakt der hangenden biotitreichen Schiefer zu liegenden Talk-Karbonat-Schiefern. Nr. 11

Als Protolith für den Talk der durch Reaktion von SiO_2 -reichen Fluiden mit magnesiumreichen Gesteinen entstand, kommen z.B. Ultramafite der Storzformation in Frage. Bei dem Aplitgranit könnte es sich um stark fraktionierte granitische Schmelzen, die in den älteren Storz-Kareck Komplex intrudierten, handeln. Dass es sich um Intrusionen variszischen Alters handelt, wurde auch durch U-Pb Datierungen an Zirkonen bestätigt (Finger et al., 2008). Der Granit ist tektonisch durch eine Scherzone begrenzt, wobei das Alter dieser Scherzone nicht bekannt ist.

6.1.2 Der Kareck Südostgrad

Aufschlüsse Nr. 12-16: Die Geologie dieses Bereiches wurde bereits in früheren Arbeiten ausführlich behandelt (Göd, 1981; Amann *et al.*, 1997; Ronacher, 1997; Daxner, 2001). Göd (1981) unterscheidet in diesem Abschnitt, der den hangendsten Anteil des Storz-Kareck Komplexes darstellt, eine „Dunkle Serie“ (ehemalige basische Effusivgesteine bzw. tuffogene, karbonatführende Sedimente) und eine „Helle Serie“ (rhyodazitische Effusiva).

Bei Aufschluss Nr. 12 (anstehend?) handelt es sich um Albit-Chlorit Gneise/Schiefer mit schieferungsparallel eingeregelt cm-dicken Leukosom- und Quarzlagen. Braun verwitternde Karbonatgänge sind teilweise isoklinal verfaltet. Das Gestein macht im allgemeinen einen dunklen Eindruck, ist aber aufgrund des Mineralbestandes der von Göd (1981) definierten „Hellen Serie“ zuzurechnen.

Bei Aufschluss Nr. 13+14 ist ein Quarzgang mit eingeregelter Turmalinkristallen anstehend. Eine Sulfidführung ist nicht zu erkennen. Das Nebengestein ist ein heller stark geschieferter Quarz- und muscovitreicher Schiefer/Gneis.

Auffällig ist eine ca. 0,5 bis 0,8 m mächtige mylonitische Gneislage bei Aufschluss Nr. 15+16. An einem 3,5 m mächtigen Profil ist der Übergang von einem hellen Gneis zu einem Flasergneis bis mylonitischen Gneis aufgeschlossen (Abbildung 17b). Aufgrund der Mylonitisierung sind auf den Schieferungsflächen nur sehr undeutliche Lineare zu erkennen, die ca. NW-SO orientiert sind. Eine Störung, die die mylonitische Schieferung durchsetzt, zeigt einen aufschiebenden Charakter (Abbildung 17d-f). Im Liegenden folgt ein dunkler Albit-Chlorit-(Biotit)-Schiefer, mit Einschaltungen von maximal 10 cm mächtigen konkordanten bis subkonkordanten Quarzgängen. Die teilweise boudinierten Quarzgänge zeigen häufig einen Saum von grobspätigem Karbonat und eine geringe Sulfid- und Turmalinführung. Im untersten Abschnitt dieses Aufschlusses konnten bis zu 4 mm große Magnetitkristalle beobachtet werden. Die Schieferungsflächen fallen konstant flach Richtung NO (ca. 65/15) ein, aber der gesamte Block ist eventuell leicht verrutscht.

Die Aufschlusspunkte Nr. 12A und 16A (Abbildung 12) markieren jeweils alte Stollenmundlöcher.

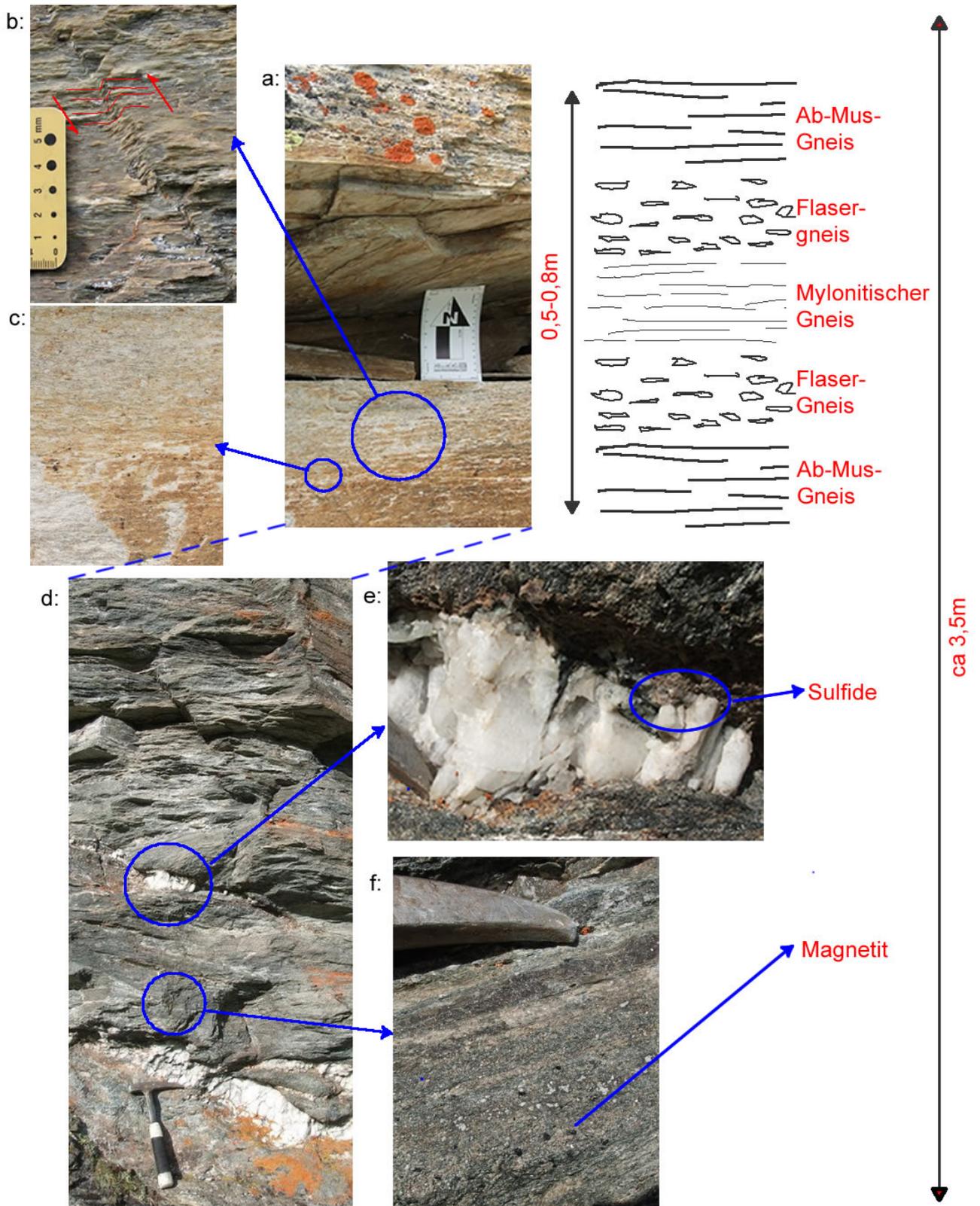


Abbildung 17: Aufschluss 15+16, a: Übergang von Gneis über Flasergneis zu mylonitischem Gneis, b: Störung mit aufschiebenden Charakter im Flasergneis, c: Detail Flasergneis, d: unterer Bereich des Aufschlusses mit dunklem Albit-Chlorit-(Biotit)-Gneis und konkordanten bis subkonkordanten Quarzgängen, e: Detail Quarzgang mit Karbonatsaum und Sulfiden, f: Detail des magnetitführenden Bereiches

6.1.3 Zanaischgiesen

Aufschlüsse Nr. 7-9: Von dem kleinen Weiler Zanaischg aus gelangt man in ca. 1,5-2 h zum Fuße der markanten ca. 250 m senkrecht aufragenden Felswand, die sich vom Kareck über den Absprung bis zum Brandleiten zieht. Nach einer mündlichen Mitteilung von Hr. Dr. Hassan Neinavaie soll sich in der Felswand unterhalb des Absprungs, links der „Galerie“ ein Stollenmundloch befinden, über das in der Literatur keine Angaben gefunden wurden (Abbildung 18). Aufgrund von fehlender Kletterausrüstung und -erfahrung konnte der mögliche Stolleneingang allerdings nicht erreicht werden.

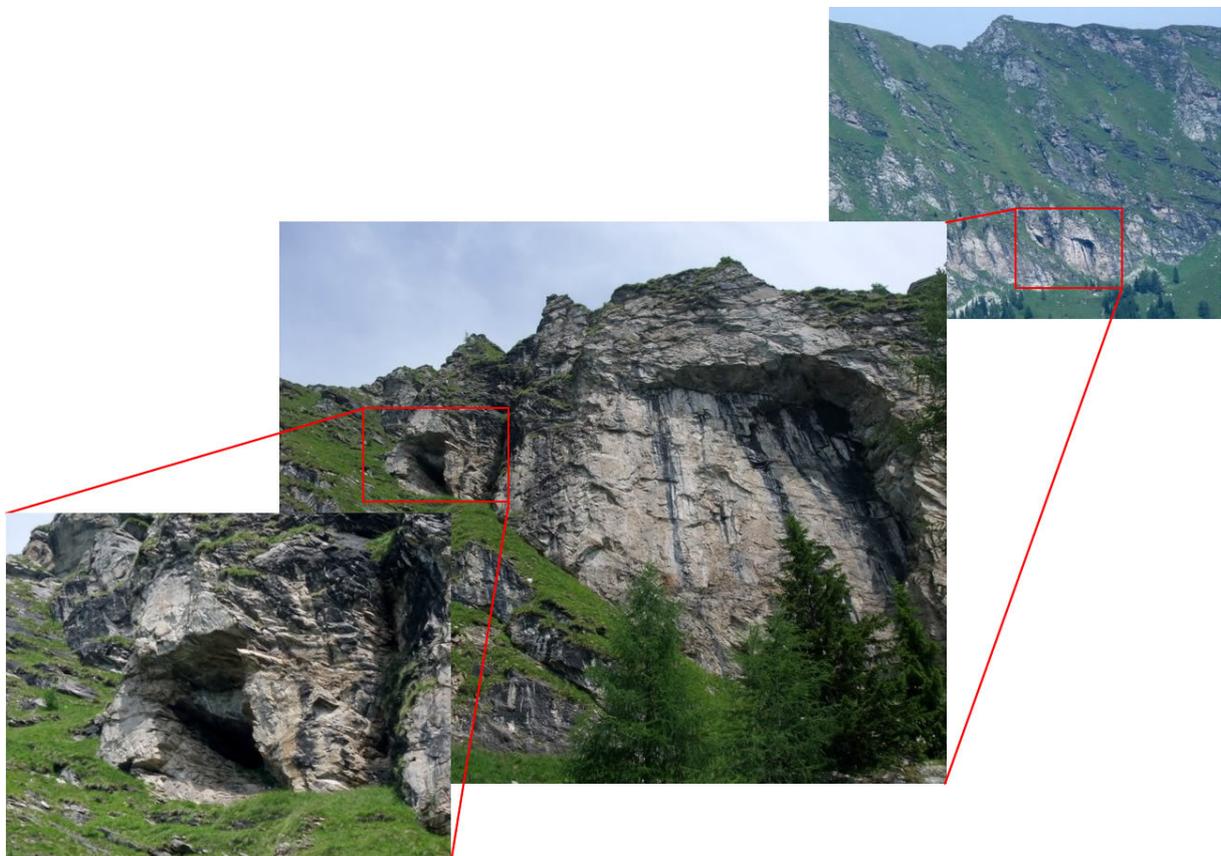


Abbildung 18: Möglicher Stolleneingang in der Felswand unterhalb des Absprungs. Nr. 7

In einem Großteil der eher massigen muscovitreichen Gneise, die diese Wand aufbauen, sind immer wieder stärker geschieferte, diskontinuierliche Muscovit-Chlorit-Schieferlagen eingeschaltet. Auch boudinierte bis zu 10 cm mächtige konkordante Quarzgänge konnten in der Felswand beobachtet werden. Bei Aufschluss Nr. 7 steht wiederum ein Turmalin-

führender Quarzgang an. Die Turmalinisierung reicht dabei auch teilweise ins Nebengestein (Abbildung 19).



Abbildung 19: Turmalin in subkonkordanten Quarzgang eingelagert. Die Nebengesteine sind ein heller Albit-Muscovit-Gneis und ein Chloritschiefer, beide karbonatführend. Nr. 7

Weiter westlich gelangt man in eine Zone mit vielfältigen Hinweisen auf die tektonische Beanspruchung in diesem Bereich. So erkennt man etwa in einer Chloritschieferlage ein SC-Gefüge mit einer älteren (steileren) Schieferungsrichtung [S-Fläche] und jüngere Scherflächen [C-Flächen], die der generellen Schieferungsrichtung im Aufschluss (ca. 100/20) entspricht (Nr.8). Die Scherindikatoren in diesem Aufschluss sind oft zweideutig und lassen daher keine sichere Interpretation der Bewegungsrichtung in dieser Scherzone zu (ev. SO gerichtete Abschiebung?). An anderen Stellen konnten Scherbewegungen mit „Top-nach-SO“ gerichteten Bewegungssinn zweifelsfrei bestimmt werden. Diskordante mit Quarz gefüllte Extensionsklüfte im Gneis sind etwa im Zuge SO orientierter Scherbewegungen entstanden (Abbildung 20). Eine geringmächtige chloritreiche Schieferlage zeigt eine duktile Verfaltung im cm-Bereich und „umfließt“ eingebettete Gneisklasten (Abbildung 21). Die inkompetenteren Schieferlagen dienen in dem eher massigen und Wandbildenden Gneis als bevorzugte Bewegungsbahnen. Allerdings lassen sich auch im kompetenten Gneis bei genauerer Betrachtung zwei Schieferungsrichtungen unterscheiden, wobei die dominante jüngere Schieferung eine Orientierung zwischen 090/45 bis 109/43 zeigt. Ein Einmessen der älteren Schieferung war aufgrund der undeutlichen Ausprägung nicht möglich. Bei Aufschlusspunkt Nr.9 könnte es sich möglicherweise um einen 20-40 cm mächtigen

zerscherten Xenolith handeln. Nähere Untersuchungen oder eine Probennahmen konnte aufgrund der unerreichbaren Lage in einer senkrechten Felswand nicht durchgeführt werden.

Die zahlreichen Hohlräume (1-5cm) im Gestein sind auf leicht verwitterbare Karbonate zurückzuführen. Weiters konnten auch junge mit Chlorit gefüllte NW-SO (ca. 300/60) orientierte Klüfte beobachtet werden.

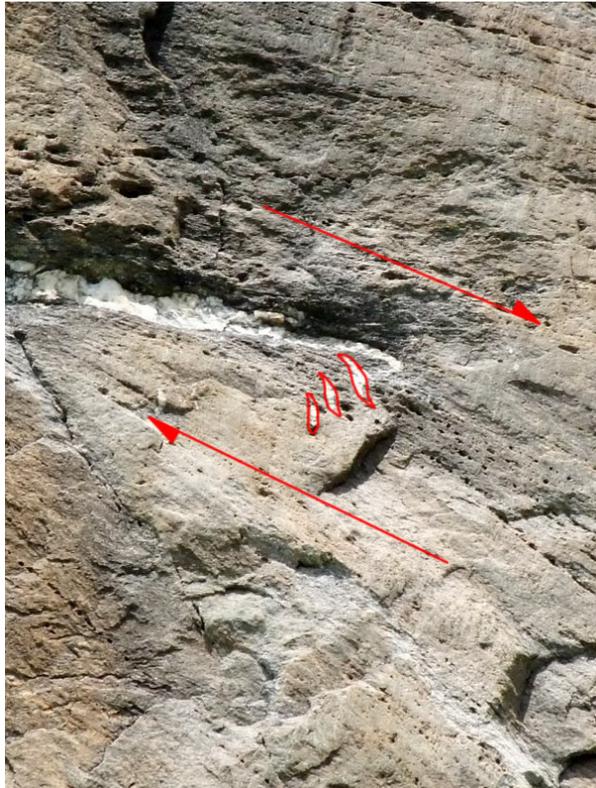


Abbildung 20: Mit Quarz gefüllte diskordante Zerrklüfte im Gneis. Die sigmoidale Form der Quarzklüfte ist die Folge des Aufreißens der Klüfte im Zuge SO-gerichteter scherender Deformation. Nr. 9

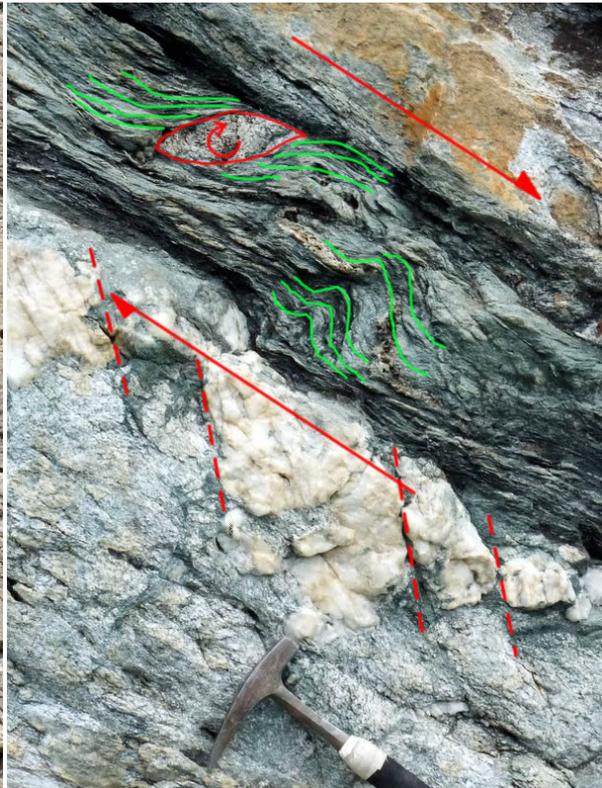


Abbildung 21: Asymmetrisch deformierter Gneisklast in einer Chlortschieferlage. Die sigmoidale Ausbildung der Klasten und die Vergenz der Kleinfalten lassen eine „Top-nach SO“ gerichtete Scherbewegung vermuten. Der Quarzgang im Liegenden wurde im Zuge dieser Deformation zerschert. Nr. 8

6.1.4 Knappenstube

Aufschluss Nr.10: Die Knappenstube war vermutlich der größte Abbau im Pöllatal. Der Stolleneingang (bzw. die zwei eng beieinanderliegenden Mundlöcher, Abbildung 22) befindet sich oberhalb von Zanaishg in ca. 1750 m Höhe. Man erreicht den Abbau von Zanaishg aus über einen am Ende unmarkierten Steig in ca. 1h (Nr. 10). Bis 1740 wurde hier Erz mit ca. 6-8g Au/t abgebaut (Friedrich, 1935). Der größte Teil des Grubengebäudes ist noch zugänglich, wirkt aber stellenweise sehr instabil. Vor allem im Eingangsbereich lösen sich mehrere Meter

große Blöcke von der Firste. Auch die größeren Abbaue in den tieferen Stollenbereichen sind oft schon verbrochen. Größere Abschnitte wurden während des Bergbaus mit aufgeschichtetem Versatzmaterial abgestützt. Sehr instabile Bereiche wurden vermutlich im Zuge später Explorationstätigkeiten zusätzlich gesichert, der Ausbau ist aber stellenweise schon wieder zerstört (Abbildung 28). An den Ulmen sind mehrere Generationen von Schlitzproben zu erkennen (blaue und gelbe Markierungen), die auf Explorationstätigkeiten von der VOEST Alpine AG in den 70er-Jahren und der Argosy Mining Corp. in den 80er-Jahren zurückgehen. Die Überprüfung mit UV-Lampen ergab nur an zwei Stellen (Probenpunkt 4A und 4D) eine deutliche Scheelitvererzung (Abbildung 22).

6 Ergebnisse der Geländearbeit

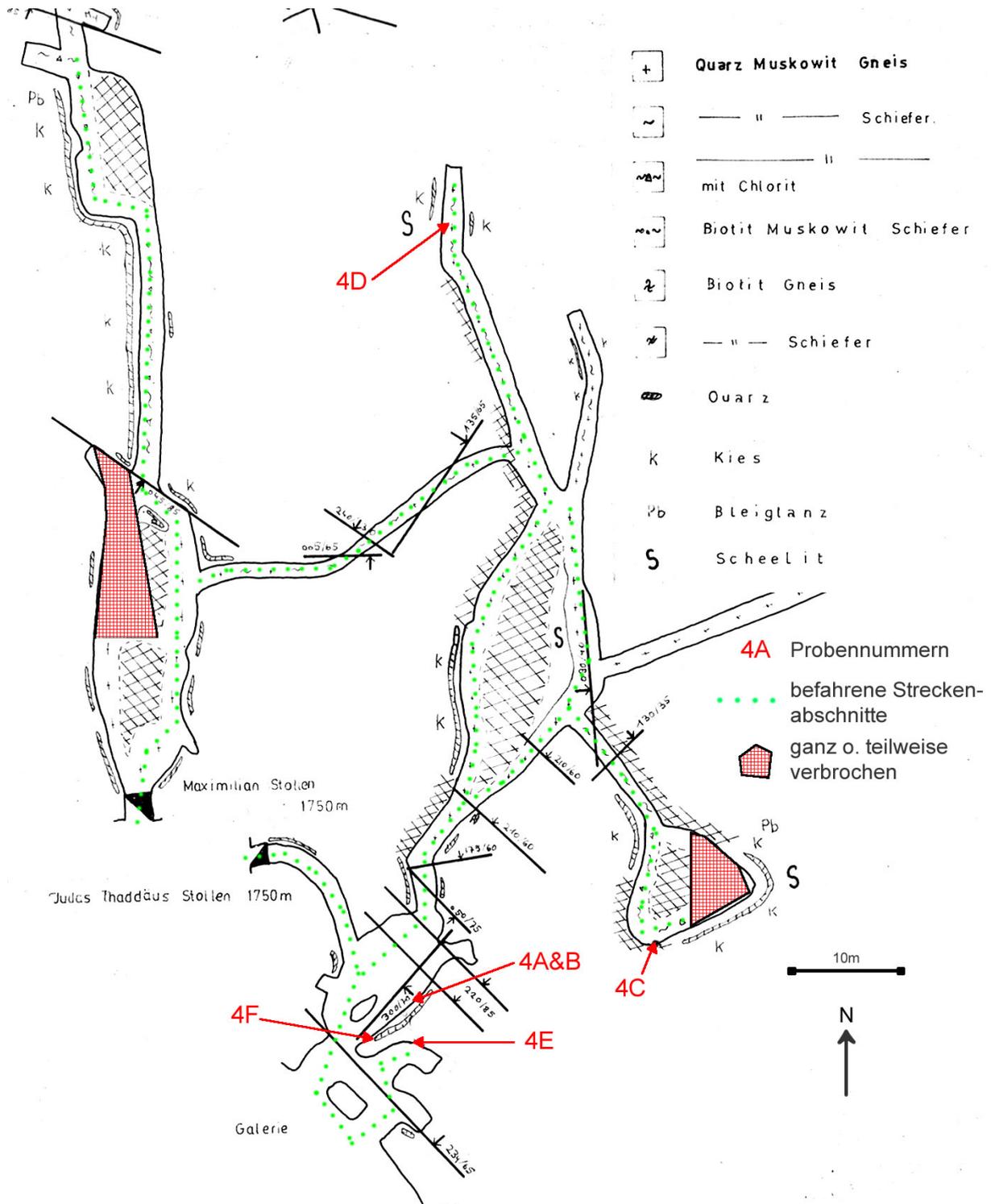


Abbildung 22: Grubenplan Knappenstube Nr. 4A-F, (aus VOEST-Alpine, 1980, verändert)

Im südöstlichen Teil im Bereich der „Galerie“ (Abbildung 22) wurde noch relativ viel anstehendes Erz angetroffen. Abgebaut wurden früher vermutlich mehrere bis zu 50 cm dicke Quarzlager. Die Mächtigkeit wechselt aber stark, da die (sub)konkordanten Gänge boudiniert sind. Sie lassen sich im Streichen aber über 10er Meter verfolgen. Die Quarzgänge gehen von mylonitischen, rötlichen und fein laminierten Varietäten (Erztyp 1) bereichsweise in einen weniger stark deformierten weißen Quarz über. Vereinzelt eher geringmächtige Gänge von Quarz (Typ 2) sind subkonkordant im Nebengestein eingelagert (Abbildung 23). In diesen Gängen treten Sulfide oft nestartig am Kontakt zum Nebengestein auf (Abbildung 24). Stellenweise werden die Quarzgänge von grobspätigen verwitterungsbedingten Karbonatkrusten überzogen. Das Nebengestein ist ein deutlich geschieferter, grünlicher Muscovit-Albit-Chlorit-(Biotit)-Schiefer mit deutlicher Karbonatführung. Im Nahbereich zu den Quarzgängen ist der Schiefer sehr feinkörnig, fast schon phyllonitisch. Deformierte leukokrate Gneislagen und dünne diskontinuierliche Quarzgänge wechsellagern oft im cm-Maßstab mit den dunklen Schieferlagen (Abbildung 25). Eine unterschiedliche Alteration im Hangenden und Liegenden der erzführenden Quarzgänge, wie sie von Ronacher (1997) für den Stübelbau postuliert wurde, konnten hier zumindest feldgeologisch, nicht festgestellt werden. Auffällig ist aber, dass dünne Schieferlagen am Kontakt zu den Gängen bzw. zwischen den Erzgängen teils stark deformiert sind und Sulfide führen (Abbildung 25). Pyrit in diesen Zonen ist oft idiomorph ausgebildet und wird bis zu 3 mm groß. Stark tektonisierte Kontaktbereiche mit verfalteten, dunkleren (chloritreicheren?) Schieferlagen und zerscherten Quarzlinsen sind sowohl im Hangenden (Abbildung 26) als auch im Liegenden (Abbildung 27) von Quarzlagern des Erztyps 1 zu beobachten.

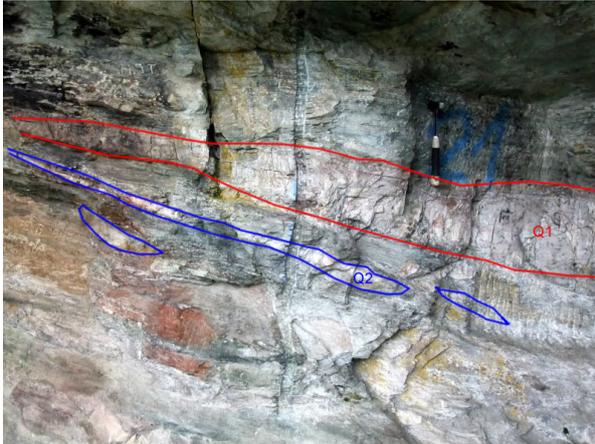


Abbildung 23: Konkordanter laminiertes Quarzgang (Q1) und leicht diskordanter Quarzgang (Q2) in Mus-Ab-Chl-Schiefer. Schlitzprobenpunkt mit blauer Markierung („21“).



Abbildung 24: Sulfidnest am Kontakt zwischen Quarz und Nebengestein



Abbildung 25: Im Liegenden eines 1cm dünnen Quarzanges Wechsellagerung von hellen (Mus-Ab) und dunklen (Chl-Ab) Schiefer/Gneis. Der Schiefer ist deutlich sulfidführend.



Abbildung 26: Tektonisierte Zone im Hangenden eines Typ 1 Quarzanges (Ost)



Abbildung 27: Tektonisierte Zone im Liegenden eines Typ 1 Quarzganges (West). In dem liegenden dunklen phyllonitischen Schiefen sind zerscherte Quarzgänge zu beobachten.



Abbildung 28: Eingangsbereich Knappenstube

Die Schieferung und die Erzkörper fallen generell flach ($20-30^\circ$) Richtung SO ($120-135^\circ$) ein. Weiters konnten einerseits steile ($65-85^\circ$) NW-SO streichende Störungen und andererseits eher flache ($35-65^\circ$) NO-SW streichende Störungen eingemessen werden.

6.1.5 Kalvarienberg

Aufschlüsse Nr.4-6 und 23: Oberhalb des Leitensteigs wurden drei Stollen ausfindig gemacht. Der größte (Nr.6) auch „Schliafaloch“ genannt (mündl. Mitteilung Direktor Lukvenz) und der Kalvarienbergstollen (Nr.4) sind in der Literatur mehrfach erwähnt. Ein kleiner ca. 3 m tiefer Schurfstollen 20 m überhalb des Leitensteiges (Nr.5) wurde noch nicht beschrieben.

Direkt neben dem Leitensteig, wenige Meter westlich einer Kapelle befindet sich der Kalvarienbergstollen. Dieser Einbau ist ca. 5m tief und 1,5m hoch und wurde entlang einer bzw. zwei Störungen (ca. $S1=290/80$ und $S2=090/45$, Aufschiebung?) vorgetrieben. Der Bereich um die Störung ist stark alteriert („Brandzone“) und auf dem Gestein haben sich vor allem um die Störungszonen ockerfarbene, rote und grüne Kluftbeläge abgelagert

(Abbildung 29). Auffallend ist eine ca. einen Meter mächtige, chloritreiche Lage mit extrem albitreichen Linsen (cm-dm mächtig) und schieferungsparallelen Quarzgängen.

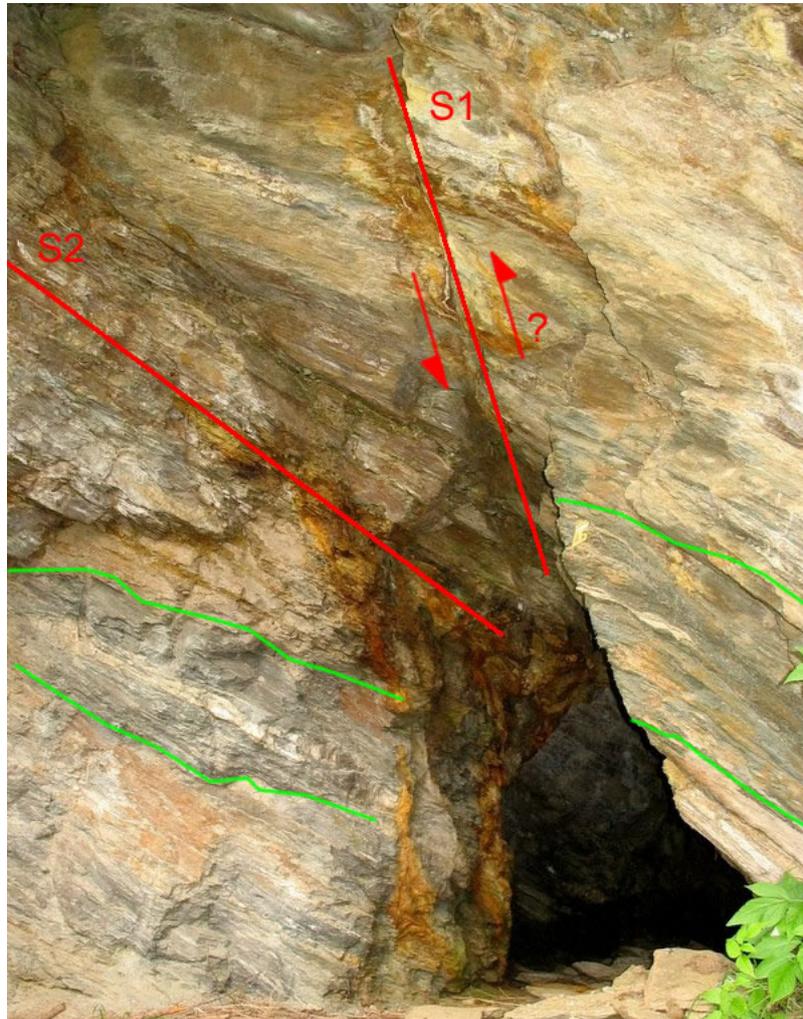


Abbildung 29: Kalvarienbergstollen Nr. 4, S1=290/80 und S2=090/45, eine ca. 1 m mächtige dunkle Gesteinslage (Albit-Chlorit-Gneis) erscheint im Ostteil von S1 gehoben (grüne Markierung).

Am östlichen Ulm und an der Firste ist eine deutlich Sulfidführung zu beobachten. Die Sulfide sind einerseits an geringmächtige (max. 20 cm) konkordante Quarzlagen gebunden andererseits treten sie auch innerhalb des Nebengesteins auf. Es können zwei unterschiedliche Arten von Quarzgängen unterschieden werden:

1. Konkordante Gänge die oft durch Deformation als linsenförmige Körper in Albit-Chlorit Gneis (dunkel) auftretend. Sie werden bis zu 20 cm mächtig. Dieser Typ tritt auch zwischen S1 und S2 (Abbildung 29) auf. Das Nebengestein um die Gängchen ist stark alteriert und sulfidführend.
2. Diskordante Quarzgänge ohne Sulfidführung in hellem Albit-Gneis.

In Klüften, die von den albitreichen Linsen ins Nebengestein gehen, ist eine vermehrte Sulfidführung zu beobachten.

Direkt unterhalb des Kalvarienbergstollens ist ein weiterer konkordanter boudinierter Quarzgang aufgeschlossen (Abbildung 30). Der Quarz ist weiß bis grau und zeigt eine leichte Sulfidführung. Neben diesem bis zu 40 cm mächtigen Gang sind noch weitere nur wenige cm mächtige Gängchen schieferungsparallel im Nebengestein eingelagert. Am Ostende des Aufschlusses ist ein wenig Turmalin im Quarz vorhanden (Abbildung 31). Um die Quarzgänge herum ist das Nebengestein stärker deformiert. Eine verstärkte Sulfidführung auf Klüften, aber auch im Nebengestein konnte beobachtet werden. Das Nebengestein wird aus einer Wechsellagerung von hellen muscovitreichen Albit-Schiefer/Gneisen und dunkleren biotit- oder chloritreichen Gesteinen mit deutlichen weißen Albitblasten aufgebaut. Wie im Kalverienbergstollen sind auch hier untergeordnet Metabasite anzutreffen (Abbildung 31). Die Schieferung fällt flach Richtung SO ein (130/30)



Abbildung 30: Boudinierte Q1 Linse in Albit-Gneis unterhalb des Kalverienbergstollens, Nr. 23

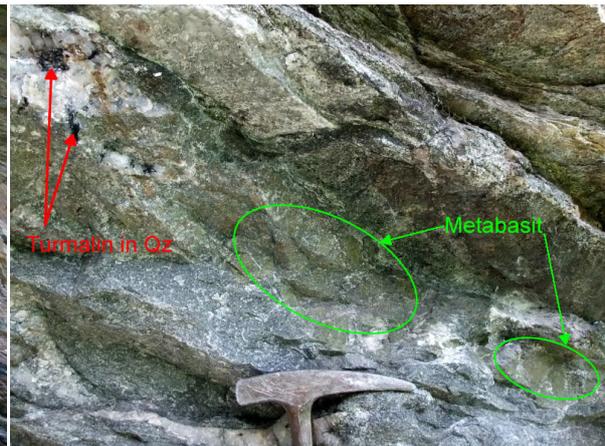


Abbildung 31: Metabasit Linsen in Albit-Gneis, Nr. 23

Im Stollen 5 (Nr. 5) ist eine ca. 30 cm mächtige und 1,5 m lange Quarzlinse aufgeschlossen. Der Quarz ist rot-braun gefärbt und zeigt eine markante mylonitische Foliation. Sulfide sind nur in sehr geringen Mengen vertreten. Am Westulm ist der Übergang des mylonitischen Quarzganges in einen mobilisierten weißen Quarzgang zu beobachten (Abbildung 32). Außerdem ist eine „Pinch and Swell“ Struktur zu erkennen (Abbildung 32).

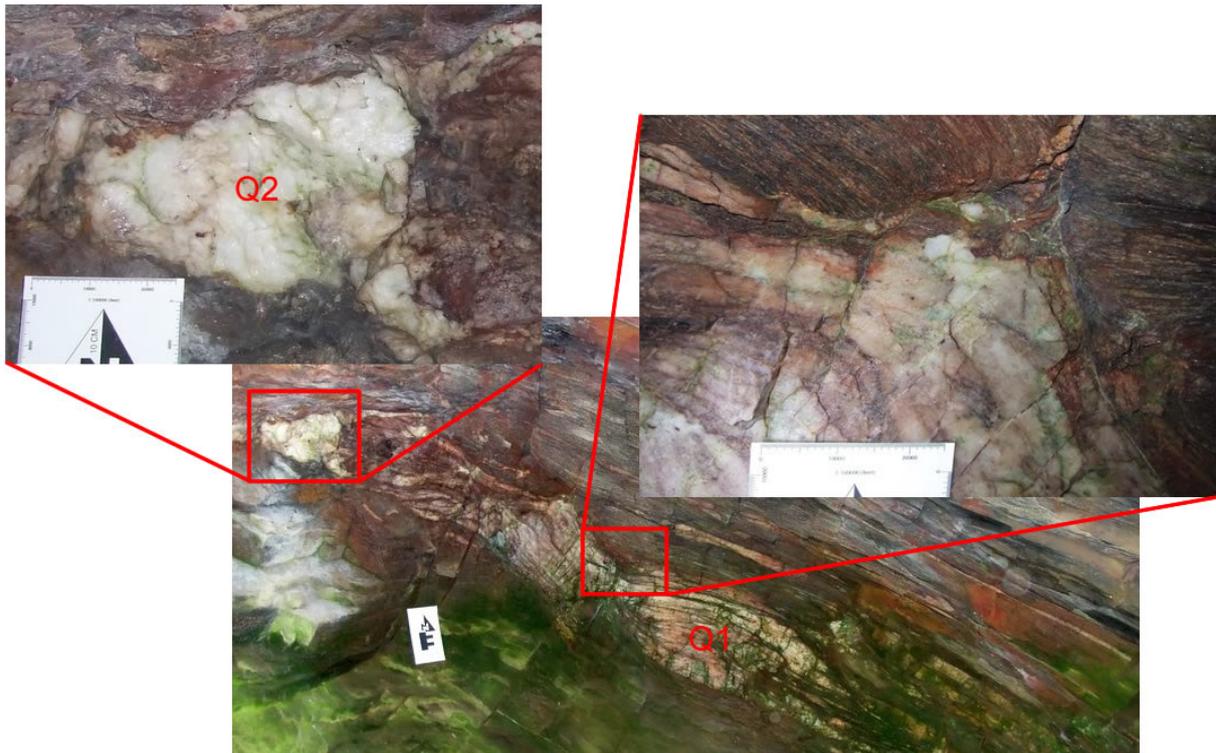


Abbildung 32: „Pinch and swell“ Struktur in laminiertem Quarzgang (Q1). Die Lamination ist eine mylonitische Foliation. Diese fehlt in Quarz 2 (Q2), der durch Remobilisation während der „Pinch and Swell“ Deformation entstand, Nr. 5

Das Schliafaloch befindet sich ca. 100 m über dem Leitensteig. Die beiden Mundlöcher sind aber erst aus nächster Nähe zu sehen. Der Bau besteht aus einem oberen Abbau, in dem ein Quarzlager flächenhaft (13x6m) bis auf zwei Sicherheitspfeiler abgebaut wurde, und einem tieferen Teil, dessen Durchgang aber nahezu verbrochen ist. Die Quarzgänge sind meist rötlich gefärbt, konkordant und mylonitisch. In den Sicherheitspfeilern können noch geringe Mengen an Erz gefunden werden. Die Ansprache der Nebengesteine ist aufgrund von Sinterkrustenbildung an der Oberfläche schwierig.

6.1.6 Stollen südwestlich von Oberdorf

Aufschlüsse Nr.1-3: Der größte und wichtigste der Abbaue südwestlich von Oberdorf, der Nikolaistollen, wurde auch nach mehrfachem und längerem Suchen nicht gefunden. Die von Tischler und Ucik (1979) als Stollen 2 & 3 bezeichnete Stollen konnten aber relokalisiert und befahren werden.

Der Stollen 2 ist ca. 30 m lang mit einem 90° Knick am Ende. Das Gestein geht von einem hellen gebänderten Karbonat-Glimmerschiefer relativ scharf in eine ca. 1 m mächtige, stark deformierte (deutliche Schieferung und Krenulationsfalten) und biotitreiche Lage über (Abbildung 33). Im Hangenden folgt wieder ein helles kompakteres Gestein (Gneis?), allerdings sind im Kontaktbereich immer wieder dunklere Lagen eingeschaltet. Am Ende des Stollens ist eine Gneislinse aufgeschlossen. Die vorhandenen Quarzgänge sind maximal einen dm mächtig und meist konkordant in die Schieferung eingeregelt. Eine Sulfidführung konnte nur an einer Stelle beobachtet werden.

Stollen 3 befindet sich ca. 20 m oberhalb von Stollen 2 und ist ca. 10 m tief. Die ersten fünf Meter wurden mit Versatzmaterial abgestützt. Am Beginn ist ein stark deformierter mylonitischer Glimmerschiefer mit zerscherten 5-10cm mächtigen Quarzgängen vorherrschend. Dieser geht in einen deutlich geschieferten Karbonat-Glimmerschiefer mit konkordanten cm mächtigen Quarzgängen über. Das Stollenende wird von einer mit Letten und einer kataklastischen Brekzie gefüllten Störung (032/70) markiert (Abbildung 35). Neben den konkordanten Gängen konnte in diesem Stollen auch ein diskordanter Quarzgang (Erztyp 3) beobachtet werden (Abbildung 34).

6 Ergebnisse der Geländearbeit



Abbildung 33: Deformierte biotitreiche Lage in Stollen 2, Nr. 2

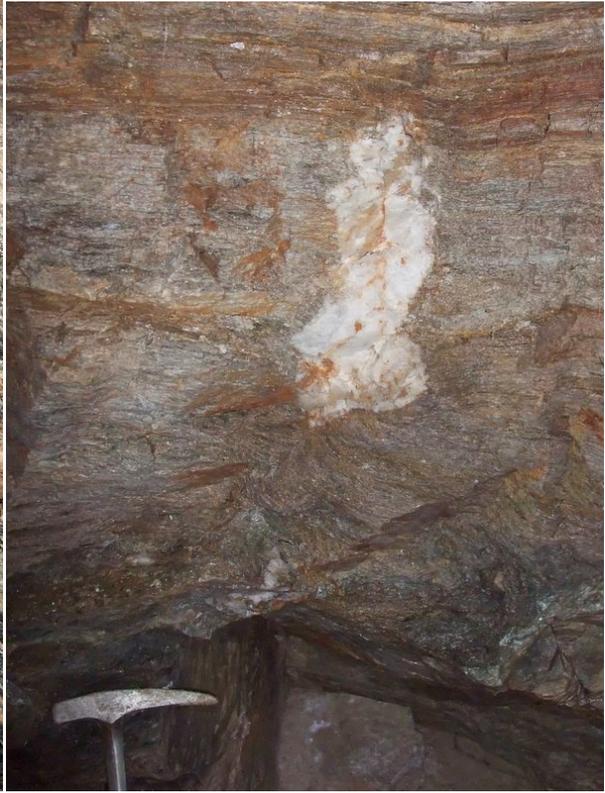


Abbildung 34: Diskordante Quarzlinse (Erztyp 3), Nr. 3



Abbildung 35: Störungsletten und Brekzie am Ende von Stollen 3, Nr. 3

6.1.7 Goslitz

Aufschlüsse Nr. 17-22: Bei Aufschlussnummer 18 handelt es sich vermutlich um einen nicht anstehenden Felsblock, der lithologisch als stark deformierter Augengneis anzusprechen ist. Aus den gut ausgebildeten Feldspatporphyroklasten würde sich eine „top nach S“ Bewegungsrichtung ableiten lassen.

Im Hangenden eines Muscovit-Chlorit-Gneises ist eine mehrere Meter mächtige, helle und sehr reine Marmorbank (Nr.19) aufgeschlossen. Ein relativ deutlich zu erkennendes Linear ist Richtung SO (144/25) orientiert (Abbildung 36). Die Schieferung des Marmors und des Gneises fällt ebenfalls flach Richtung SO (139/25). ein



Abbildung 36: Marmorbank, Nr.19

Diese beiden Aufschlüsse könnten der Murtörlformation zugerechnet werden wobei die Grenze zur Storzformation nicht eindeutig definiert ist. Bei Punkt Nr.20 steht ein Mus-Bt Schiefer mit auffallenden dunklen Porphyroblasten an. Die Porphyroblasten konnten mikroskopisch als Albit mit graphitischen Einschlüssen bestimmt werden und wurden in keinem anderen Aufschluss beobachtet.

Die Felswand, die sich oberhalb der Sternhütte Richtung NW zieht (Nr.21), ist aus einer Abfolge von Gneisen, Schiefergneisen, Muscovitschiefern etc. aufgebaut. Immer wieder treten Einschaltungen von Metabasiten auf (Abbildung 37). In diesen bis zu 50 cm mächtigen gebänderten albitführenden (Albitblasten) Grüngesteinen (lagenweise epidotreich) sind boudinierte/zerscherte schwarz-grüne hornblendeführende Metabasitlinsen eingeschaltet (Abbildung 38).

6 Ergebnisse der Geländearbeit



Abbildung 37: Metabasitlage in Gneis, Nr. 21



Abbildung 38: Dunkle hornbeldenführende Lage in Metabasit, Nr. 21

Entlang des Grates, der sich Richtung NO ins Tal zieht, sind verschiedene meist helle Gneise vorherrschend. Bei Punkt Nr.22 ist eine Orthogneislins in einem Albit-Chlorit-(Biotit?)-Gneis aufgeschlossen (Abbildung 39). Im Hangenden dieser Linse sind deformierte Quarzgänge in Chloritschiefer zu beobachten. Bei den leukokraten Orthogneislinsen im Metabasit könnte es sich um ehemalige granitische Injektionen handeln (Abbildung 40).



Abbildung 39: Orthogneislins und Chloritschieferlage in Ab-Chl-(Bt)-Schiefer, Nr. 11C

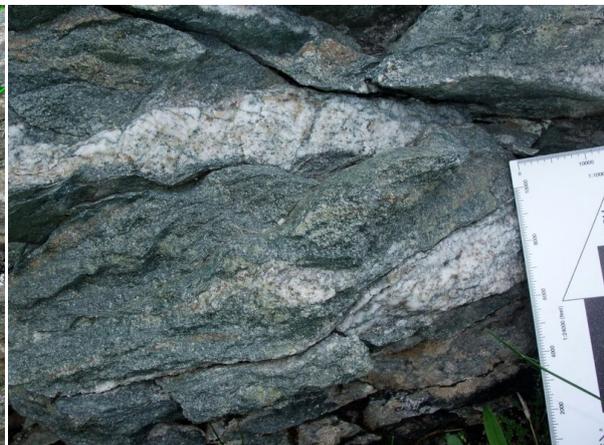


Abbildung 40: Leukokrate granitische Injektionen in Metabsit, Nr. 11C

6.2 Strukturgeologie

Die Gesteine im Arbeitsgebiet zeigen eine recht einheitliche Schieferungsrichtung, die meist flach Richtung NO bis SO einfällt. In Aufschlüssen nördlich des Karecks (Nr. 11-16) fallen die Gesteine eher flach ($15-20^\circ$) Richtung NO ein, während jene südlich davon flach bis mittelsteil ($15-42^\circ$) Richtung O bis SO einfallen (Abbildung 41). Die Art der Schieferung in den Gesteinen ist recht unterschiedlich ausgeprägt. So konnte z.B. in der Knappenstube in den Muscovit-Albit-Chlorit Schiefen eine sehr engständige und ausgeprägte Schieferung beobachtet werden, wohingegen die Gneise, die die Felswände oberhalb von Zanaischg aufbauen, nur eine undeutliche Schieferung zeigen. Unterschiedliche Lithologien wie z.B. die Metabasitlagen von Aufschlussnummer 21, sind parallel zu dieser Schieferung orientiert. Neben dieser deutlichen Hauptschieferungsrichtung konnten stellenweise noch eine zweite sehr undeutlich ausgeprägte Foliation beobachtet werden. Diese Foliation konnte in keinem Aufschluss eingemessen werden, war aber auch in Dünnschliffen zu sehen (z.B. Schliff 4B). Im Gelände konnten mehrere Scherzonen (Nr. 7b und Nr. 8) ausfindig gemacht werden. Diese sind meist parallel zur Hauptschieferungsrichtung orientiert. Selten einmessbare Lineare sind N-S bzw. NW-SO orientiert (Abbildung 42). Ein Bewegungssinn (Abschiebung Richtung SO) konnte nur bei Aufschluss Nr.8 bestimmt werden. Diese flachen Scherzonen könnten eventuell im Zusammenhang mit den am Ostrand des Tauernfensters häufig anzutreffenden flachen Abschiebungen stehen, die im Zuge der Hebung des Tauernfensters entstanden sind. Im Arbeitsgebiet konnten vor allem untertage (Knappenstube und Stollen 2) einige Störungen eingemessen werden. Wobei sich zwei bevorzugte Richtungen unterscheiden lassen. (Abbildung 43 & Abbildung 44):

1. N-S bis NO-SW streichende Störungen mit variablen Einfallswinkeln (S1)
2. NW-SO streichende steil stehende Störungen (S2)

Eindeutige Bewegungsindikatoren konnten auf keiner der Störungsfläche festgestellt werden. Eine Verfaltung der Gesteine konnte nur im kleinen Maßstab vor allem im Nahbereich von Quarzgängen (z.B. Abbildung 33) beobachtet werden. Ein Merkmal für die starke/duktile tektonische Beanspruchung der Gesteine ist die Boudinage-Bildung von Quarzgängen wie z.B. in Abbildung 32 ersichtlich.

6 Ergebnisse der Geländearbeit

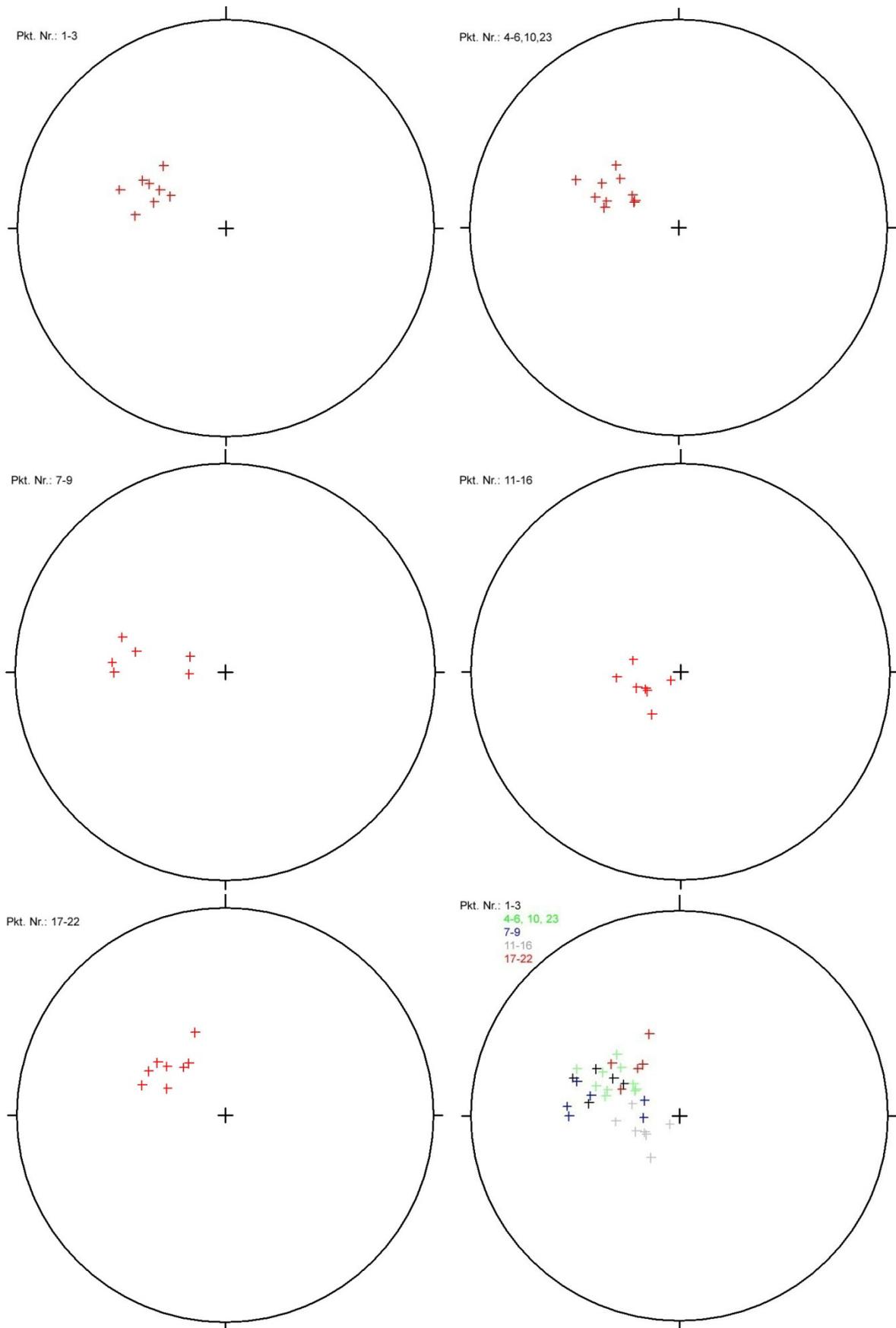


Abbildung 41: Polpunktdarstellung der Schieferungsflächen der einzelnen Aufschlüsse

6 Ergebnisse der Geländearbeit

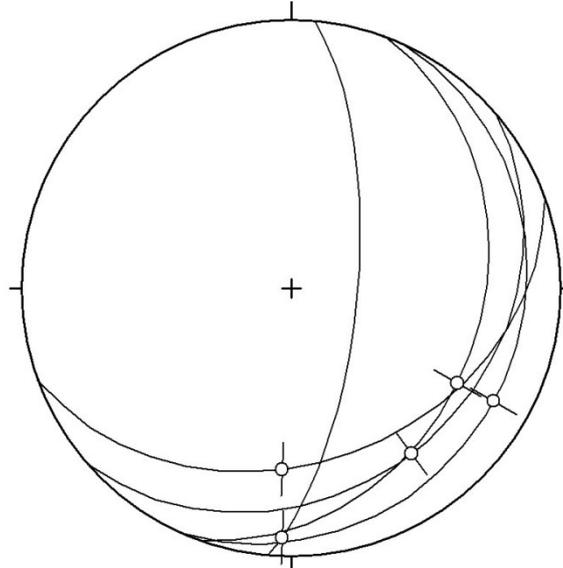


Abbildung 42: Scherflächen mit zugehörigen Linearen

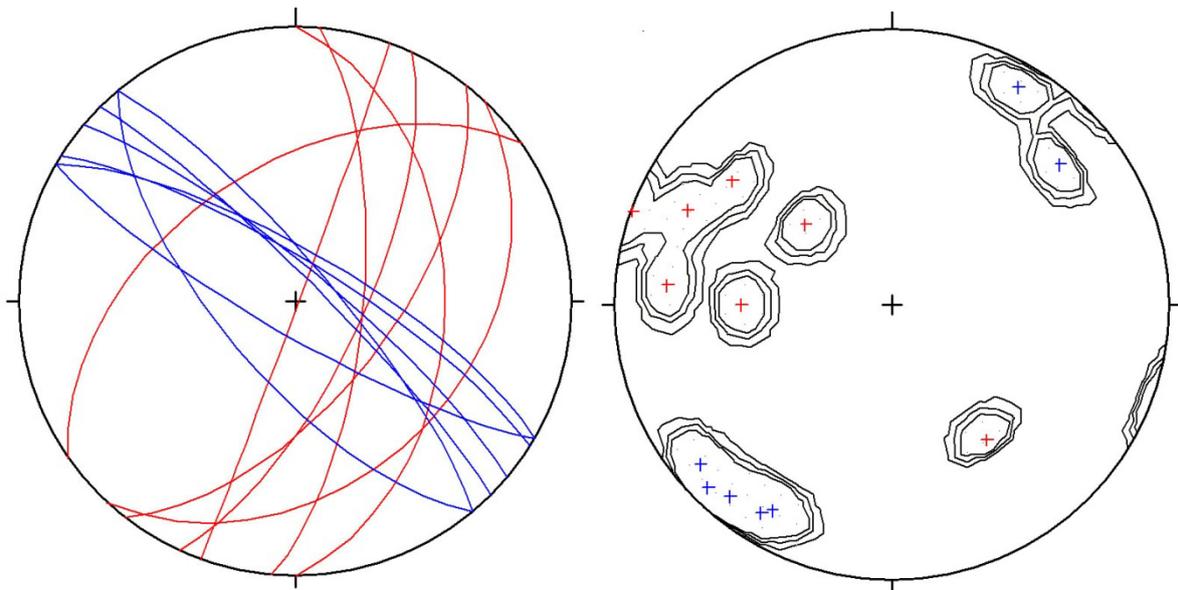


Abbildung 43: Großkreisdarstellung der Störungen (rot=S1, blau=S2)

Abbildung 44: Contourplot der Störungen (rot=S1, blau=S2)

6.3 Petrographie

Ziel der Geländearbeit war es einen Überblick über die lokalen geologischen Gegebenheiten zu bekommen und die strukturgeologischen Zusammenhänge der Vererzung zu erfassen. Eine flächendeckende Kartierung des Gebietes und eine detaillierte petrologische Bearbeitung der Gesteine war nicht vorgesehen und aus Zeitgründen auch nicht möglich. Detaillierte petrographische Beschreibungen der Gesteine des Storz-Kareck Komplexes finden sich z.B. in den Arbeiten von Exner (1971) und Stadlmann (1990). Im Folgenden werden die während der Geländetätigkeit im Sommer 2009 beprobten Gesteine beschrieben. Die petrographischen Ergebnisse decken sich weitgehend mit jenen früherer Arbeiten.

Im Allgemeinen handelt es sich bei den bearbeiteten Gesteinen entweder um leukokrate Gneise und/oder Schiefer oder um eher mesokrate, grünliche Gneise und/oder Schiefer. Sie zeigen fließende Übergänge und oft eine Wechsellagerung im Meterbereich. Definiert sind die Gesteine zum Großteil durch die Mineralparagenese Albit-Chlorit-Epidot-Quarz und Muscovit. Je nach Vorherrschen der entsprechenden Mineralien handelt es sich um:

- Albit-Chlorit-(Muscovit)-Gneis
- Albit-Muscovit-Schiefer/Gneis
- Muscovit-Albit-Chlorit-Schiefer
- Albit-Chlorit-Epidot-Gneis

Als Akzessorien finden sich neben Sulfiden (Pyrit, Chalkopyrit) auch Biotit, Ilmenit, Rutil, Titanit und Apatit (Tabelle 1). Erwähnenswert ist auch die fast immer vorhandene Karbonatführung der Gesteine. Oft ist das Karbonat in Lagen angereichert oder tritt als Kluffüllung auf. Die starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure lässt auf Calcit schließen. Das oft ockerfarbene Karbonat hinterlässt durch Verwitterung mm bis cm Hohlräume im Gestein.

Neben diesen zur, von Stadelmann (1990) definierten, A/B-Wechselfolge gehörenden Gesteinen wurde südlich der Lieser unterhalb der Sternspitze ein Amphibolit (Probe 10B) gefunden, der mit den ebenfalls von Stadelmann (1990) definierten Mittel- bis Grobkornamphiboliten zu vergleichen ist. Der graphitführende Albitporphyroblastenschiefer aus Aufschluss 20 (Probe 9A) ist vermutlich der Murtörlserie zuzurechnen.

6 Ergebnisse der Geländearbeit

Schliff	Qtz	Ab	Mus	Bt	Chl	Cal	Ep	Hbl	Opak	Akzessorien	Gestein
1A	<5	70-80	<5	<5	10-15	<5	<5		<5	Py, Zrn, Rut	Ab-Chl-Gneis
1C		40-50		<5	20-30	10	10-20		<5		Ab-Chl-Ep-Gneis
2A										Py, Ill, Rut, Ap	Qtz mit Tur
4B	20	5-10	30-40	<5	10	20	<5		<5	Py, Ap, Rt, Ill	Mus-Ab-Chl-Schiefer
4D	10	10-20	40-50		10	10-20	5-10		<5	Ill, Rt,	Mus-Ab-Chl-Schiefer
4F+4F1	10-20	10	40-50	<5	<5	10-20	5-10		<5	Ill, Sp, Py, Ccp,	Mus-Ab-Chl-Schiefer
6A	<5	60-70	<5		15-20	10	<5		<5		Ab-Chl-Gneis
6B	<5	60-70	<5		15-20	10	<5		<5		Ab-Chl-Gneis
7A											Qtz mit Tur
7B	70-80	10-15	10-15	<5		<5			<5		Ab Mus-Gneis (Mylo)
8B	<5	40-50	15-20		20-25	<5	<5		<5	Ill, Mag	Ab-Chl-Mus-Gneis
9A	20-30	20-30	30-40		10		<5		<5	Gr	Ab-Porphyroblastenschiefer
10A		20-30		5-10	20-30	<5	20-30	<5	<5	Ttn, Ap, Hbl	Ab-Chl-Ep-Gneis
10B	<5				10			80-90	<5	Rt, Pl,	Amphibolit
11A	10-20	20-30	<5	<5	5-10	<5	30-40				Ab-Ep-Chl-Gneis
11B	<5	30-40		5-10	20-30	5-10	10-20				Ab-Chl-Ep-Gneis
11C	10	60-70	<5		5-10	<5	5-10				Ab-Chl-Gneis
12A	30-40	30-40	10-20		5-10	+			<5	Py, Ill, Ccp	Ab-Mus-Schiefer/Gneis
13A	10	50-60	20-30			10				Ttn	Ab-Mus-Schiefer
14A	10	50-60	10-15	<5		5-10			<5	Zrn	Ab-Mus-Gneis
15B	<5	70-80	10		5-10	<5			<5	Kalifsp?, Tur	Ab-Chl-Mus-Gneis
15C	<5	60-70	5-10	<5	5-10	<5	<5		<5		Ab-Chl-Mus-Gneis

Tabelle 1: Mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Dünnschliffe. Die Zahlen entsprechen den geschätzten Volumsprozenten (Vol.%). Mineralabkürzungen nach (Kretz, 1983)

6.3.1 Albit-Chlorit-(Muscovit)-Gneis

Proben 1A, 6A, 6B, 11C und 8B, 15C, 15B: In dieser Gruppe werden jene Gesteine zusammengefasst, welche einen auffallend hohen Albitgehalt aufweisen (zwischen 50 und 80 Vol.%) und chlorit- oder muscovitführend sind. Makroskopisch handelt es sich meist um helle bis grünliche Gneise, die einen ausgeprägten Lagenbau aufweisen (Wechsel von Albit- und Chlorit/Muscovitlagen), aber auch sehr massig, ohne Anzeichen einer Regelung (Abbildung 45, Probe 1A), ausgebildet sein können. Im Querbruch sind die weißen Albitblasten (bis zu 2mm) gut zu erkennen. Lagenweise angereicherte, wenige mm große Muscovit- und Chloritblättchen verursachen im Hauptbruch eine grünliche Färbung. Bräunliche bis ockerfarbene Beläge werden durch Verwitterung von Karbonaten und/oder Sulfiden (Pyrit) hervorgerufen (Abbildung 45 bis Abbildung 50).



Abbildung 45: Probe 1A, massiges Gestein das fast nur aus Albit aufgebaut ist, mit vereinzelt dunklen Chloritblättchen, Aufschlussnr. 4, Kalvarienberg



Abbildung 46: Probe 6A, albitreiches Gestein mit Wechsellagerung von hellen und dunklen (chloritreichen) Lagen, Aufschlussnr. 12, Kareck Nordostgrat



Abbildung 47: Probe 8B, albitreiches Gestein mit erkennbarer Schieferung, ockerfarbene Beläge und Hohlräume durch Verwitterung von Karbonaten, Aufschlussnr. 16, Kareck Nordostgrat



Abbildung 48: Probe 11C, sehr albitreiches Gestein mit typischen ockerfarbenen Verwitterungsbilägen Aufschlussnr. 22, ober Sternhütte



Abbildung 49: Probe 15B, aus einer hellen albitreichen Linse mit parallel orientierten dünnen, chloritreichen Lagen, Aufschlussnr 23, Kalvarienberg



Abbildung 50: Probe 15C, optisch wesentlich dunkler als Probe 15B, aber mit sehr ähnlichem Mineralbestand, Aufschlussnr 23, Kalvarienberg

Albit: Die Lichtbrechung des Albits ist etwas geringer als die des Quarzes. Als vorherrschendes Mineral in diesen Proben zeigt er meist ein Mosaikgefüge, in Probe 1A mit geraden Korngrenzen und Tripelkorngrenzen. Charakteristisch ist auch eine einfache Verzwillingung nach dem Albitgesetz, die in jedem Schliff zu beobachten ist (Abbildung 51). In Probe 8D ist zusätzlich noch eine polysynthetische Zwillingsbildung zu erkennen. In den Schliffen 6B und 15B sind zwei (im Winkel von ca. 54°) bzw. eine Spaltrichtung im Albit zu bestimmen (Abbildung 52). Ein weiteres Merkmal der Albite sind feinkörnige meist nicht orientierte Einschlüsse, bei denen es sich meist um Quarz, Epidot, Karbonat, Muscovit und selten Rutil handelt. In Schliff 1A sind weitere Bereiche mit einem rekristallisierten, feinkörnigeren Albitgefüge vorhanden (Abbildung 51).

Chlorit: Bildet meist tafelige/blättrige Aggregate. Er zeigt eine grüne Eigenfarbe und deutlichen Pleochroismus, der grün bis blaßgrün/fast farblos ist. Die Interferenzfarben sind niedrig (olivgrün bis olivbraun). Nur in Schliff 1A ist eine zweite Chloritgeneration mit anomal blau-violetten Interferenzfarben vorhanden. Chlorit ist meist parallel zur Hauptschieferungsrichtung eingeregelt, zeigt aber auch ein büschelig-radialstrahliges post-kinematisches Wachstum.

6 Ergebnisse der Geländearbeit

Epidot: Bildet stängelige, nadelige oder körnige Aggregate (max. 0,1 mm). Sie weisen eine hohe Lichtbrechung auf und zeigen meist gelblich-blaue Interferenzfarben (Klinozoisit bzw. eisenarmer Epidot). Teilweise bildet er eine hypidiomorphe Kristallform aus. Der Epidot kommt meist nur akzessorisch als Einschluss in Albit vor. Nur in Schliff 6A ist Epidot in Linsen angereichert und bildet bis zu 0,3 mm große Kristalle (Abbildung 53 und Abbildung 54).

Quarz: Tritt nur als Nebengemengteil auf und ist meist xenomorph. Die Quarzkörner zeigen eine streifig undulöse Auslöschung.

Karbonat: Ist in jedem Schliff, wenn auch nur in geringen Mengen, vorhanden. Es tritt meist als Zwickelfüllungen in Kornzwischenräumen auf. Der Gehalt kann aber auch lokal in Folge von Kluffüllungen oder Karbonatgängen stark zunehmen. Karbonat zeigt typische Zwillingslamellen, Spaltbarkeit und Interferenzfarben höherer Ordnung.

Muscovit: Er tritt akzessorisch bzw. als Nebengemengteil als farbloser Hellglimmer mit tafelige/blättriger Ausbildung auf. Er kann parallel zur Hauptschieferungsrichtung eingeregelt, aber auch quer gesprosst sein. In Schliff 15C ist Muscovit in einer Lage angereichert und in die Hauptschieferungsrichtung eingeregelt.

Biotit: Ist nur mehr reliktsch anzutreffen und meist in Chlorit umgewandelt. Er zeigt Pleochroismus der von hellbraun bis olivbraun reicht.

Akzessorien: Neben dem sehr häufigen hypidio- bis idiomorph ausgebildeten Pyrit findet man meist noch Ilmenit, Zirkon und Rutil. Weiters sind oft nicht näher bestimmte Fe-Ti Phasen vorhanden. Idiomorpher Magnetit tritt nur in der Probe 8B auf.

Gefüge: Im Allgemeinen zeigen diese Gesteine ein granoblastisches Gefüge. Die Albite sind nur sehr wenig deformiert und zeigen ein eher ungerichtetes Gefüge. Phyllosilikate sind oft in die Schieferungsrichtung eingeregelt, können aber auch postkinematisches Querwachstum zeigen. Die Korngröße des Albits schwankt zwischen 1,5mm und 0,3mm. Nur Probe 11C weist ein feinkörnigeres Gefüge mit maximalen Korngrößen von ca. 0,3mm auf, ist aber mineralogisch den anderen Proben sehr ähnlich.

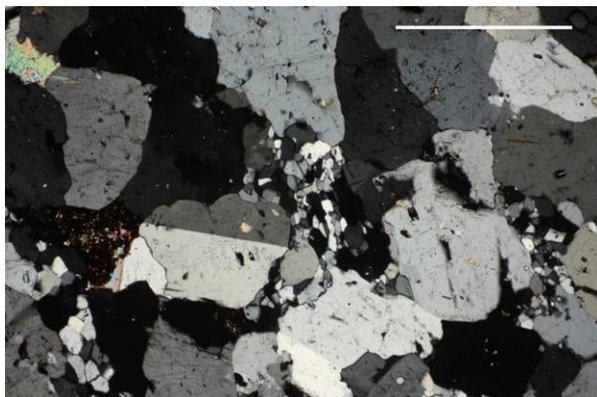


Abbildung 51: Probe 1A, +N, granoblastisches Albitgefüge, in der Bildmitte feinkörniger rekristallisierter Albit & Quarz(?), links davon Albit mit einfacher Verzwilligung, 5x, weißer Balken \triangleq 1mm.



Abbildung 52: Probe 15B, //N, Albit mit Spaltbarkeit, am oberen Bildrand grüner Chlorit, 5x, weißer Balken \triangleq 1mm.

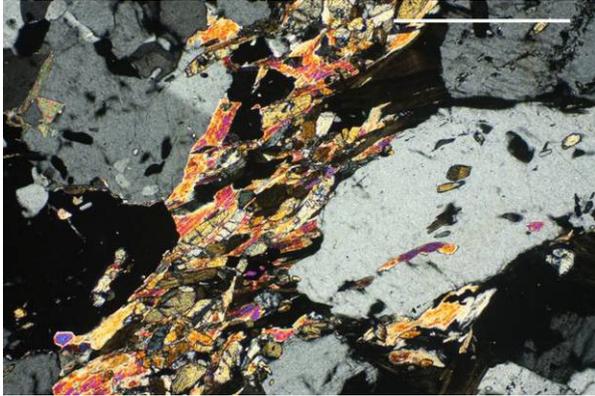


Abbildung 53: Probe 6A +N, Chlorit- Muscovitlage mit Epidotanreicherung zwischen größeren Albitkristallen, 10x, weißer Balken Δ 0,5mm.

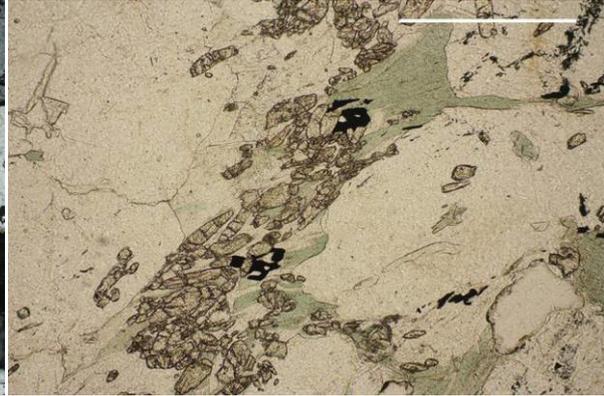


Abbildung 54: Probe 6A //N, Epidot- und Muscoviteinschlüsse in Albit (rechter Bildrand), 10x, weißer Balken Δ 0,5mm.

6.3.2 Albit-Muscovit-Schiefer/Gneis

Proben 7B, 12A, 13A, 14A: Die in dieser Gruppe zusammengefassten Gesteine zeichnen sich durch eine hohe Albit- und Muscovitführung (Probe 7A und 12A hohe Quarzgehalte) und das weitgehende Fehlen von Chlorit und Epidot aus. Der Farbeindruck ist aufgrund des geringen Anteils an mafischen Mineralen eher hell. Die Proben zeigen ein geregeltes Gefüge und eine teilweise deutliche Schieferung. Im Querbruch sind flasrige Albit/Quarz-Linsen zu erkennen, die von Muscovit umflossen werden (Abbildung 55 bis Abbildung 58)



Abbildung 55: Probe 7B, feinkörniges deutlich geschiefertes helles Gestein mit seidig glänzenden Muscovitblättchen auf den Hauptbruchflächen, Aufschlussnr. 14, Kareck Nordostgrad



Abbildung 56: Probe 12A, kompaktes Gestein mit sichtbarer Schieferung im Querbruch und weißen Albitblasten (kleiner Bildausschnitt), Aufschlussnr. 6, Kalvarienberg



Abbildung 57: Probe 13A, muscovitreicher Schiefer mit mm großen weißen Albitblasten, Aufschlussnr. 2, SW Oberdorf



Abbildung 58: Probe 14A, schieferungsparalleler Quarzgang mit verwitterten Sulfiden (dünne rötliche Ader), Aufschlussnr. 3, SW Oberdorf

Albit: Er zeigt eine ähnliche Doppelbrechung aber niedrigere Lichtbrechung als Quarz. Einfache Zwillingsbildung und polysynthetische Zwillingslamellen können in einzelnen Körnern beobachtet werden. Mineraleinschlüsse (hauptsächlich Quarz) im Albit sind selten. Deformierte und ausgelängte Albite sind in die Hauptschieferungsrichtung eingeregelt (Abbildung 60).

Muscovit: Die Hellglimmer sind lagenweise angereichert und parallel zur Hauptschieferungsrichtung eingeregelt (Abbildung 59). Die Interferenzfarben sind zweiter bis dritter Ordnung. In Schliff 14a konnten vereinzelt Quarzeinschlüsse in Muscovit beobachtet werden.

Quarz: Er ist feinkörnig rekristallisiert und undulös auslöschend. Manchmal sind quarzgefüllte Gängchen zu beobachten. In Schliff 13A sind einzelne größere Quarzkörner ausgelängt und linsenförmig deformiert.

Karbonat: Ist in jedem Schliff vorhanden, teilweise auch in größeren Mengen. Es tritt meist als Zwickelfüllungen in Kornzwischenräumen, als Kluftfüllungen oder in Karbonatgängchen auf. Karbonat zeigt typische Zwillingslamellen, Spaltbarkeit und Interferenzfarben höherer Ordnung.

Biotit: Ist nur vereinzelt, reliktsch erkennbar und meist in Chlorit umgewandelt. Selten ist er auch zwischen Muscovitblättchen erhalten. Er zeigt Pleochroismus der von hellbraun bis olivbraun reicht.

Akzessorien: Neben dem häufigen hypidio- bis idiomorph ausgebildeten Pyrit findet man meist noch Ilmenit, Zirkon und Chalkopyrit. Weiters ist im Schliff 13A und 14A zwischen Muscovitlagen ein feinkörniges, braunes Gemenge vorhanden. Es handelt sich dabei um ein nicht näher bestimmbares Gemenge an Titanoxiden (Leukoxen).

Gefüge: Das Gefüge ist im Vergleich zu den zuvor beschriebenen Gesteinen wesentlich feinkörniger. Aufgrund des hohen Glimmergehaltes besitzen die beschriebenen Schläffe ein grano- bis lepidoblastisches Gefüge. Die Albite bilden Porphyroblasten. Aufgrund ihrer Deformation und Einregelung kann auf eine prä- bis synkinematische Albitblastese geschlossen werden. Probe 7B stammt aus einer ausgeprägten Scherzone und zeigt ein eher mylonitisches Gefüge mit synkinematischer Rekristallisation von Quarz (Abbildung 59).



Abbildung 59: Probe 7B, +N, mylonitisches quarzreiches Gefüge mit eingeregelt Muscovitlagen, 2,5x, weißer Balken Δ 2mm.

Abbildung 60: Probe 13A, +N, deformierte Albitblasten und eingeregelt Muscovitlagen, am linken unteren Bildrand braunes feinkörniges Gemenge \rightarrow Leukoxen, 5x, weißer Balken Δ 1mm.

6.3.3 Muscovit-Albit-Chlorit-Schiefer

Proben 4B, 4D, 4F, 4F1: Diese Proben stammen aus unmittelbarer Nähe von vererzten Quarzgängen in der Knappenstube. Der Farbeindruck ist hell- bis dunkelgrau wobei mm- bis cm- mächtige helle Karbonat- und Quarzgänge/linsen in das Gestein eingeregelt sein können. Millimetergroße Chlorit- und Muscovitblättchen verleihen der Hauptbruchfläche einen seidigen Glanz. In der sehr engständigen Schieferung sind immer wieder bis zu 0,8 cm große idiomorphe Pyrite zu beobachten. Stellenweise ist das Gestein stark phyllonitisiert. Probe 4B zeigt weiters eine Faltenbildung im mm bis cm Bereich.

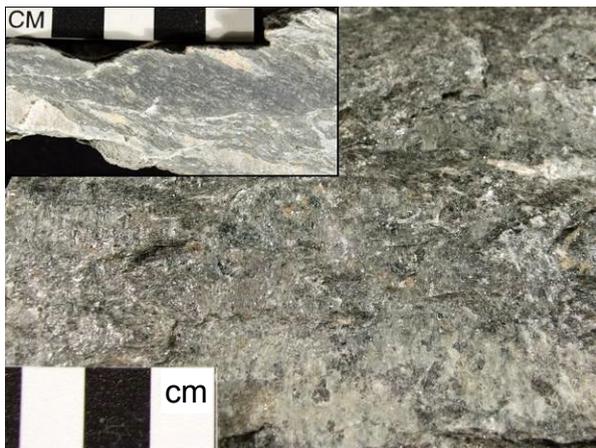


Abbildung 61: Probe 4B, dunkles graues Gestein, im Querbruch sind helle, leicht gefaltete Karbonatgängchen ersichtlich (kleiner Bildausschnitt) Aufschlussnr. 10, Knappenstube



Abbildung 62: Probe 4D, phyllonitischer Schiefer mit mm großen idiomorphen Sulfiden, Aufschlussnr. 10, Knappenstube

Albit: Er tritt in diesen Proben mengenmäßig zurück (max. Vol. 20%). Albit bildet mm große Porphyroblasten in einer feinkörnigen Matrix. Außer in Schliff 4D sind im Albit zahlreiche unregelmäßige Epidoteinschlüsse (weitere auch Karbonat und Quarz) vorhanden. Einfache Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist bei manchen Körnern

6 Ergebnisse der Geländearbeit

zu beobachten. Die rundlichen Porphyroblasten werden teilweise von Muscovit umflossen. In Schliff 4D sind ausgelängte Albitkristalle fast parallel zur Hauptschieferungsrichtung orientiert (Abbildung 63 und Abbildung 64).

Muscovit: Bildet mit, gut eingeregeltten Blättchen die feinkörnige Matrix der Proben und umfließt Albit oder Epidot. Selten, im Druckschatten von kompetenten Mineralen, ist auch quer gesprosser Muscovit zu beobachten.

Chlorit: Bildet meist blättrige Aggregate und ist lagenweise angereichert. Er zeigt eine grüne Eigenfarbe und deutlichen Pleochroismus der grün bis blaßgrün/fast farblos ist. Die Interferenzfarben sind olivgrün bis olivbraun. Chlorit ist parallel zur Hauptschieferungsrichtung orientiert und nur selten quer zur Schieferung büschelig-radialstrahlig ausgebildet.

Epidot: Bildet stängelige, nadelige oder körnige Aggregate (max. 0,3 mm). Sie weisen eine hohe Lichtbrechung auf und zeigen meist gelblich-blaue Interferenzfarben (Klinozoisit bzw. eisenarmer Epidot). Teilweise bildet der Epidot eine hypidiomorphe Kristallform aus. Er kommt sowohl als Einschluss in Albit, als auch als Mineral in der Matrix vor. Vor allem in Schliff 4D sind die länglichen Epidotkristalle parallel zur Hauptschieferungsrichtung orientiert. Größere Epidotkristalle zeigen teilweise einen optischen Zonarbau und Mikroeingüsse.

Quarz: Ist hauptsächlich in Form undulös auslöschender Quarzmobilisate oder Quarzgänge in den Schliffen vertreten.

Karbonat: Tritt meist als Kluftfüllung oder in Karbonatgängchen auf. Es zeigt typische Zwillinglamellen, rhomboedrische Spaltbarkeit und Interferenzfarben dritter Ordnung.

Biotit: Ist nur in manchen Schliffen und dann nur mehr reliktsch anzutreffen. Er ist meist in Chlorit umgewandelt. Er zeigt Pleochroismus der von hellbraun bis olivbraun reicht.

Akzessorien: Neben idiomorph ausgebildetem Pyrit konnten in diesen Schliffen noch Chalkopyrit und mit Pyrit verwachsener Sphalerit identifiziert werden. Bei semiopaken, feinkörnigen Lagen handelt es sich um ein Gemenge von Rutil und Ilmenit. Auch Apatit und Eisenhydroxyde sind akzessorisch vorhanden.

Gefüge: Große Albitblasten in einer feinkörnigen Muscovit-(Chlorit-Epidot) Matrix bilden ein porphyroblastisches/porphyroklastisches Gefüge (Abbildung 65 und Abbildung 66). Blättrige und längliche Minerale wie Muscovit, Chlorit und Epidot sind in die Hauptschieferungsrichtung eingeregelt. Einschlüsse im Albit zeigen keine bevorzugte Richtung. Die Albite in Schliff 4D erscheinen deformiert und unvollständig in die Hauptschieferung eingeregelt, was auf eine prä- bis synkinematische Albitblastese hinweist. Eine Altersinterpretation der Albitblastese im Bezug auf die Deformation in den anderen Proben ist schwierig. Eine leichte Auslängung der sonst eher rundlichen Blasten lässt auf eine zumindest synkinematische Sprossung schließen. In Schliff 4B ist neben der dominanten jüngeren Schieferung noch eine reliktsch erhaltene zweite Foliation erkennbar. Außerdem ist eine auch makroskopisch erkennbare Fältelung (Krenulation?) auch im Dünnschliff zu sehen.



Abbildung 63: Probe 4D, //N, deformierte Albitporphyroklasten und längliche Epidotmineralen eingeregelt in einer feinkörnigen Muscovitmatrix, 2,5x, weißer Balken \triangleq 2mm.

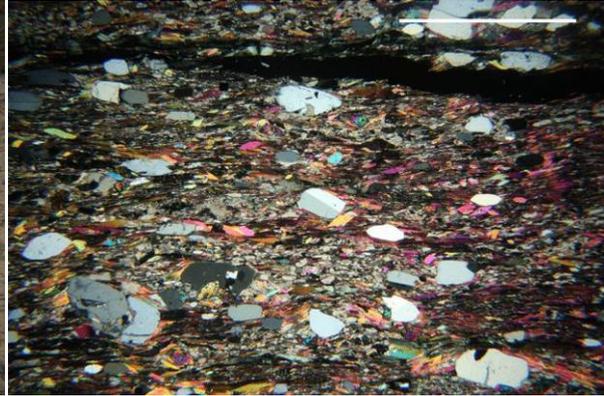


Abbildung 64: Probe 4D, +N, am oberen Bildrand ist eine Chloritlage und ein Quarzgang ersichtlich, 2,5x, weißer Balken \triangleq 2mm.

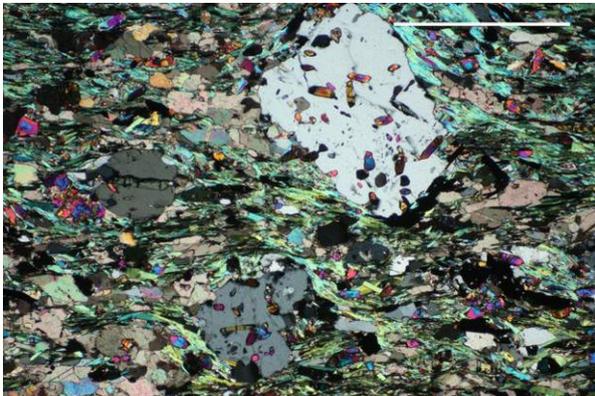


Abbildung 65: Probe 4F1, +N, Albitporphyroblasten mit zahlreichen Epidoteinschlüssen in feinkörniger Muscovitmatrix, 5x, weißer Balken \triangleq 1mm.

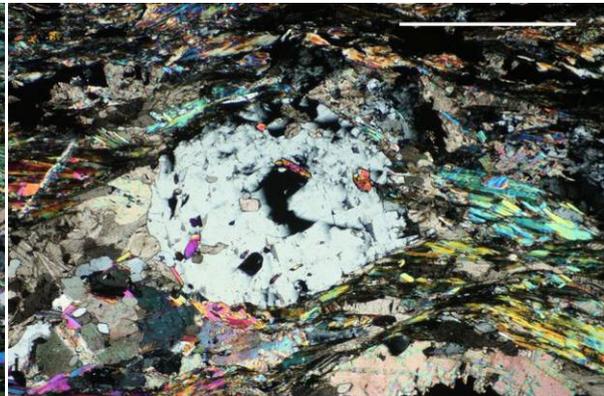


Abbildung 66: Probe 4B, +N, rundlicher eventuell leicht ausgelängter Albitblast, am unteren Bildrand und links des Albites viel Karbonat, 5x, weißer Balken \triangleq 1mm.

6.3.4 Albit-Chlorit-Epidot-Gneis

Proben 1C, 10A, 11B, 11A: Dieses Gestein unterscheidet sich von den zuvor beschriebenen Albit-Chlorit-Gneisen durch geringere Albitgehalte und wesentlich höhere Epidotgehalte. Der Farbeindruck ist grünlich, wobei im Querbruch deutlich weiße Albitblasten zu erkennen sind. Im Handstück führt der hohe Epidotgehalt zu einer bereichsweisen leicht gelblichen Färbung. Das Gestein zeigt eine deutliche Regelung und teilweise einen lagigen Aufbau (Abbildung 67 und Abbildung 68).

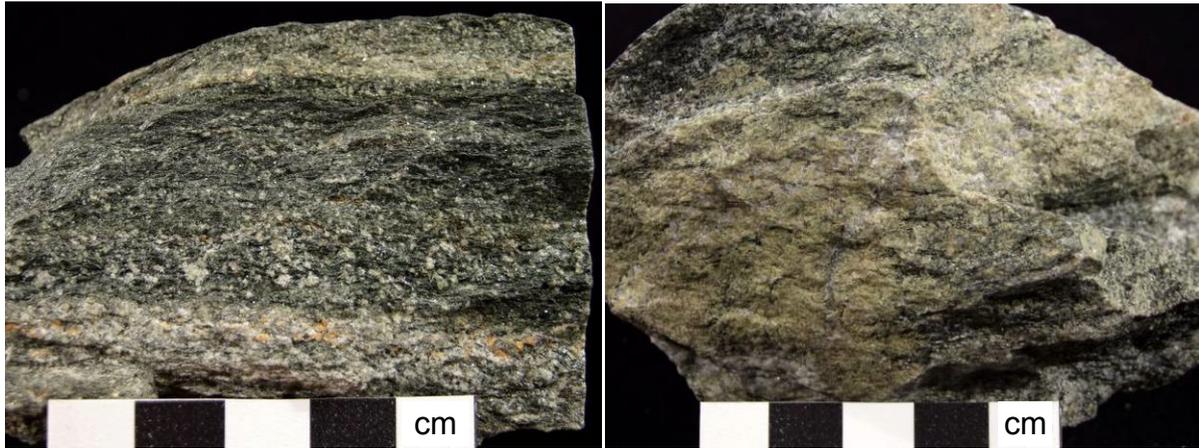


Abbildung 67: Probe 10A, dunkles epidotreiches Gestein mit weißen Albitblasten, Wechsel von hellen und dunklen Lagen, Aufschlussnr. 21, ober Sternhütte.

Abbildung 68: Probe 11A, durch hohen Epidotgehalt gelblichgrün gefärbtes Gestein, Aufschlussnr. 22, ober Sternhütte.

Albit: Mit Ausnahme von Schliff 11A bildet Albit wiederum Porphyroblasten, die oft von Chlorit umflossen werden. Einschlüsse im Albit bestehen vor allem aus Epidot und Quarz. In Schliff 10A nimmt die Korngröße der Einschlüsse vom Kern zum Rand der Blasten zu (progrades Wachstum). Die charakteristische einfache Verzwilligung ist vereinzelt ebenfalls erkennbar.

Chlorit: Bildet meist tafelige bis blättrige Aggregate und ist lagenweise angereichert. Er zeigt eine grüne Eigenfarbe und deutlichen Pleochroismus der grün bis blaßgrün/fast farblos ist. Die Interferenzfarben sind olivgrün bis olivbraun. Chlorit ist parallel zur Hauptschieferungsrichtung orientiert und nur selten quer zur Schieferung büschelig-radialstrahlig ausgebildet. Der Chlorit weist teilweise Epidoteinschlüsse auf, die vor allem in Schliff 10 zahlreich und recht groß sein können (Abbildung 69).

Epidot: Bildet stängelige, nadelige oder körnige Aggregate (max. 0,5 mm). Sie weisen eine hohe Lichtbrechung auf und zeigen meist bunte Interferenzfarben zweiter bis dritter Ordnung. Teilweise bildet der Epidot hypidiomorphe Kristallformen aus. Er kommt sowohl als Einschluss in Albit als auch als Mineral in der Matrix vor. In Schliff 11A hat feinkörniger Epidot eventuell ein anderes Mineral verdrängt und ist lokal stark angereichert vorhanden. Größere Epidotkristalle zeigen eine optische Zonierung. Die Einregelung von länglichen Kristallen ist im Vergleich zu Chlorit unvollständig.

Quarz: Er ist feinkörnig rekristallisiert und undulös auslöschend. Manchmal sind quarzgefüllte Gängchen zu beobachten. In Schliff 13A sind einzelne Quarzkörner linsig ausgelängt und deformiert.

Biotit: Reste von Biotit sind in jedem Schliff zumindest akzessorisch vorhanden. Probe 10A und 11b zeigen die höchsten Biotitgehalte von allen gesammelten Proben (Abbildung 71). Der Biotit ist meist von einer beginnenden Chloritisierung betroffen. Er zeigt Pleochroismus, der von hellbraun bis olivbraun reicht.

Karbonat: Tritt vereinzelt als Zwickelfüllungen oder Kluffüllungen auf. Es zeigt typische Zwillingslamellen, Spaltbarkeit und Interferenzfarben höherer Ordnung.

Akzessorien: Es ist neben idiomorphen Pyrit vor allem noch Titanit und Apatit enthalten. In Schliff 10A ist auch Amphibol (Aktinolith?) vertreten.

Gefüge: Mit Ausnahme von Schliff 11A zeigen diese Schlitte ein ähnliches Gefüge, wie die zuvor beschriebenen Muscovit-Albit-Chlorit-Schiefer. Große Albitporphyroblasten in einer mehr oder weniger fein- bis mittelkörnigen Matrix von, in diesem Fall, Chlorit und Epidot. Die Albite sind leicht deformiert und eingeregelt (Abbildung 72). Der Epidot ist zwar oft in schieferungsparallelen Lagen angereichert, aber die einzelnen Kristalle sind meist nicht eingeregelt.

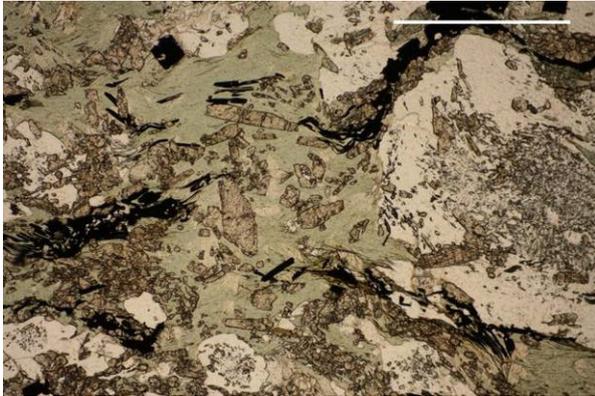


Abbildung 69: Probe 10A, //N, unregelmäßige Epidoteinschlüsse in Chlorit, rechter Bildrand Albit mit feinkörnigen Einschlüssen von Epidot im Kern und größeren am Rand, 5x, weißer Balken \triangleq 1mm.

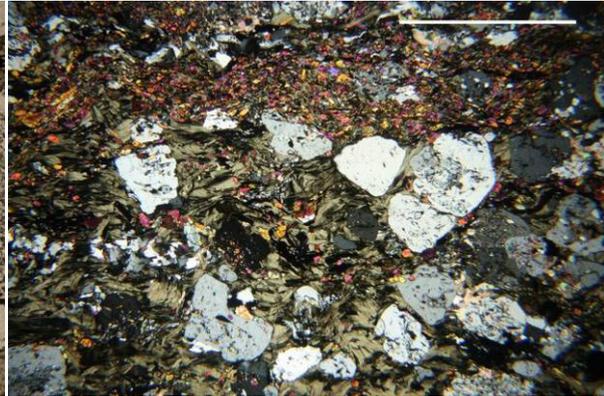


Abbildung 70: Probe 10A, +N, Albitblasten in chlorit-epidotreicher Matrix; in der oberen Bildhälfte ist eine epidotreiche Lage erkennbar, 2,5x, weißer Balken \triangleq 2mm.



Abbildung 71: Probe 11B, //N, eingeregelt Chlorit- und Biotitkristalle, Albitblasten mit zahlreichen Epidoteinschlüssen, 5x, weißer Balken \triangleq 1mm.



Abbildung 72: Probe 11B, +N, leicht ausgelegte Albitblasten in Schieferungsrichtung, die durch Chlorit definiert wird, Karbonat als Zwickelfüllung, 5x, weißer Balken \triangleq 1mm.

6.3.5 Gangquarz mit Turmalin

Proben 2A, 7A: Turmalinführende Quarzgänge konnten an mehreren Lokalitäten beobachtet werden. Die schwarzen Turmalinnadeln bilden Aggregate bzw. cm-große prismatische Kristalle aus (Abbildung 74). Die länglichen Kristalle können eine bevorzugte Richtung aufweisen, aber auch unregelmäßig in den Quarzgängen auftreten. Die Turmalinführung beschränkt sich hauptsächlich auf den Gangquarz, vereinzelt können Kristalle aber auch ins Nebengestein hineinsprossen (Abbildung 73 und Abbildung 74).



Abbildung 73: Probe 2A, teilweise in das Nebengestein reichende Turmalinkristalle in Quarz, Aufschlussnr. 7, unterhalb Absprung.



Abbildung 74: Probe 7A, Turmalinkristalle in konkordanten Quarzgang, Aufschlussnr. 13, Karecknordostgrad.

Turmalin: Zeigt grüne bis hellbraune Eigenfarbe und deutlichen Pleochroismus. Eine Zonierung des Turmalins ist durch helle Kerne und dunkle Ränder angedeutet (Abbildung 75). Im Kontaktbereich zum Quarz ist der Turmalin sehr feinkörnig und deformiert (Abbildung 76). Weiter entfernt vom Kontakt bildet er große längliche Kristalle aus. In den Zwischenräumen ist vereinzelt Muscovit vorhanden. In den Aggregaten zeigt der Turmalin ein unregelmäßiges, nematoblastisches Gefüge.

Quarz: Der Gangquarz ist deutlich deformiert und löschst streifig, undulös aus.



Abbildung 75: Probe 2A, //N, zonierte Turmalinkristalle, 10x, weißer Balken Δ 0,5mm.

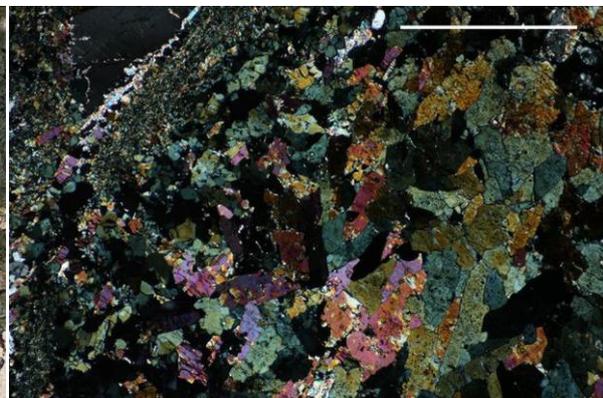


Abbildung 76: Probe 2A, +/N, feinkörnige Turmalinkristalle im Kontakt zu Quarz, links oben, 5x, weißer Balken Δ 1mm.

6.3.6 Amphibolit

Probe 10B: Diese Probe stammt aus einer nur wenigen dm-langen und geringmächtigen hornblendeführenden Lage in Albit-Chlorit-Epidot-Gneis. Im Handstück erscheint das Gestein dunkelgrün bis fast schwarz. Schwarze mm-lange Kristallnadeln (Hornblende) sind auf der Hauptbruchfläche zu sehen. Das Gestein ist massig zeigt aber eine leichte Schieferung (Abbildung 77).



Abbildung 77: Probe 10B, sehr dunkle Amphibolitlinse mit makroskopisch sichtbaren länglichen Hornblendekristallen
Aufschlussnr. 21, ober Sternhütte

Amphibol: Die blassgrüne bis grüne Eigenfarbe ist fleckig verteilt und es ist eine Kern-Rand Zonierung zu sehen. Vereinzelt sind sechseckige Querschnitte zu erkennen (Abbildung 78). Eine zweite Amphibolvarietät ist fast farblos bis blassgrün und hat auffällige orange-violette Interferenzfarben. Diese Amphibolminerale sind von einer semiopaken (Interkumulus) Phase umgeben (Abbildung 79). Dabei könnte es sich um xenomorphen umgewandelten, reliktsch erhaltenen, magmatischen Pyroxen handeln.

Akzessorien: Neben eingeregelttem Chlorit ist noch Karbonat, Quarz und Epidot vorhanden

Gefüge: Das Gestein wird zu ca. 80% aus Amphibol aufgebaut, der zum größten Teil eingeregelt ist. Der Mineralbestand ist metamorph, allerdings weist die Interkumulusstruktur auf ein primär magmatisches Gestein als Protolithen (z.B. Gabbro) hin.

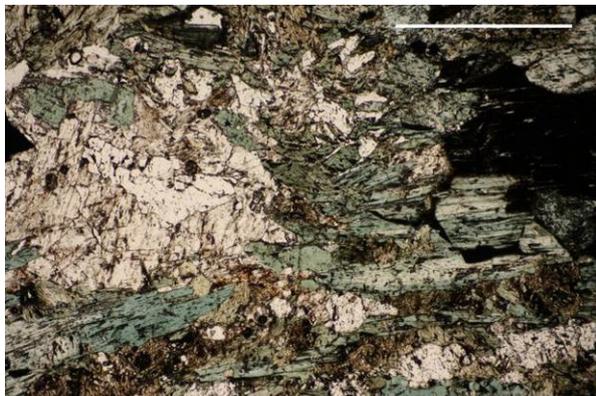


Abbildung 78: Probe 10B, //N, grüne Amphibolkristalle, rechter Bildrand sechseckiger Amphibolkristall, helle Minerale, Karbonat und Quarz? 5x, weißer Balken \pm 1mm.

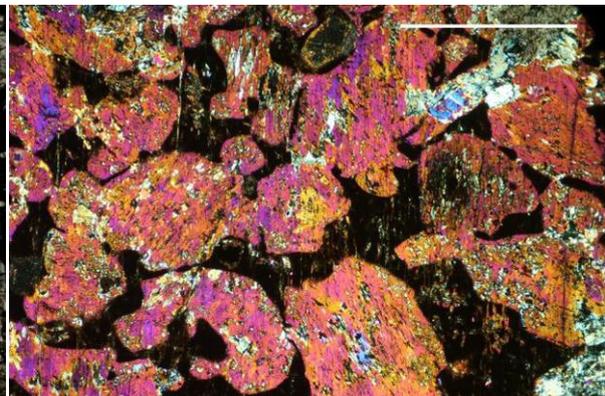


Abbildung 79: Probe 10B, +/N, Kumulus Struktur, idiomorphe Amphibole als Kumulusphase in einer semiopaken Masse, die als Interkumulus interpretiert wird, 5x, weißer Balken \pm 1mm.

6.3.7 Albitporphyroblastenschiefer (graphitführend)

Probe 9A: Diese Probe stammt von einem Aufschluss auf dem Weg Richtung Sternhütte (Abbildung 12) und ist vermutlich bereits der Murtörlserie, die im Hangenden des Storz-

Kareckkomplexes folgt, zuzurechnen. Es handelt sich um einen dunklen albitreichen Glimmerschiefer. Makroskopisch konnte man im Gelände mm-große schwarze Porphyroblasten im Handstück erkennen, die aber im Gelände nicht näher bestimmt werden konnten (Abbildung 80). Erst die Mikroskopie ermöglichte es diese Porphyroblasten als Albite zu bestimmen, die durch den Einschluss von graphitischem Pigment sehr dunkel gefärbt sind.



Abbildung 80: Probe 9A, graphitführender Schiefer mit dunkel gefärbten Albitblasten, Aufschlussnr. 20, Weg Richtung Sternhütte

Albit: Er bildet leicht rundliche Blasten mit maximal 1mm Durchmesser. Die Albite sind ausgelängt und eingeregelt. Eine Verzwillingung nach dem Albitgesetz ist vereinzelt vorhanden. Ein besonderes Merkmal dieser Albite sind schwarze Mikroeinschlüsse von Graphit. Die graphitischen Einschlusszüge sind auf Kernzonen der großen Albitblasten beschränkt und lassen teilweise noch die Korngrenzen von alten kleineren Albiten (Albit I) erkennen. Um diese „schwarzen“ Kerne ist eine zweite pigmentfreie Albitgeneration (Albit II) angewachsen (Abbildung 81). Die Einschlusszüge können teilweise auch leicht verfaltet sein.

Muscovit: Ist blättrig ausgebildet und gut eingeregelt. Graphiteinschlüsse sind auch im Muscovit zu beobachten

Chlorit: Er ist weitgehend frei von den Graphit-Mikroeinschlüssen und scheint daher eine etwas spätere Bildung zu sein. Er zeigt eine grüne Eigenfarbe und deutlichen Pleochroismus. Die Chlorite sind parallel zur Hauptschieferungsrichtung orientiert.

Quarz: Kleine Polykristalline rekristallisierte Quarzkörner können entweder vereinzelt in der Matrix auftreten, oder längliche Linsen mit einem Mosaikgefüge bilden (Abbildung 82).

Akzessorien: Reliktisch tritt Biotit, Epidot, Rutil und Plagioklas(?) auf.

Gefüge: Der Schliff zeigt ein geregeltes Gefüge mit einer dominanten Schieferung, die vor allem durch Muscovit definiert wird. Im Handstück und im Dünnschliff sind zwei Foliationen, die sich spitzwinkelig schneiden zu unterscheiden. Die ältere, undeutliche Schieferung ist durch Muscovit, Biotit und Albit mit Graphit definiert. Die interne Schieferung in den Albitporphyroblasten könnte eventuell mit dieser älteren Schieferung korreliert werden. Die zweite deutlich entwickelte Schieferung wird vor allem durch Chlorit (+ Muscovit?) definiert. Diese zweite Deformation überdauert die Blastese der Albit II Ränder/Blasten. Aufgrund der zwei Albitgenerationen

6 Ergebnisse der Geländearbeit

(Kerne mit Einschlüssen und einschlussfreie Ränder) ist von einer zumindest zweiphasigen Albitblastese auszugehen. Leicht verfaltete und unterschiedlich orientierte Pigmentzüge in Albit I lassen auf eine Blastese von Albit I während gleichzeitiger Deformation (syntektonisch) schließen. Da aber auch der Albit II deformiert und eingeregelt ist, muss auch auf diese Generation eine tektonische Beanspruchung gefolgt sein.



Abbildung 81: Probe 9A, //N, Albitblasten mit Graphiteinschlüssen im Kern und einschlussfreiem Rand, umflossen von Muscovit und Chlorit, wenig Biotit, 2,5x, weißer Balken \triangleq 2mm.

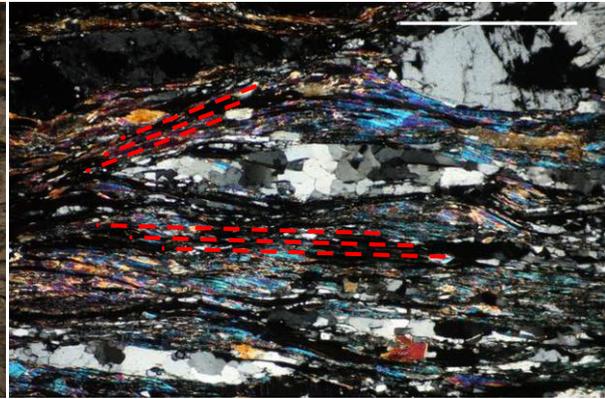


Abbildung 82: Probe 9A, +/N, Quarzlinse umflossen von Muscovit, eine ältere Foliation verläuft vom linken Bildrand Mitte flach nach rechts oben, 5x, weißer Balken \triangleq 1mm.

7 Methodenbeschreibung

Zur Untersuchung des Probenmaterials wurden folgende analytische Techniken angewandt.

7.1 Mikroskopie

In einem ersten Schritt wurden Dünn- und Anschliffe von Probenmaterial aus der Sammlung von Prof. Werner Paar angefertigt und detailliert mikroskopiert. Von den vorhandenen Proben wurden Bereiche mit einem hohen Scheelitgehalt ausgewählt (UV-Lampe) und davon Anschliffe angefertigt. Auch die während der Geländearbeit im Sommer 2009 genommenen Proben wurden mikroskopisch untersucht. Die mikroskopischen Untersuchungen (Auflicht und Durchlicht) erfolgten an einem Olympus BX40F4 Polarisationsmikroskop am Lehrstuhl für Mineralogie und Petrologie der Montanuniversität Leoben. Die Mikroskopie-Fotos wurden mittels digitaler Kameras (UEye UI-1460-C, Canon EOS450D) an einem Olympus BX40F4 Polarisationsmikroskop aufgenommen. Insgesamt wurden 19 Anschliffe und 23 Dünnschliffe mikroskopisch untersucht.

7.2 Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS)

7.2.1 Grundlagen der Elektronenstrahl-Mikrosondenanalyse

Diese Technik ermöglicht eine chemische Analyse genau definierter, sehr kleiner Bereiche, fester Proben. Ein fein fokussierter Elektronenstrahl (Energie zwischen 10 und 20kV) trifft dabei auf die Probe (z.B. Anschliff, polierter Dünnschliff) und es kommt zur Wechselwirkung zwischen den einfallenden Elektronen und den Atomen der Probe. Dabei werden nicht nur Photonen (Röntgenstrahlung) sondern auch Elektronen unterschiedlichster Energie emittiert, die für diverse bildgebende Verfahren verwendet werden können. Im Folgenden werden die in dieser Arbeit genutzten Verfahren kurz beschrieben. Für detaillierte Darstellungen sei zum Beispiel auf die Übersichtsartikel von Reed (2005) und Pavicevic (2000) verwiesen, aus denen die folgende Zusammenfassung stammt.

- **Charakteristische und kontinuierliche Röntgenstrahlung:** Wenn Energie (Elektronen-, Ionen-, Röntgen-, Gammastrahlung) auf ein Atom trifft können aus dessen inneren Schalen Elektronen herausgeschlagen werden. Die entstandenen Lücken werden durch Elektronen aus höheren Schalen wieder aufgefüllt. Die Energiedifferenz wird als Röntgenquant (Fluoreszenzstrahlung) abgegeben. Die Wellenlänge bzw. Energie der Fluoreszenzstrahlung ist charakteristisch für jedes chemische Element bzw. den jeweiligen Elektronenübergang. Je nach Art der

wiederaufgefüllten Schale spricht man von einer K-, L-, oder M-Linien. Die Röntgenstrahlung die von der Probe ausgeht kann auf zwei verschiedene Arten nachgewiesen und registriert werden: 1. WDS-Wellenlängendispersive Analyse; dabei wird die von der Probe emittierte Strahlung am Gitter eines Analysatorkristalles reflektiert, wenn die Bragg'sche Gleichung erfüllt ist. Um möglichst viele Elementlinien gleichzeitig erfassen zu können, sind moderne Geräte mit mehreren Spektrometern, die mit unterschiedlichen Analysatorkristallen bestückt sind, eingebaut, (z.B.: LIF=Lithiumfluorid oder PET=Pentaerythrit), die automatisch in Position gebracht werden können. Die nun in ihre einzelnen Wellenlängen (eine bestimmte Wellenlänge entspricht einem bestimmten Element) zerlegte Fluoreszenzstrahlung trifft anschließend auf einen Detektor (Proportionalzählrohr) und wird dort in elektrische Impulse umgewandelt. Für kurzwellige Strahlung wird dabei ein Szintillationszählrohr und für den langwelligen Bereich (BeK_α - TiK_α) und L-Linien der schweren Elemente ein Gasdurchflusszählrohr verwendet. Durch die eintreffende Röntgenstrahlung wird das Gas in den Proportionalzählrohren (meistens Argon) ionisiert und es entstehen freie Elektronen. Diese werden als elektrische Spannungspulse an einer Anode gemessen, wobei die Höhe/Stärke des Pulses abhängig ist von der Energie der Röntgenphotonen (elementspezifisch). Die bei der quantitativen Analyse gemessene Anzahl der Pulse in einer bestimmten Zeit ist proportional zur Konzentration eines bestimmten Elementes in der Probe.

2. EDS-Energiedispersive Analyse; dabei treffen die Röntgenquanten direkt auf einen Halbleiterdetektor. Die Impulse werden verstärkt und in einem Vielkanalanalysator entsprechend ihrer Amplituden geordnet und gespeichert. Mit Hilfe von gespeicherten Linienbibliotheken erfolgt die Zuordnung der Linien zu Elementen. Dieser Analysemodus wird zumeist für eine rasche qualitative Elementbestimmung verwendet.

- **Kathodolumineszenz:** Ein Teil der Energie der einfallenden Elektronen wird für die Anregung optischer Niveaus der Atome oder Moleküle verbraucht. Es entsteht ein Lumineszenzlicht im sichtbaren bis nahen infraroten Spektralbereich. Die Kathodolumineszenz ermöglicht eine Kristall-Identifizierung und Charakterisierung von Kristall-Defekten und Kristall-Zonierung.
- **Sekundäre Elektronen:** Diese entstehen in Folge von unelastischer Streuung der einfallenden Elektronen an den Elektronen der Probe. Sie werden aus einer Tiefe von

maximal 1-10 nm emittiert und geben daher ein hochauflösendes Bild der Topographie der Probenoberfläche wider.

- **Rückgestreute Elektronen:** Durch elastische Stöße an den Atomkernen der Probe werden die einfallenden Elektronen zurückgestreut. Die Ablenkung der rückgestreuten Elektronen ist von der Energie der einfallenden Elektronen und den Ordnungszahlen Z der Elemente in einer Probe abhängig. Einzelne Phasen können in Abhängigkeit ihrer „mittleren“ Ordnungszahl durch unterschiedliche Grauwerte/Helligkeit (je schwerer desto heller) unterschieden werden.

7.2.2 Messbedingungen

Die mikrochemischen Analysen mittels Elektronenstrahl-Mikrosonde wurden mit einer JEOL-JXA 8200-WD/ED Elektronenstrahl-Mikrosonde des UZAG Steiermark (Eugen F. Stumpfl Mikrosondenlabor), die am Lehrstuhl für Mineralogie und Petrologie an der Montanuniversität Leoben installiert ist, durchgeführt. Dieses Gerät ist mit 5 Spektrometern und einem EDS System ausgestattet. Die quantitative Analyse der Elemente Mg, Mn, Nb, Pb, Fe, Ti, Ca, Mo, und Cu im Scheelit erfolgte im wellenlängendispersiven (WDS) Analysenmodus. Die Geräteparameter waren: Beschleunigungsspannung 15kV, Strahlenstrom 10 nA, Elektronenstrahldurchmesser 5 μm und Messzeit 20 sek auf dem Peak, je 10 sek auf dem Untergrund links und rechts des Peaks. Die verwendeten Standards und Analysatorkristalle sind in Tabelle 2 zusammengestellt. Für die Matrixkorrektur wurde die ZAF-Methode angewendet.

Element	Standard	Analysatorkristall	Linie	Nachweisgrenze [ppm]
MgO	Diopsid	TAP	K α	166
MnO	Rhodochrosit	PETJ	K α	959
Nb ₂ O ₃	Niobmetall	PETJ	L α	487
PbO	Galenit	PETH	M α	360
FeO	Almandin	LIFH	K α	441
TiO ₂	Titanit	PETJ	K α	439
CaO	Diopsid	PETJ	K α	206
MoO ₃	Molybdänit	PETH	L α	386
CuO	Chalkopyrit	LIFH	K α	646
WO ₃	Wolframmetall	LIFH	L α	1453

Tabelle 2: Verwendete Standards, Analysatorkristalle, Linien und Nachweisgrenzen für die gemessenen Elementen. Die Nachweisgrenzen (Ng) der einzelnen Elemente werden bei den Mikrosondenmessungen im Messprotokoll angezeigt. Bei den hier angegebenen Nachweisgrenzen handelt es sich um Mittelwerte der Messungen.

Weiters wurden Kathodolumineszenz- (KL), Sekundärelektronen- (SE) und Rückgestreute-Elektronen-Bilder (COMP) angefertigt vor allem um einen eventuell vorhandenen Zonarbau der Scheelitkörner zu erfassen.

7.3 LA-ICPMS

7.3.1 Grundlagen der LA-ICPMS

LA-ICPMS steht für "Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry" und ist ein mikroanalytisches Analyseverfahren zur In-situ Messung von Spurenelementen in festen Proben. Bei dieser Methode wird ein „Laser ablation“ Modul mit einem Massenspektrometer verbunden (Abbildung 83). Ein Laserimpuls (am weitesten verbreitet: Nd-YAG Laser mit $\lambda=266\text{nm}$), der auf eine feste Probe trifft, trennt dabei kleine Mengen der Proben von der Oberfläche ab. Dieses Material wird durch ein Trägergas (Ar oder He) in das Ar-Plasma des ICP-MS Gerätes transportiert. Eine spezielle chemische Probenvorbereitung ist daher nicht nötig. Einer der Vorteile dieser Methode ist die geringe Nachweisgrenze bei der Analyse der Spurenelemente (0,01-0,1 ppm) in Verbindung mit der Möglichkeit einer „in situ“ Analyse (kleinster möglicher Durchmesser des Analysenpunktes ca. $50\ \mu\text{m}$).

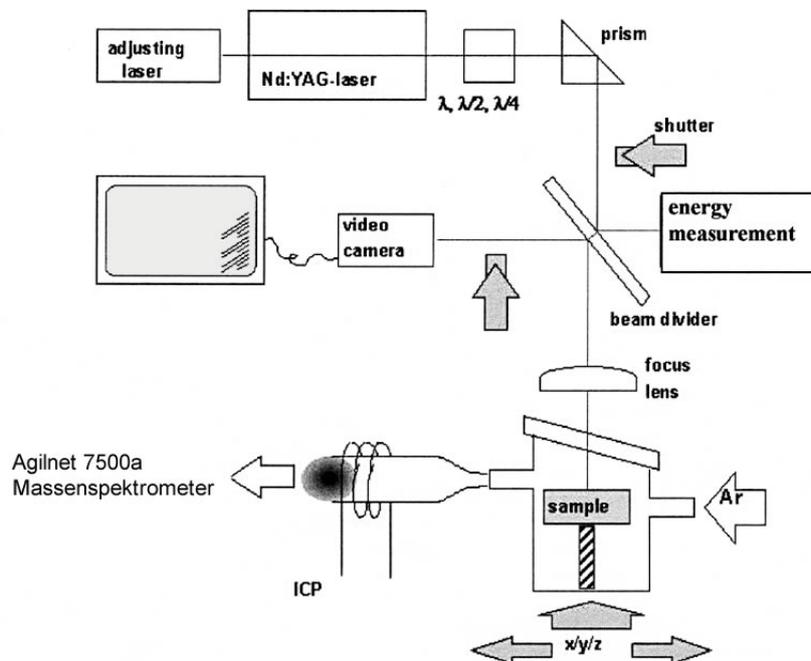


Abbildung 83: Prinzipskizze eines LA-ICPMS (Becker und Dietze, 1999; verändert)

Um quantitative Messungen an einer unbekannt Probe durchzuführen und um Fraktionierungseffekte (im ICPMS und laserinduzierte Elementfraktionierung „laser-induced

element fractionation“) zu korrigieren ist eine externe Kalibration notwendig. Dies geschieht meist durch wiederholte Messung eines Referenzmaterials (Standard) mit bekannter Element- und Isotopenzusammensetzung. Weiters ist für eine exakte Messung noch eine interne Standardisierung notwendig. Dies dient dazu, Effekte wie Gerätedrift und Unterschiede in dem abgelösten Probenvolumen zu korrigieren (Jackson, 2001).

7.3.2 Messbedingungen

Die LA-ICPMS Technik wurde zur Bestimmung der Gehalte an Seltenerdelementen (La bis Lu), V, Mn, Sr, Y, Nb, Mo, Ba, Pb, Th und U in Scheelit angewandt. Die Messungen konnten am Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, durchgeführt werden. Die verwendeten Geräte waren ein Agilnet 7500a ICP Massenspektrometer in Verbindung mit einem Nd-YAG Laser (CETAC LSX-200 Laser Power Supply) und Ar als Transportgas. Der verwendete Standard war NIST610. Kontrollmessungen wurden mit den Standards NIMS, NIMG und JB-1 durchgeführt. Die Laserenergie entsprach 4mJ bei 4Hz und einer „spot size“ von ca. 100 μm .

Bei den Analysen für diese Arbeit wurde dafür ein künstlich hergestelltes Silikatglas verwendet (NIST610, National Institute of Standards and Technology). Die Messabfolge wurde folgendermaßen durchgeführt: Blank-Nist610-Blank-fünf Messungen an der Probe-Blank-Nist610-Blank-fünf etc. . Dazwischen wurden wiederholt Kontrollmessungen an den Referenzmaterialien NIMS, NIMG und JB-1 durchgeführt. Die Zusammensetzung dieser Referenzmaterialien ist sehr genau untersucht und kann z.B. auf der Webseite der Max-Planck-Institut Datenbank für Referenzmaterial (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>) abgerufen werden. In Tabelle 3 ist die mittlere Abweichung der Messungen am Standard JB-1 zu den Referenzkonzentrationen berechnet. Die Elemente V, Th, Pb, Mo und U zeigen recht große Abweichungen von den Referenzwerten. Bei den Seltenerdelementen (SEE) ist die Übereinstimmung mit den Referenzwerten gut, vor allem wenn in die Überlegung mit einbezogen wird, dass einige Elemente in den Referenzproben ebenfalls eine gewisse Unsicherheit aufweisen.

Standard JB-1									
Elemente	1	2	3	4	5	Mw	GeoReM	Unsicherheit GeoReM [%]	Abweichung Mw zu GeoReM [%]
V	141	139	139	147	147	142,7	211	6,2	-32
Mn	948	1121	1121	1024	1094	1061,4	1207	-	-12
Sr	511	438	438	464	444	459,3	442	0,9	+3,9
Y	31	22	22	25	21	24,1	22	9,1	+9,5
Nb	35	36	36	29	30	33,4	35	5,7	-4,5
Mo	20	14	14	13	13	14,7	31	3,2	-53
Ba	587	477	477	487	476	500,8	498	2,0	+0,6
La	54	42	42	45	41	44,5	38	5,3	+17
Ce	67	59	59	59	59	60,9	67	-	-9,1
Pr	8,2	7,0	7,0	7,1	6,8	7,2	7,2	5,6	+0,5
Nd	34,1	28,2	28,2	30,0	26,8	29,5	26,7	2,6	+10
Sm	6,8	5,3	5,3	5,6	5,1	5,6	5,1	3,9	+10
Eu	1,7	1,6	1,6	1,7	1,5	1,61	1,5	2,0	+7,3
Gd	6,6	4,9	4,9	5,6	4,6	5,3	4,8	4,2	+11
Tb	1,03	0,76	0,76	0,82	0,68	0,81	0,71	8,5	+14
Dy	5,9	4,3	4,3	4,7	4,0	4,7	4,1	4,9	+14
Ho	1,2	0,9	0,9	1,0	0,8	0,95	0,8	6,3	+19
Er	3,3	2,3	2,3	2,6	2,1	2,5	2,2	4,5	+14
Tm	0,44	0,32	0,32	0,36	0,29	0,35	0,32	6,3	+8,3
Yb	2,87	2,13	2,13	2,38	1,93	2,3	2,04	4,4	+12
Lu	0,47	0,33	0,33	0,38	0,30	0,36	0,31	6,5	+17
Pb	2,3	8,0	8,0	2,9	1,58	4,6	7,3	6,8	-37
Th	18,7	10,3	10,3	11,4	10,0	12,1	9	5,6	+35
U	1,58	1,10	1,10	1,00	1,25	1,21	1,64	4,3	-26

Tabelle 3: LA-ICPMS Referenzmessungen am Standard JB-1 und dem Mittelwert (Mw) der fünf Messungen. Die Referenzwerte in der Spalte GeoReM wurden von der Internetseite <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/> übernommen. Da es sich bei diesen Referenzwerten um die Mittelwerte von mehreren Messungen, die von verschiedenen Instituten übermittelt wurden handelt, sind diese ebenfalls mit einer Abweichung behaftet, die in der Spalte „Unsicherheit GeoReM“ angegeben ist. In der letzten Spalte ist die Abweichung der berechneten Mw zu den Referenzwerten (GeoReM) angegeben. Die Elementkonzentrationen sind in ppm angegeben.

Als interner Standard wurde bei den Messungen für diese Arbeit Ca verwendet, dessen Konzentration an Messpunkten im Scheelit über EMS Analysen bestimmt wurde. Beide Messungen, sowohl vom externen Standard als auch von der Probe, wurden auf den internen Standard normalisiert.

7.4 Sm-Nd-Datierung

7.4.1 Grundlagen der Sm-Nd Datierung

Die Samarium-Neodym Methode beruht auf dem α -Zerfall von ^{147}Sm zu ^{143}Nd . Samarium ist ein Seltenerdelement mit sieben natürlich vorkommenden Isotopen. Drei davon sind radioaktiv, wobei ^{147}Sm mit einer im Vergleich zu den anderen Isotopen kurzen Halbwertszeit innerhalb von ein paar Millionen Jahren zu einer messbaren Veränderung von ^{143}Nd führt. Die

Halbwertszeit von ^{147}Sm beläuft sich auf 106 Milliarden Jahren und die Zerfallskonstante beträgt $6,54 \times 10^{-12}$ pro Jahr. Basierend auf dem Zerfall von ^{147}Sm kann man folgende Gleichung anschreiben:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_i + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

i =Initiale Isotopie, t =Zeit und λ =Zerfallskonstante

^{144}Nd ist das zweithäufigste Nd Isotop und dient als Referenzisotop. Der ^{144}Nd -Gehalt bleibt in einem geschlossenen System praktisch konstant, da der radiogene Zuwachs aus dem radioaktiven Zerfall von ^{147}Sm vernachlässigbar klein ist. Die allgemeine Gleichung lautet:

$$\frac{D}{R} = \frac{D_0}{R} + \frac{M}{R} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

D =Tochterisotop, D_0 =anfängliche Häufigkeit des Tochterisotops, M =Mutterisotop, R =Referenzisotop, t =Zeit und λ =Zerfallskonstante

Diese Gleichung kann als Isochronen-Diagramm dargestellt werden (Abbildung 84), in dem das Verhältnis von D/R ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) über dem M/R Verhältnis aufgetragen ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) ist.

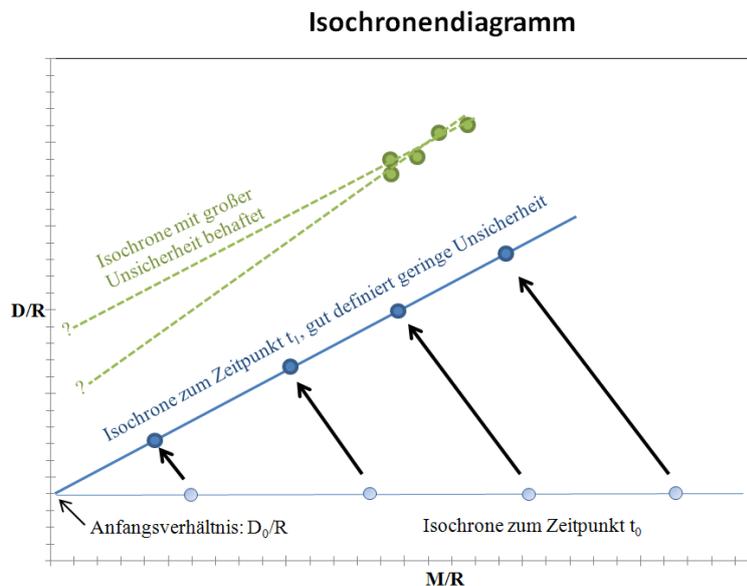


Abbildung 84: Isochronendiagramm mit Darstellung von hypothetischen Isochronen

Unmittelbar nach der Kristallisation eines Gesteines oder eines Minerals sind die Verhältnisse von Tochterisotop zu Referenzisotop in allen Mineralfraktionen gleich, liegen also auf einer Geraden, die eine Steigung von null Grad aufweisen muss (Voraussetzung: ausreichende Homogenisierung). Durch den Zerfall des Mutterisotops ändert sich das Verhältnis D/R (je mehr M , desto mehr D entsteht). Im Idealfall und wenn das System geschlossen bleibt (keine Beeinflussung von außen), liegen die Punkte auf einer Geraden und es kann eine Isochrone konstruiert werden, wobei die Steigung der Geraden dem Alter entspricht und der

Schnittpunkt mit der y-Achse dem Anfangsverhältnis (Initial) von D_0/R . Um gut definierte Isochronen zu erhalten, ist eine ausreichende Variation („spread“) an Sm/Nd-Verhältnissen Voraussetzung. Ein Nachteil der Sm/Nd-Methode sind die ähnlichen chemischen Eigenschaften von Sm und Nd. Dadurch ist es oft schwierig eine für die Datierung gewünschte breite Streuung der Sm/Nd-Verhältnisse zu finden, die für eine gut definierte Isochrone nötig sind. Im Allgemeinen sind vor allem niedrige Sm/Nd Verhältnisse selten (Abbildung 84).

Bei niedrig metamorphen Bedingungen können die Rb-Sr und K-Ar Systeme oft schon geöffnet/gestört sein, während das U-Pb und das Sm-Nd System erst bei höhermetamorphen Bedingungen „zurückgesetzt“ werden. Diese „robusteren“ Systeme sind also weniger anfällig gegenüber Überprägungsprozessen, und die Sm-Nd Datierung eignet sich daher auch für hydrothermal alterierte und metamorphe Gesteine gut (mündl. Mitteilung Prof. M. Thöni). Für die Datierung von Vererzungsprozessen mit der Sm-Nd Methode wurden neben Scheelit auch Turmalin, Fluorit und Pechblende verwendet (z.B. Fryer und Taylor, 1984; Bell *et al.*, 1989; Anglin *et al.*, 1996; Frei *et al.*, 1998).

Diese Beschreibung wurde übernommen aus Dickin (2005) und Faure und Mensing (2005)

7.4.2 Probenvorbereitung

Die zu datierenden Scheelitproben wurden mit Hilfe eines Mikrobohrers (Microdrill, Fa. Ulrike Mendenbach, Abbildung 43 & Abbildung 44) aus zuvor genau mikroskopierten und analysierten (EMS, LA-ICPMS) Anschliffen entnommen. Dadurch konnte sichergestellt werden, dass möglichst reiner Scheelit einer Generation zur Datierung verwendet wurde.

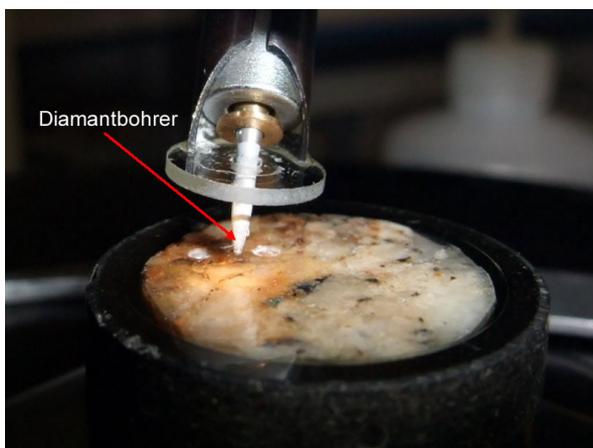


Abbildung 85: Mikrobohr-Vorrichtung zur Extraktion von kleinen Proben aus einem Anschliff



Abbildung 86: Probe F45_1 mit Mikrobohrungen in Scheelit. Der Durchmesser der rausgebohrten zylinderförmigen Proben war etwa 1 mm, die Tiefe der Bohrung 1,5 mm.

Die Sm-Nd-Datierung inkl. der chemischen Aufbereitung der Scheelitproben wurden am Center for Earth Sciences, Department of Lithospheric Research, Universität Wien, von Univ. Prof. Dr. Martin Thöni durchgeführt. Zur Bestimmung der Isotopenzusammensetzung wurden zwei Massenspektrometer der Firma ThermoFisher (Modelle Triton TI für die IC Messung und MAT262 für die ID Messung) verwendet.

Die Scheelitproben (in Form kleiner Kristallsplitter aus den Mikro-Bohrkernen) wurden vorsichtig in einem Achatmörser zerkleinert. Das genau eingewogene Material (zwischen 1,3 und 7,8 mg Gesamtprobe) wurde dann mit HF:HCl₄ (5:1) in Teflonbechern bei 110°C (auf der Heizplatte) für mindestens 10 Tage in Lösung gebracht. Anschließend wurden die Aufschlusssäuren schrittweise bei 120°C bis max. 200°C abgeraucht. Der Rückstand wurde 2-3mal in 1-2 ml ca. 6 N HCl gelöst und getrocknet. Der nun weiße bis gelbliche Rückstand wurde in ca. 4 ml 6 N HCl gelöst und über mehrere Stunden temperaturequiliibriert. Die gut homogenisierte Probenlösung wurde nun in zwei Teile geteilt (Splitten und Spiken):

- Teil 1: ca. 10% wurden für die Isotopenverdünnungsanalyse („isotope dilution“, ID) in einen neuen Teflonbecher überführt. Dieser Teil wurde mit einer stark an ¹⁵⁰Nd und ¹⁴⁷Sm angereicherten Spikelösung versetzt (gespikt). Das natürliche Isotopenverhältnis von ¹⁴⁷Sm zu ¹⁴⁹Sm beträgt ca. 1,085, während das gleiche Verhältnis im Spike bei ca. 270 liegt.
- Teil 2: die restlichen ca. 90% der Probe wurden für die präzise Bestimmung der Nd-Isotopie, genauer des ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-Verhältnisses (isotope composition, IC), verwendet.

Beide Teile wurden erneut getrocknet, nach dem Auskühlen in 0,5-1 ml 2,5 N HCl gelöst, in 1,5 ml Zentrifugenkapseln überführt und ca. 30 min bei 3000 U⁻¹ zentrifugiert um eventuell noch ungelöste Anteile zu entfernen.

Als nächster Schritt erfolgte die Elementtrennung. Bei der „Primärtrennung“ wurde mittels eines Ionenaustauschers (Kunsthartz BioRAD, in Quarzglasröhren) die SEE-Gruppe mit einer mittelstarken Säure (4N HCl) ca. 7-8 h ausgewaschen. Wichtig ist dabei unter anderem das vorherige Auswaschen von Ba mit 2,5 N HNO₃. Barium kann als Ba-Oxid, Isobare von den Nd- und/oder Sm-Massen 150, 152 und 154 erzeugen. Die SEE Fraktion wurde über Nacht getrocknet. Die „Sekundärtrennung“ nach Lugmair (z.B. Lugmair und Marti, 1977), das heißt die Separation der einzelnen, ultrareinen SEE-Fractionen (Nd-Fraktion, Sm-Fraktion) erfolgte mittels eines Phosphorsäure-Austauschers (HdEHP). Dieser Austauscher wird etwa im Verhältnis 1:10 mit feinkörnigem Teflonpulver und unter Zugabe von Aceton und sukzessiver

Zugabe von schwacher (ca. 0,2 N) Salzsäure 2-3 Tage lang verrührt (homogenisiert), bis das Aceton vollständig verdampft ist. Der Austauscher wird dann ebenfalls in ultrareine Quarzglasröhren abgefüllt und mit Standardlösungen geeicht. Bei diesem Eichprozess wurde, gleich wie später bei der routinemässigen Elementtrennung, zuerst Nd mit 0,24 N HCl und dann Sm mit 0,8 N HCl ausgewaschen, tropfenweise aufgefangen und mit einem Indikator (Eriochrom Schwarz T) versetzt, der die Verteilung der Metallionen in der Eichlösung durch einen Farbumschlag, etwa von Indigoblau zu Rosa („Neodym-Rosa“ für Nd), anzeigt. Die reinen Fraktionen bei der Proben-trennung wurden in reinen Teflonbechern aufgefangen, mit einigen Tropfen 2,5 N HNO₃ versetzt und über Nacht getrocknet.

Die Isotopenanalyse erfolgte mit zwei verschiedenen Massenspektrometern der Firma ThermoFinnigan (Modelle Triton TI für die IC Messung und MAT262 für die ID Messung), wobei die reine Messzeit für ID-Messungen (Nd, Sm) ca. 1-2 Stunden, für Nd-IC Messungen ca. 2-3 Stunden pro Probe in Anspruch nimmt.

8 Ergebnisse

In den folgenden Kapiteln werden die Ergebnisse der Mikrosondenmessungen, LA-ICPMS-Messungen und der Sm-Nd-Datierung präsentiert. In Tabelle 4 sind Probenamen, Herkunft der Probe und angewandte Untersuchungsmethoden zusammengefasst.

Probe	Herkunft	Untersuchungsmethoden	Scheelit
4A-1	Knappenstube, Geländearbeit Sommer 09	MK, EMS	✓
4A-2	Knappenstube, Geländearbeit Sommer 09	MK, EMS	✓
4C	Knappenstube, Geländearbeit Sommer 09	MK	✓
WP-SG1	Schellgaden, Stüblbau, Zugang Hangendlager Süd, Sammlung Prof. W. Paar	MK	✓
WP-SG2	Schellgaden, Stüblbau, Zugang Hangendlager Süd, Sammlung Prof. W. Paar	MK, LA	✓
SSH	Schellgaden, Stüblbau, Hangendlager, Sammlung Prof. W. Paar	MK, LA	✓
SSH A	Schellgaden, Stüblbau, Hangendlager, Sammlung Prof. W. Paar	MK, LA	✓
SSH B	Schellgaden, Stüblbau, Hangendlager, Sammlung Prof. W. Paar	MK, LA	✓
SSH C	Hangendlager, Stübereck, Prof. W. Paar (Sammlung MUL)	MK, EMS, LA	✓
SSH E	Hangendlager, Stübereck, Prof. W. Paar (Sammlung MUL)	MK, EMS, LA	✓
SSH F	Hangendlager, Stübereck, Prof. W. Paar (Sammlung MUL)	MK, EMS, LA, DAT	✓
SSB X1	Barbaralager, Prof. W. Paar (Sammlung MUL)	MK, EMS, LA	✓
SSB X3	Barbaralager, Prof. W. Paar (Sammlung MUL)	MK, EMS, LA	✓
SSB-30	Barbaralager, Prof. W. Paar (Sammlung MUL)	MK, EMS, LA	✓
F45_1	Sammlung Prof. J. Raith	MK, EMS, LA, DAT	✓
F45_2	Sammlung Prof. J. Raith	MK, EMS, LA, DAT	✓
F47	Sammlung Prof. J. Raith	MK, EMS, LA	✓
J1990_1	Sammlung Prof. J. Raith	MK	
J1990_2	Sammlung Prof. J. Raith	MK	

Tabelle 4: Liste der untersuchten Anschliffe inkl. Herkunftsangabe, EMK=Mikroskopie, EMS=Mikrosonde, LA=LA-ICPMS, DAT=Sm-Nd Datierung

8.1 Mikrosondenanalytik

Ziel der Analysen war es, unterschiedliche Scheelitgenerationen zu identifizieren und einen möglichen Unterschied in der chemischen Zusammensetzung dieser aufzuzeigen. Insgesamt wurden 13 scheelitführende Anschliffe untersucht und insgesamt 157 Punkte analysiert.

8.1.1 Scheelitgenerationen/Domänen

Durch Signale/Bilder der rückgestreuten und sekundären Elektronen konnten in den meisten Schliffen zwei Generationen von Scheelit (Scheelit 1 und Scheelit 2) unterschieden werden. Zusätzlich war es möglich in manchen Schliffen mit Hilfe von Kathodolumineszenz-Bildern einen angedeuteten Zonarbau zu erkennen.

- **Scheelit 1:** Ist mengenmäßig vorherrschend und bildet meist unregelmäßig begrenzte große Porpyroblasten, die teilweise zerbrochen sind und von Rissen durchzogen werden, die meist mit Quarz, Galenit oder Stolzit gefüllt sind (Abbildung 87 und Abbildung 88).

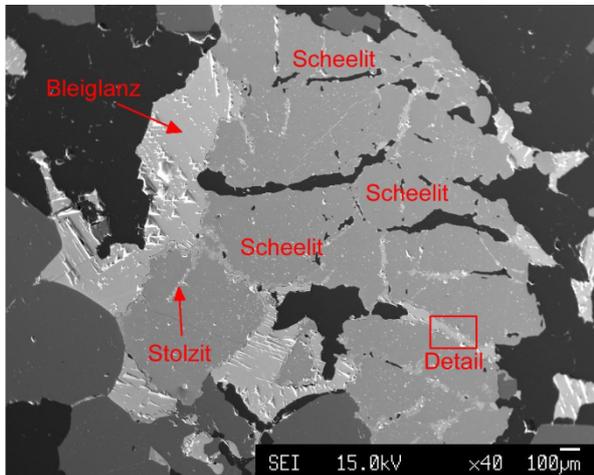


Abbildung 87: Sekundärelektronen-Bild eines Scheelitkorns mit Galenit und Stolzit, Schliff SSHE

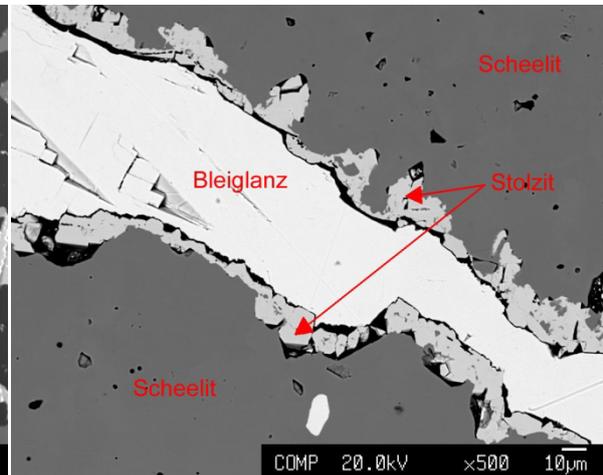


Abbildung 88: Rückstreuerelektronen-Bild von einem mit Galenit und Stolzit gefüllten Riss in Scheelit, Schliff SSHE – Detail aus Abbildung 87

Die Korngrenzen des Scheelits sind meist unregelmäßig und können von einem Reaktionssaum von Stolzit umgeben sein. In Schliffen mit erheblichen Gehalten von Galenit ist auch Stolzit vermehrt anzutreffen. Stolzit, ein Bleiwolframat ($\text{Pb}[\text{WO}_4]$), ist ein typisches Sekundärmineral, das bei der Verwitterung von primären Bleimineralien in Anwesenheit von wolframhaltigen Lösungen gebildet wird (<http://www.mineralienatlas.de/lexikon/index.php/MineralData?mineral=Stolzit> zugegriffen am 16.12.2009). Ein in manchen Scheeliten des Tauernfensters nachgewiesener, feiner, oszillatorischer Zonarbau (Scheelit 1 im Felbertal, Raith und Schmidt, 2010) konnte in keinem der untersuchten Schriffe festgestellt werden. In den Kathodolumineszenz (KL)-Bildern lassen sich an einigen Scheelitkörnern aber Hinweise eines diffusen Zonarbaus finden. So konnte in einigen Schriffen ein deutlich hellerer Randbereich (Abbildung 89) unterschieden werden, dessen chemische Zusammensetzung ebenfalls analysiert wurde (siehe Kapitel 8.1.2, Tabelle 5).

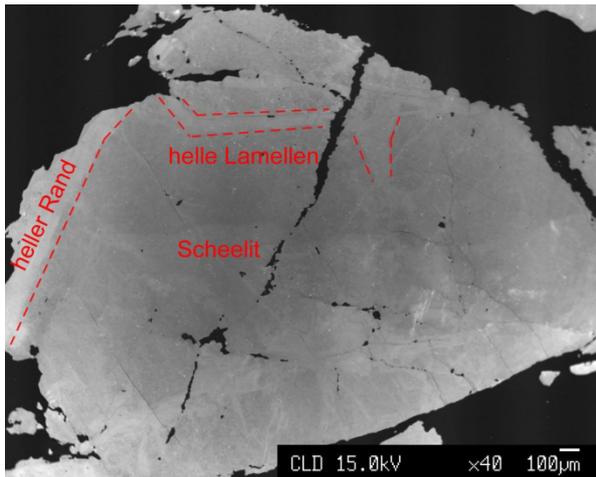


Abbildung 89: Kathodolumineszenzbild eines Scheelitkorns mit einem hellen Randbereich. Die helleren Lamellen stellen eventuelle Reste eines Zonarbaus dar. Schliff F47

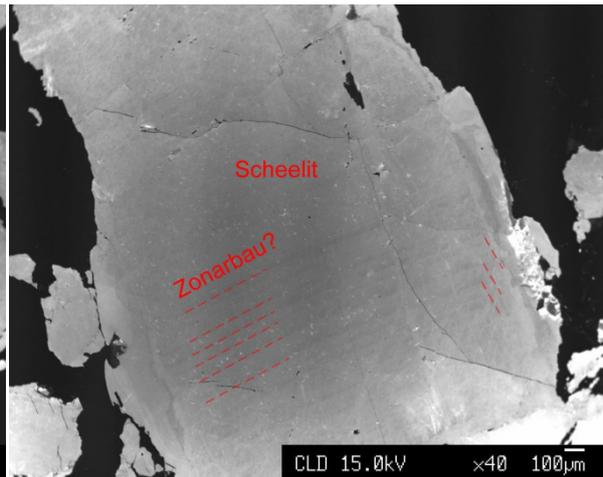


Abbildung 90: Kathodolumineszenzbild eines Scheelitkorns mit Zonarbau? Schliff F45_2

Vor allem in den Schliffen F45_1, F45_2, F47 und SSHF konnte ein angedeuteter interner Zonarbau gefunden werden (Abbildung 90 und Abbildung 92). Die Scheelitkristalle in den Schliffen F45_1, F45_2, F47, und SSHF sind im Vergleich zu den anderen Proben nicht so stark zerbrochen, zeigen wenige bis keine Risse weisen relativ gerade Korngrenzen auf und sind im Allgemeinen etwas größer ausgebildet (z.B. Vergleich zwischen Abbildung 91 und Abbildung 92)

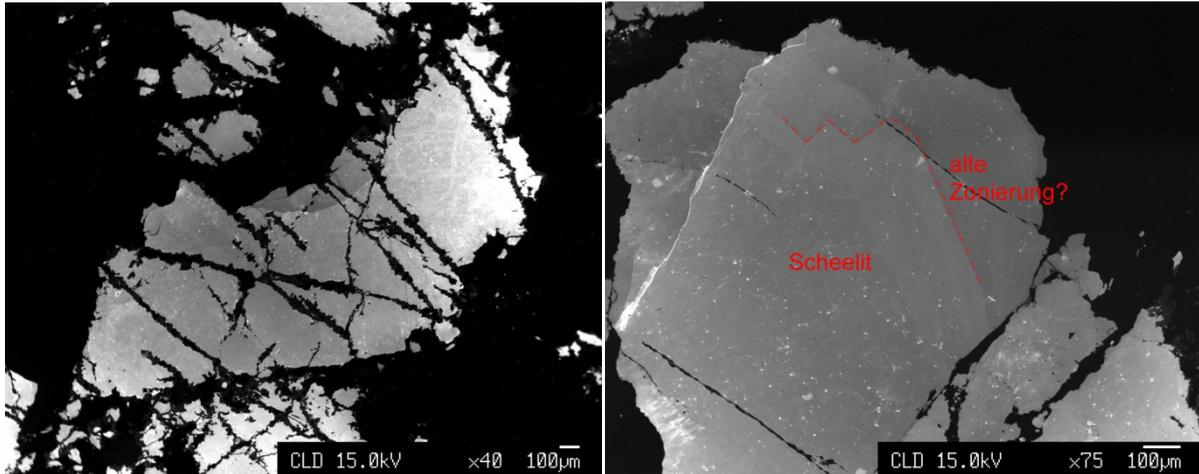


Abbildung 91: Kathodolumineszenzbild eines zerbrochenen Scheelitkorns mit unregelmäßigen Korngrenzen. Schliff SSBx3

Abbildung 92: Kathodolumineszenzbild eines wenig deformierten Scheelitkorns mit Zonarbau? Schliff SSHF

- Scheelit 2:** Ist wesentlich seltener anzutreffen und nur in den Schliffen F45_1, F45_2, SSHE und SSHF mengenmäßig bedeutend. Als Scheelit 2 wurden rekristallisierte Scheelite bezeichnet, die hauptsächlich aus einem Rekristallit von kleinen (\varnothing 10-100 μm) Kristallen zusammengesetzt sind. In sehr gut rekristallisierten Domänen bilden sich für Rekristallisation typische polygonale Mosaikgefüge aus (Abbildung 93). Diese Bereiche können oft ein Teilbereich eines größeren Scheelit 1-Korns sein, sind aber vor allem an den Kornrändern von Scheelit 1 entwickelt (Abbildung 94). Die rekristallisierten Scheelite erscheinen sehr rein, d.h. sie zeigen im Vergleich zu den Scheelit 1-Kristallen keine oder nur sehr wenige Einschlüsse (Abbildung 93 und Abbildung 94).

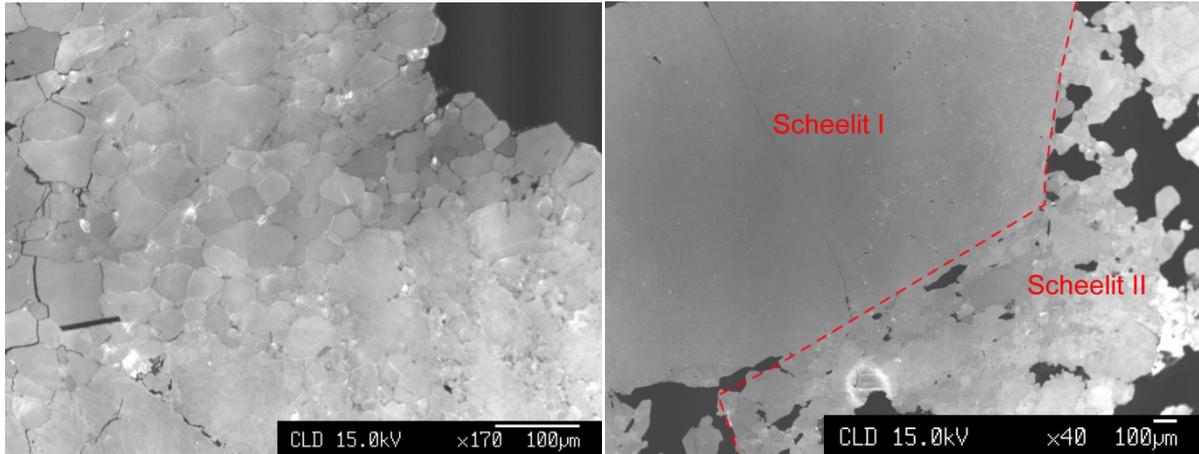


Abbildung 93: Kathodolumineszenzbild von Scheelit 2. Schliff F45_2

Abbildung 94: Kathodolumineszenzbild von Scheelit 1 und Scheelit 2. Schliff F45_1

8.1.2 Chemische Zusammensetzung von Scheelit

Die Mittelwerte der qualitativen Analysen von Scheelit 1 (S1), Scheelit 2 (S2) und der im KL-Bild helleren Ränder/Lamellen in Scheelit 1 (S1 r) sind in Tabelle 5 zusammengefasst. Im Anhang D) sind die Ergebnisse aller Analysen aufgelistet. Die Gehalte der gemessenen Spurenelemente sind gering und es lassen sich an Hand der Mittelwerte und Standardabweichungen keine statistisch signifikanten Unterschiede zwischen den beiden Scheelitgenerationen erkennen. Mg und Pb wurde zwar analysiert aber die Konzentrationen lagen bei Mg immer unter der im Kapitel 7.2, Tabelle 2, angegebenen Nachweisgrenzen und bei Pb waren nur sieben von 157 Messungen knapp über der Nachweisgrenze. Auch die Elemente Fe, Cu (je 18 Messungen > Ng), Ti (23 Messungen > NgG), Mn (29 Messungen > Ng) und Nb (34 Messungen > Ng) lagen nur manchmal knapp über den nachweisbaren Konzentrationen. Mo war in 106 Messpunkten über der Nachweisgrenze vorhanden und lag zwischen 0,095 und 0,192 %. Ca lag zwischen 18,2 bis 20,3 % und W zwischen 76,5 und 82,9 %. Die Ergebnisse der Mikrosondenmessungen der Probe SSHF die in der Tabelle 6 aufgelisteten sind dienen als repräsentatives Beispiel für die Zusammensetzung des Scheelites.

Typ	S1	S1 r	S2	Alle
Anzahl	101	24	32	157
MnO	0,134	0,116	0,133	0,131
Nb₂O₅	0,080	0,093	0,078	0,083
PbO	0,049	0,104	0,071	0,063
FeO	0,085	0,051	0,065	0,072
TiO₂	0,068	0,081	0,086	0,073
CaO	19,6	19,5	19,5	19,5
MoO₃	0,078	0,093	0,095	0,085
CuO	0,107	0,088	0,080	0,099
WO₃	79,7	79,5	79,2	79,5
Total	99,4	99,1	98,9	99,2

Tabelle 5: Mittelwerte der chemischen Zusammensetzung in Massen % der unterschiedlichen Scheelitgenerationen und -domänen. MgO wurde ebenfalls analysiert, die Werte lagen aber immer unter der Nachweisgrenze. S1=Scheelit 1, S1 r=Scheelit 1 helle Ränder oder Lamellen, S2=Scheelit 2.

Probe: SSH F											
Typ	S1	S1 r	S1 r								
Nr.	82	83	84	85	86	87	88	89	90	120	121
MnO	0,178	<Ng	0,101	<Ng	0,155	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,109
Nb₂O₅	0,081	<Ng	0,096	<Ng	0,136	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
PbO	<Ng	0,038	<Ng	<Ng							
FeO	<Ng	<Ng	<Ng	0,081	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,199	<Ng	<Ng
TiO₂	<Ng	<Ng	<Ng								
CaO	19,3	19,2	19,2	19,4	19,6	19,6	19,8	19,8	19,3	19,7	19,4
MoO₃	<Ng	0,065	0,048	0,053	<Ng	<Ng	<Ng	0,091	0,102	<Ng	0,048
CuO	<Ng	<Ng	0,135	0,079	<Ng	0,169	0,097	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
WO₃	79,5	78,3	78,1	78,2	79,4	80,3	80,6	79,6	78,9	80,1	79,9
Total	99,0	97,6	97,6	97,8	99,3	100,1	100,4	99,5	98,5	99,8	99,5

Tabelle 6: Ergebnisse der Mikrosondenmessungen, Probe SSH F, <Ng = unterhalb der Nachweisgrenze

8.2 LA-ICPMS Messungen

Die Spurenelementgehalte von Scheelit wurden an insgesamt 116 Punkten in 12 Anschliffen gemessen. Es wurde wiederum versucht die Messungen in Scheelit 1 (S1), Scheelit 1 Ränder (S1 r) und Scheelit 2 (S2) zu unterteilen. Von den 116 Messpunkten wurden elf S2 und 27 S1 r gemessen. Die Positionierung des Laserstrahls am Schliff erfolgte über ein Videobild. Die Identifizierung von Scheelit 1, Scheelit 2 und der Scheelit 1 Ränder über das Videobild war nicht sehr einfach und eventuelle mit Galenit oder Stolzit gefüllte Risse oder andere Mineraleinschlüsse im Scheelit konnten daher im Vornherein nicht identifiziert werden. Messpunkte mit außerordentlich hohen Pb-Gehalten deuten aber auf eine solche

Verunreinigung hin, zeigen aber ansonsten keine außerordentlich veränderten Konzentrationen der anderen Elemente. Das heißt Verunreinigungen des Scheelits mit Stolzit oder Galenit haben keine, oder nicht nachweisbare Auswirkungen auf die gemessenen Spurenelementkonzentrationen (ausgenommen Pb).

Im Anhang E sind die Daten aller gemessenen Punkte in tabellarischer Form zusammengefasst. Die Daten wurden mit statistischen Hilfsmitteln (Boxplots) auf ihre Konsistenz überprüft. Die Elemente Pb, Th und U zeigen sehr häufig (mehr als zehn) Ausreißer. Die Anzahl der signifikant abweichenden Messwerte bei Mn, Sr, Nb, La und Ba liegt zwischen vier und zehn. Alle anderen gemessenen Elemente zeigen eine sehr homogene Verteilung mit nur wenigen Extremwerten. Auffallend ist aber das es mit Ausnahme von Tm bei allen Elementen nur positive Ausreißer gibt. Zwei Punkte und mehrere Messwerte wurden aufgrund von extrem erhöhten Werten bei der Berechnung von im Folgenden angegeben Mittelwerten, Minima, Maxima oder grafischen Darstellungen nicht berücksichtigt um eine Verfälschung der Daten zu vermeiden. Der Messpunkt 28 in Schliff SSH A wurde aufgrund von 4-10 fach erhöhten Werten bei 11 Elementen (Y, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, U) und der Messpunkt 79 in Schliff F45_1 aufgrund von erhöhten Werten bei acht Elementen (V, Y, Nb, Ba, Ho, Er, Tm, Lu) als Ausreißer eingestuft. Ob es sich dabei um ein analytisches Problem oder nicht identifizierte Einschlüsse im Scheelit handelt, ist nicht klar. Weitere Analysen die in den folgenden Diagrammen und statistischen Berechnungen nicht berücksichtigt wurden, sind: Punkt 96 bei V; 116 und 88 bei Mn; 64, 65 und 67 bei Sr; 88 und 82 bei Nb; 87 und 82 bei Mo; 45 und 96 bei Ba; 73 und 13 bei La; 64 bei Th; 13 und 64 bei U. Das Element Pb zeigt bei vielen Messungen erhöhte Werte an. Dies ist wie erwähnt auf mit Stolzit oder Galenit gefüllte Risse im Scheelit zurückzuführen. 24 Punkte mit einer Pb Konzentration zwischen 300 und 200.000 ppm wurden deshalb eliminiert. Im Anhang G sind die Boxplots aller Punkte (inkl. Extremwerte) zu finden. Bei den Boxplots im Folgenden wurden oben beschriebene Ausreißer nicht mehr berücksichtigt. In Abbildung 95 sind die einzelnen aus den Boxplots ablesbaren statistischen Größen dargestellt. Mit Boxplots können Stichprobenverteilungen untersucht und verglichen werden. Quartile unterteilen eine Stichprobenmenge in vier gleiche Teile. Mit diesen können Streubreite und Zentraltendenz bestimmt werden.

8 Ergebnisse

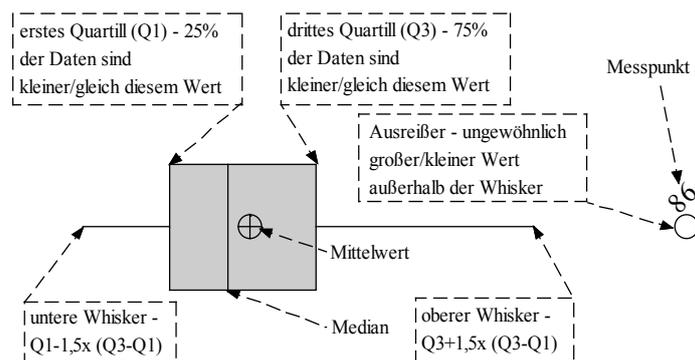


Abbildung 95: Boxplot Beschreibung

In Abbildung 96, Abbildung 97, Abbildung 98 und Abbildung 99 ist die Streuung der gemessenen Spurenelemente gut zu sehen. Von den nicht SEE zeigen V, Nb, Th und U mit $<Ng$ bis 1 ppm (Th und Nb vereinzelt zwischen 1 und 2,5 ppm) die niedrigsten gemessenen Elementkonzentrationen im Scheelit. Mn und Ba liegen mit Ausnahme einiger Ausreißer im Bereich von 1 bis 7 ppm. Mo liegt zwischen 50 und 270 ppm und Pb (ausgenommen einiger erhöhter Werte) zwischen 50 und 200 ppm. Die höchsten Konzentrationen aller Elemente (inkl SEE) zeigen Y mit 300 bis 950 ppm und Sr mit 500 bis 1600 ppm bzw. 1800 ppm. Bei den SEE sind die beiden schweren SEE Lu und Tm mit 1 bis 6 ppm bzw. 4 bis 11 ppm am geringsten konzentriert. Werte zwischen $<Ng$ und 55 ppm zeigen La, Pr, Tb und Ho. Eu und Er liegen im Bereich zwischen 20 und 100 ppm. Ce, Sm, Gd und Dy liegen zwischen 25 und maximal 200 bzw. 250 ppm. Die höchsten Konzentrationen bei den SEE zeigt Nd mit 50 bis 375 ppm.

8 Ergebnisse

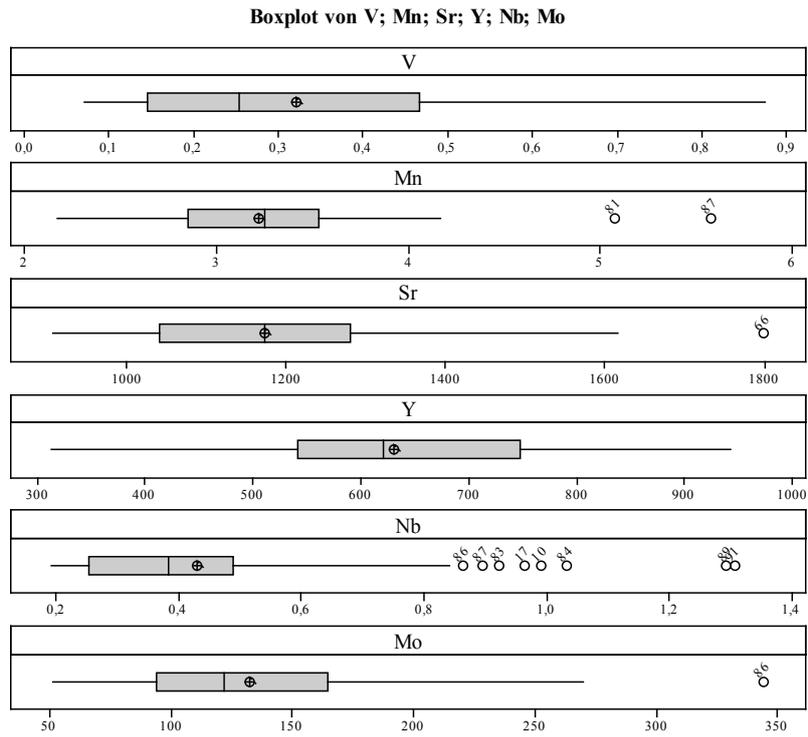


Abbildung 96: Bereinigte Boxplots der Elemente V, Mn, Sr, Y, Nb in Scheelit; Konzentrationsangaben in ppm

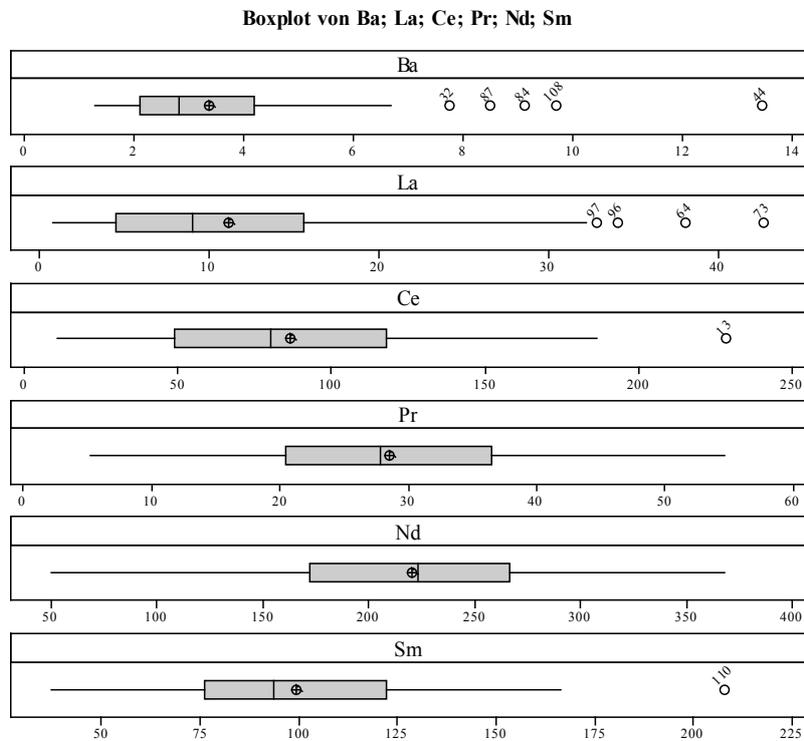


Abbildung 97: Bereinigte Boxplots der Elemente Ba, La, Ce, Pr, Nd und Sm in Scheelit; Konzentrationsangaben in ppm

8 Ergebnisse

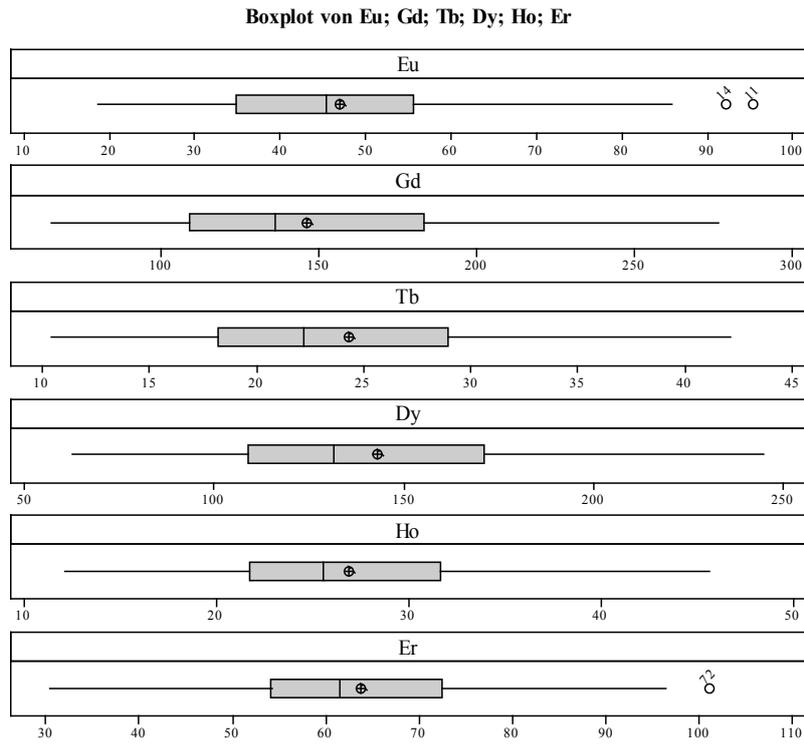


Abbildung 98: Bereinigte Boxplots der Elemente, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho und Er in Scheelit; Konzentrationsangaben in ppm

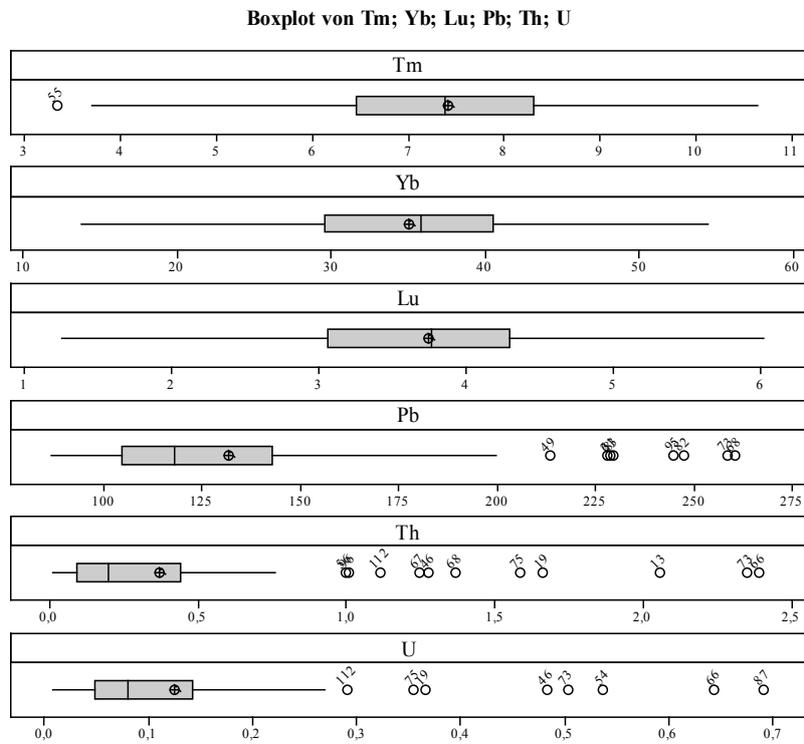


Abbildung 99: Bereinigte Boxplots der Elemente Tm, Yb, Lu, Pb, Th, und U in Scheelit; Konzentrationsangaben in ppm

Eine Unterscheidung der Scheelittypen ist eventuell über die Summen der SEE möglich (Tabelle 7). Im Scheelit 1 (S1) erreichen die SEE-Konzentrationen mit Σ SEE zwischen 1082 und 2378 ppm ein Maximum. Mit Σ SEE 479 bis 1307 ppm bzw. 454 bis 1037 ppm sind die Konzentrationen in Scheelit 1 Rand (S1 r) und Scheelit 2 (S2) geringer. Auch die durchschnittlichen Gehalte an SSEE in Scheelit 2 sind geringfügig höher als in den beiden anderen Typen.

Typ	Scheelit Typ 1 (S1), n=116			Scheelit Rand (S1 r), n=27			Scheelit Typ 2 (S2), n=11		
	min	max	Mw	min	max	Mw	min	max	Mw
Σ SEE+Y	1082	2378	1623	795	2185	1456	1011	1939	1489
Σ SEE	617	1436	996	479	1307	864	454	1037	756
Σ LSEE	197	637	371	132	525	322	68	385	202
Σ MSEE	302	732	487	203	794	417	257	570	397
Σ HSEE	68	207	138	67	171	125	123	191	156

Tabelle 7: Summe der SEE Konzentrationen [ppm], LSEE=La, Ce, Pr, Nd; MSEE=Sm, Eu, Gd, Tb, Dy; SSEE=Ho, Er, Tm, Yb, Lu

Um SEE-Analysen zu vergleichen ist es allgemein üblich eine chondritnormierte Darstellung zu wählen. In dieser Arbeit wurden für die Normalisierung die Chondritwerte von Evensen et al. (1978) verwendet. Eine Tabelle mit den chondritnormierten SEE Konzentrationen (SEE_N) findet sich in Anhang F).

In Abbildung 100 sind die SEE_N Verteilungen der Scheelittypen S1 (Abbildung 100a), S1 r (Abbildung 100c) und S2 (Abbildung 100b) dargestellt. Es lassen sich geringfügige Unterschiede in der Zusammensetzung erkennen. S1 und S1 r zeigen eine sehr ähnliche Form der Verteilung („bell-shaped“, Glockenform) mit einem Maximum bei den mittleren SEE (MSEE). Die gering ausgeprägte positive bzw. negative Eu-Anomalie des Typs S1 fehlt bei S1 r. Auch der S2 Typ zeigt eine glockenförmige Verteilung der SEE, allerdings ist das Maximum abgeflacht und etwas in Richtung der schweren SEE (SSEE) verschoben (Maximum zwischen Eu und Tb bzw. Dy).

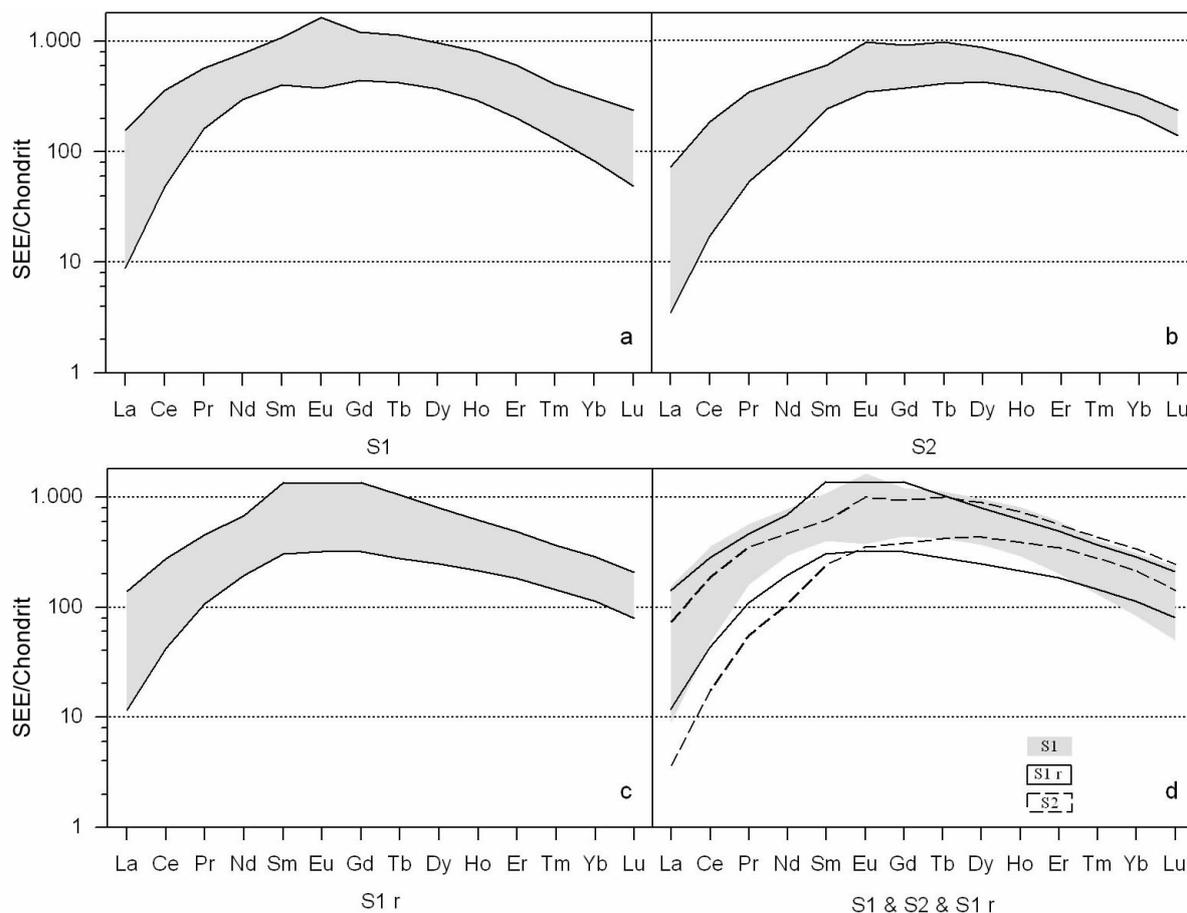
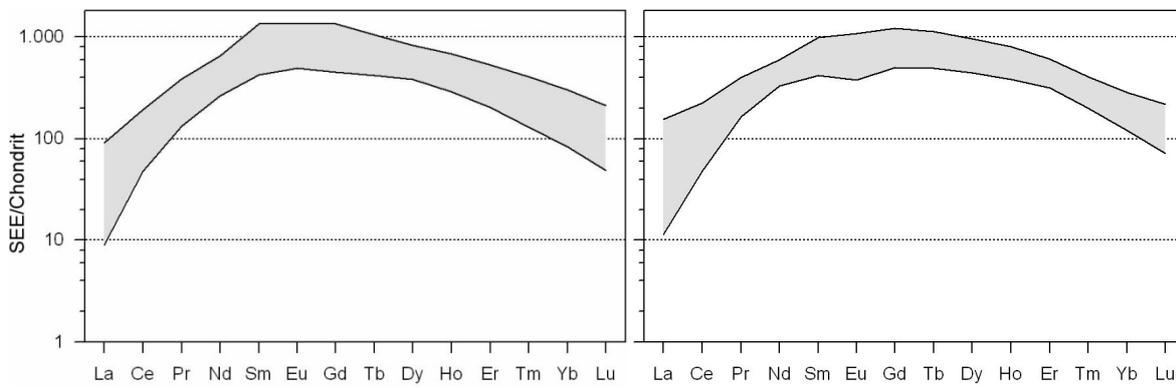
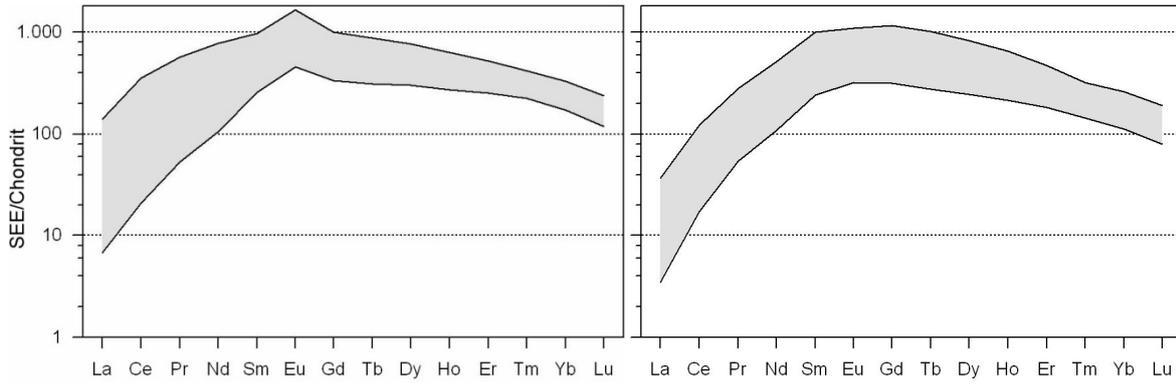


Abbildung 100: SEE_N Muster von Scheelit Typ 1 (S1), Scheelit Typ 1 Rand (S1 r) und Scheelit Typ 2 (S2). Dargestellt sind die jeweils minimalen und maximalen SEE Konzentrationen.

Aufgrund der doch recht geringen Unterschiede in den SEE-Mustern von S1, S1 r, und S2 werden in den folgenden Diagrammen alle Typen gemeinsam betrachtet. Die einzelnen Proben wurden für eine übersichtlichere Darstellung nach ihrer Herkunft zusammengefasst: F-Serie (F45_1, F45_2, F47) Sammlung Prof. Raith, SSH-1 (SSH, SSH A, SSH B) Stüblbau Hangendlager Süd, SSH-2 (SSH C, SSH E, SSH F) Stübereck Hangendlager, SSB (SSB-30, SSB X1, SSB X2) Barbaralager und WP-SG2 Stüblbau Hangendlager Süd (Abbildung 101 bis Abbildung 106). Alle Proben zeigen SEE-Muster mit einer parabolischen Form (bell-shaped/Glockenform) und Maxima im Bereich der MSEE (Sm bis Dy). Insgesamt streuen die LSEE zwischen 4 und 150 fachen Chondrit-Werten. Die MSEE zeigen im Vergleich zu Chondrit 200 bis 1500 fache die SSEE 40 bis 400 fache Anreicherung.

8 Ergebnisse



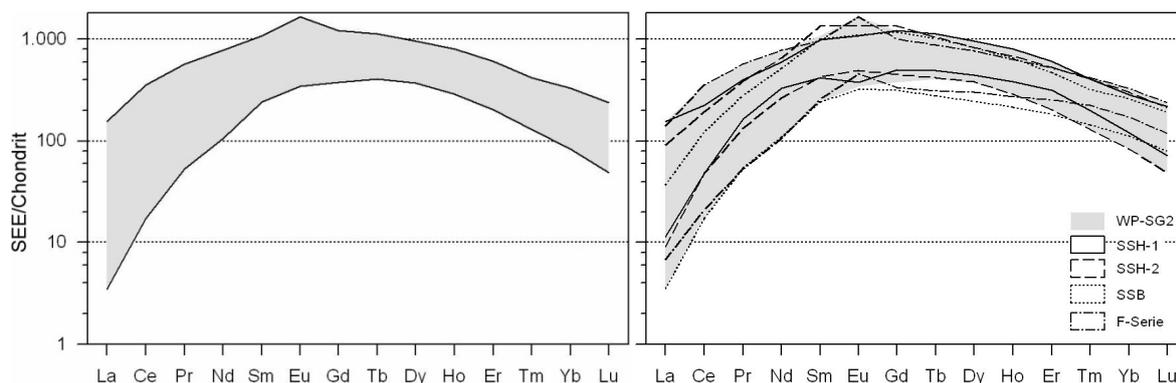


Abbildung 105: SEE_N Muster Konzentrationen der Probe WG-SG2 (Minima und Maxima von 13 je Werten)

Abbildung 106: SEE_N Muster Konzentrationen aller Proben

In Tabelle 8 sind die berechneten chondritnormierten La/Lu , La/Sm , Lu/Sm und Eu/Eu^* Verhältnisse Zusammengefasst. Das $(La/Sm)_N$ Verhältnis ist bei allen Proben kleiner 0,4 mit Mittelwerten zwischen 0,03 bis 0,11. Auch das $(Lu/Sm)_N$ Verhältnis (immer kleiner 0,6) zeigt eine bevorzugte Anreicherung der MSEE an. Die $(La/Lu)_N$ Verhältnisse sind meist kleiner eins (zwischen 0,02 und 1,1) und zeigen an, dass die SSEE gegenüber den LSEE angereichert sind. Die Proben der F-Serie zeigen eine kleine positive Eu-Anomalie und auch bei Probe WG-SG2 lässt sich eine schwache positive Eu-Anomalie erkennen. Dies äußert sich auch in den Eu/Eu^* Verhältnissen die bei diesen beiden Proben zwischen 1,09 und 1,95 (F-Serie) und 0,88 bis 1,28 (WP-SG2) liegen. Diese beiden Proben weisen auch die stärkste Streuung bei den LSEE auf. Die Proben der SSH-1 und SSH-2 Serie sind sehr ähnlich mit keiner erkennbaren Eu-Anomalie, aber einer jeweils leichten Abflachung der Kurven zwischen den Elementen Sm und Tb. Die SSB Proben unterscheiden sich von den anderen durch eine leichte negative Eu-Anomalie (Mittelwert $Eu/Eu^*=0,88$).

	F-Serie		SSH-1		SSH-2		SSB		SSB WP-SG2	
	Min - Max	Mw								
$(La/Lu)_N$	0,05 bis 0,72	0,37	0,02 bis 0,46	0,02	0,07 bis 0,53	0,24	0,16 bis 1,10	0,44	0,02 bis 0,66	0,34
$(La/Sm)_N$	0,03 bis 0,3	0,1	0,01 bis 0,12	0,04	0,01 bis 0,21	0,05	0,01 bis 0,37	0,11	0,01 bis 0,28	0,09
$(Lu/Sm)_N$	0,14 bis 0,56	0,28	0,12 bis 0,61	0,28	0,07 bis 0,40	0,22	0,08 bis 0,52	0,21	0,12 bis 0,59	0,31
$(Eu/Eu^*)_N$	1,09 bis 1,95	1,46	0,89 bis 1,21	1,06	0,44 bis 1,28	1,12	0,77 bis 1,01	0,88	0,90 bis 1,88	1,28

Tabelle 8: Chondritnormierte SEE Verhältnisse, $Eu^*=(Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$

8.3 Sm-Nd Datierung

Aufgrund der geringen Korngröße der Scheelite und der engen Verwachsung mit anderen Mineralen (Quarz, Galenit, Stolzit) war es schwierig, reinen Scheelit aus den Anschliffen zu extrahieren. Es konnten je vier Mikroproben (siehe Kapitel 7.4.2) von drei Anschliffen (SSHF, F45_1 und F45_2) entnommen und analysiert werden. Scheelitkerne, die aus einem vierten Anschliff (SSH) heraus gebohrt wurden, waren aufgrund von Verunreinigungen (Quarz, Galenit) nicht für die Datierung geeignet. Weiters wurde auch die Sm-Nd Isotopenzusammensetzung des Nebengesteins der Vererzung (Matrix) untersucht. Bei der Matrixprobe handelt es sich um einen Muscovit-Albit-Chlorit-Schiefer aus dem Stüblbau.

Die Ergebnisse der Sm-Nd-Analytik sind in Tabelle 9 zusammengefasst. Die Sm-Gehalt (65,37 bis 110,67 ppm) zeigen im Vergleich zu Nd (171,3 bis 364,7 ppm) eine etwas kleinere Streuung. Die $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse des gesamten Datensatzes reichen von 0,18361 bis 0,26225 und die heutigen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Verhältnisse liegen zwischen 0,51273 und 0,51292. Die Variation in den $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen ist mit 0,08 sehr gering. Die Matrixprobe weist mit 6,18 ppm Sm und 28,71 ppm Nd wesentlich niedrigere, aber für derartiges krustales Material typische Sm- und Nd-Konzentrationen auf. Auch das $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,13017) und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51270) Verhältnis ist im Vergleich zu den Scheelitproben niedriger. Der „La Jolla Standard“, der während der Scheelit Analysen gemessen wurde ergab ein $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Verhältniss von $0,511847 \pm 0,00002$ (Mittelwert aus 7 Messungen).

	Probe	Probengewicht [mg]	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\%$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma_m$
F45_1	F45-1/d	0,91	95,97	263,29	0,2204	0,00220	0,512790	0,000004
	02B	2,89	110,76	364,70	0,1836	0,00184	0,512785	0,000003
	02C	3,44	72,64	203,70	0,2156	0,00216	0,512783	0,000002
	02D	2,89	96,26	256,70	0,2267	0,00227	0,512802	0,000002
F45_2	03A	1,30	68,52	194,74	0,2127	0,00213	0,512761	0,000004
	03B	1,83	88,95	254,47	0,2113	0,00211	0,512785	0,000003
	03C	2,36	65,37	207,67	0,1903	0,00190	0,512731	0,000003
	03D	2,06	66,55	171,28	0,2349	0,00235	0,512789	0,000005
SSHF	04A	7,76	78,21	185,53	0,2549	0,00255	0,512894	0,000003
	04C	7,30	70,20	180,52	0,2351	0,00235	0,512854	0,000003
	04D	7,10	69,90	185,16	0,2283	0,00228	0,512848	0,000003
	SSHF/A	3,01	77,75	179,25	0,2623	0,00262	0,512924	0,000003
	Matrix	92,07	6,18	28,71	0,1302	0,00130	0,512697	0,000003
	Min.		65,37	171,28				
	Max.		110,76	364,70				
	Mw.		80,09	220,58				

Tabelle 9: Ergebnisse der Sm-Nd Analytik, Mw=Mittelwert

Für die Berechnung der Regressionsgeraden wurde das Programm Isoplot/EX 3.00 verwendet (Ludwig, 2003). Die einzelnen Datenpunkte der drei analysierten Proben F45_1, F45_2 und SSHF wurden in ein Isochronendiagramm in unterschiedlichen Farben dargestellt (Abbildung 107). Auch die Matrixprobe wurde darin geplottet, aber nicht in die Regressionsberechnung mit einbezogen. Die zugehörigen Daten (Alter, MSWD, ϵ_{Nd} und initiales $^{143}Nd/^{144}Nd$) sind in Tabelle 10 zusammengefasst. Die einzelnen Proben ergeben sehr unterschiedliche Alter von 38 ± 170 Ma (F45_1), 197 ± 340 Ma (F45_2), 336 ± 190 Ma (SSHF) mit sehr großen Unsicherheiten. Allerdings zeigen alle Proben positive ϵ_{Nd} Werte zwischen +2,2 und +2,9. Die Proben F45_1 und F45_2 haben einen sehr schlechten Fit (MSWD=mean squares of weighted deviations, Tabelle 10)). Nur Probe SSHF zeigt einen akzeptablen Fit von 6,8.

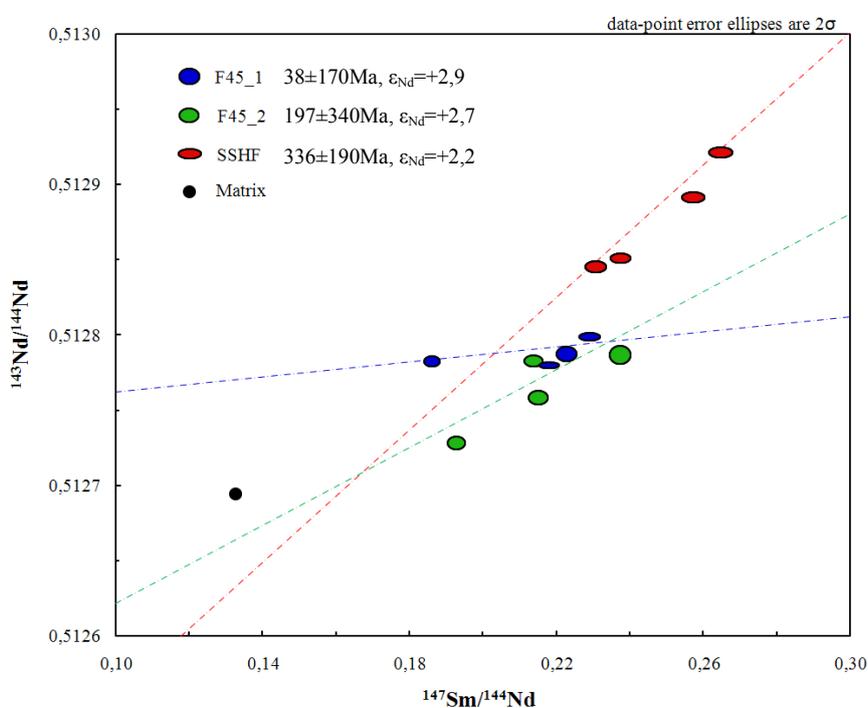


Abbildung 107: Isochronendiagramm der einzelnen Proben, ohne Berücksichtigung der Matrix

Probe	n	Alter [Ma]	MSWD	ϵ_{Nd}	Initiales $^{143}Nd/^{144}Nd$
F45_1	4	38 ± 170	61	+2,9	$0,51274 \pm 0,00023$
F45_2	4	197 ± 340	49	+2,7	$0,51249 \pm 0,00048$
SSHF	4	336 ± 190	6,8	+2,2	$0,51234 \pm 0,00031$

Tabelle 10: Ergebnisse der Isochronenberechnung der einzelnen Proben, n=Anzahl der Datenpunkte

In Abbildung 108 wurden alle Punkte ohne Matrix in einem Isochronendiagramm dargestellt und eine entsprechende Regressionsgerade berechnet. Aus der Steigung dieser Geraden lässt sich ein Alter von 322 ± 140 Ma bei einem MSWD-Wert von 109 bestimmen (Abbildung 109, Tabelle 11). Wenn die Matrixprobe in die Berechnung mit einbezogen wird, lässt sich ein Alter von 245 ± 93 Ma berechnen. Der MSWD ist mit 184 noch höher (Abbildung 109, Tabelle 11). Die Einbeziehung der Matrixprobe bewirkt eine wesentliche Verjüngung der berechneten Alter bei einer geringeren Unsicherheit (größere Sm/Nd Spanne) und erhöhtem MSWD-Wert. Beide Isochronen zeigen positive ϵ_{Nd} Werte (+2,7 bzw. +2,4). In einer weiteren Variante wurde eine Isochrone ohne Matrix und den zwei am weitesten abseits der Regressionsgeraden liegenden Punkte 02B und 03D berechnet (Abbildung 110). Das Alter von 428 ± 85 Ma hat eine geringere Unsicherheit und einen wesentlich besseren Fit (MSWD=19). Der ϵ_{Nd} Wert ist mit +1,9 wieder positiv.

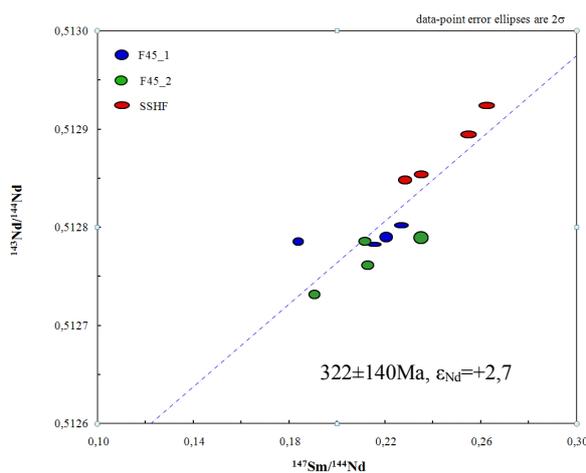


Abbildung 108: Isochronendiagramm aller Proben ohne Matrix, n=12

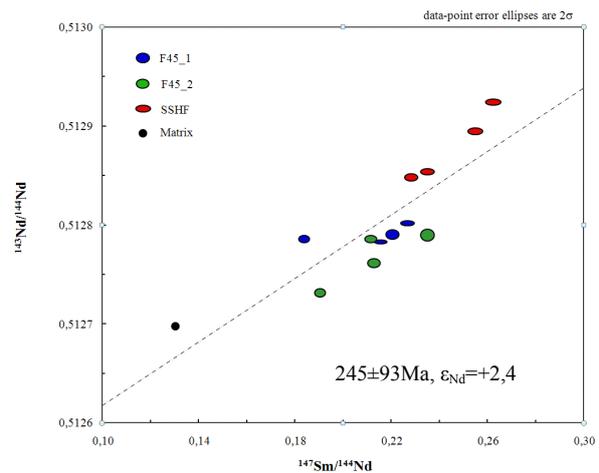


Abbildung 109: Isochronendiagramm aller Proben inkl. Matrix, n=13

8 Ergebnisse

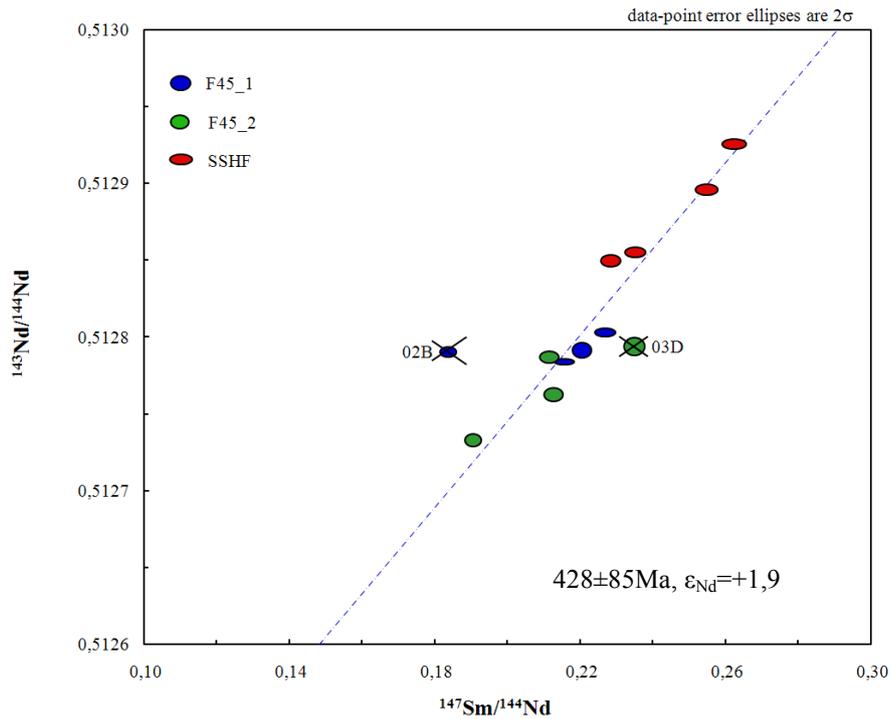


Abbildung 110: Isochronendiagramm aller Proben ohne Matrix und ohne die Punkte 02B (F45_1) und 03D (F45_2), n=10

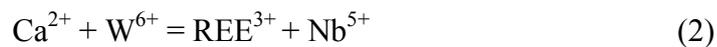
Probe	n	Alter [Ma]	MSWD	ϵ_{Nd}	Initiales $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Alle ohne Matrix	12	322 ± 140	109	+2,7	$0,51234 \pm 0,0020$
Alle mit Matrix	13	245 ± 93	184	+2,4	$0,51246 \pm 0,00013$
Alle ohne Matrix 02B & 03D	10	428 ± 85	19	+1,9	$0,51219 \pm 0,00013$

Tabelle 11: Ergebnisse der Isochronenberechnung aus Abbildung 108, Abbildung 109 und Abbildung 110, n=Anzahl der Datenpunkte

9 Diskussion

9.1 Spurenelemente in Scheelit

Arbeiten von mehreren Autoren haben gezeigt dass die SEE Konzentrationen in Scheelit sehr hohe Werte erreichen können (z.B. Anglin *et al.*, 1996; Ghaderi *et al.*, 1999; Brugger *et al.*, 2000; Roberts *et al.*, 2006). Auch in dieser Arbeit wurden hohe Konzentrationen an Spurenelementen (Sr, Y und La bis Lu) in Scheelit nachgewiesen (siehe Kapitel 8.2). Sechswertiges Mo kann in einer Mischkristallreihe bis hin zu Powellit (CaMoO_4) das W komplett ersetzen (Klein *et al.*, 1999). Große zweiwertige Kationen wie Sr und Pb werden bevorzugt für Ca substituiert und auch Fe, Mn und Ba können in geringen Mengen in das Kristallgitter eingebaut werden (Raimbault *et al.*, 1993). Bei der Substitution der meist dreiwertigen SEE für das zweiwertige Ca ist ein Ladungsausgleich nötig um die elektrostatische Neutralität zu erhalten. Die drei wichtigsten Substitutionsmechanismen wurden von Ghaderi *et al.* (1999) wie folgt beschrieben:



Da Scheelit ein weitverbreitetes Mineral in hydrothermalen Goldlagerstätten ist und paragenetisch mit dem Gold auftritt (Uspensky *et al.*, 1998) können die SEE Konzentrationen, die Form der chondritnormierten Muster und die Eu-Anomalien Hinweise auf die Herkunft der mineralisierenden Fluide und deren physikochemischen Bedingungen (T, pH, $f\text{O}_2$) liefern.

Die Form der SEE_N -Muster in dieser Arbeit ist sehr einheitlich und kann als „bell-shaped“ (z.B. Roberts *et al.*, 2006) oder „hump-shaped“ (z.B. Ghaderi *et al.*, 1999) bezeichnet werden. Eine Unterscheidung von verschiedenen Scheelittypen ist aufgrund der Form der SEE_N -Muster praktisch nicht möglich. Zwar variieren die absoluten Konzentrationen an SEE im Scheelit, dies könnte aber auf eine gewisse Variation im Chemismus der Fluide zurückgeführt werden. Hinweise auf signifikant andere Fluide, Fluidquellen oder Bildungsbedingungen, wie sie eben total unterschiedliche SEE_N -Muster („bell-shaped“ vs. „flat“ vs. „wing-shaped“) geben würden, sind nicht vorhanden. Da die gemessenen Eu-Anomalien nur minimal sind (Tabelle 8) und sich die Elementkonzentrationen von Proben mit Eu-Anomalien nicht oder nur geringfügig von Proben ohne Eu-Anomalie unterscheiden, erscheint es auch nicht sinnvoll Scheelite mit Eu-Anomalien als einen eigenen Typ abzutrennen.

Im Folgenden werden die SEE_N -Muster dieser Arbeit mit den Spurenelementanalysen von Scheeliten anderer Autoren verglichen und versucht daraus Hinweise für die Genese des Scheelits und der Au-(W) Vererzung des Typs Schellgaden abzuleiten.

- 1.) Dostal et al. (2009): Scheelit aus konkordanten und diskordanten goldführenden Quarzgängen (mit Karbonat, Sulfiden, Telluriden, Turmalin und Rutil) in Metaturbiditen (Meguma Terrane, Nova Scotia). Die Gesteine sind grünschiefer- bis amphibolitfaziell überprägt. Die Platznahme der Gänge erfolgte vor ca. 408 bzw. 380 Ma ungefähr zeitgleich mit granitischen Intrusionen. Die genetischen Modelle reichen von magmatisch über metamorph bis zu tief zirkulierenden meteorischen Wässern. Die SEE_N -Muster der Scheelite im Meguma Terrane zeigen eine Glockenform („bell-shaped“) mit positiven bzw. negativen Eu-Anomalien, wobei Dostal et al. (2009) drei Typen von Scheelit unterschieden hat.

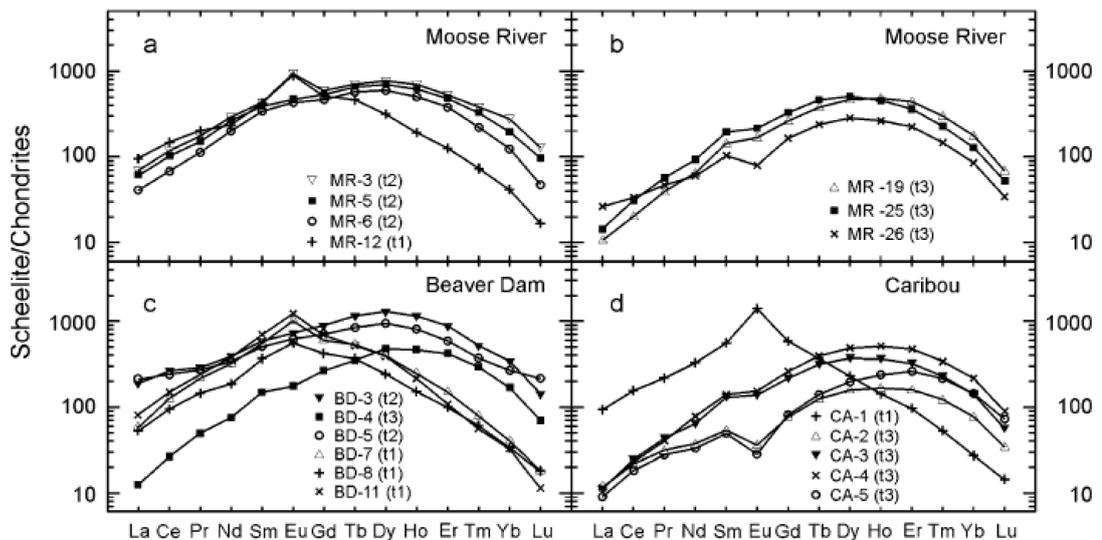


Abbildung 111: Beispiele von SEE_N -Muster von Scheelit aus Goldlagerstätten in Nova Scotia

Das Maximum liegt je nach Scheelittyp zwischen Sm und Gd (Typ 1) oder ist Richtung Dy bzw. Ho (Typ 2 und 3) verschoben. Auch das $(La/Lu)_N$ variiert zwischen >3 (Typ 1), $0,5-1,3$ (Typ 2) und $<0,4$ (Typ 3). Die Konzentrationen von Sr (800-5600 ppm), Y (<400 ppm Typ 1, sonst 400-1300 ppm) und Nb (40-200 ppm) sind generell recht hoch. Mo ist mit <6 ppm eher gering konzentriert. Die SEE korrelieren positiv mit Y und Nb und auch Sr korreliert positiv mit Eu. Dies wird als Hinweis dafür gewertet, dass hauptsächlich die gekoppelte Substitution (2) für den Einbau der SEE in Scheelit verantwortlich war. Die Unterschiede in den Spurenelementzusammensetzungen der verschiedenen Scheelittypen wurden von den

Autoren durch leicht unterschiedliche Spurenelementzusammensetzung oder Redoxbedingungen der Fluide erklärt

- 2.) Roberts et al. (2006): Scheelit aus Quarz-Gold-Gängen (mit Turmalin, Calcit und Sulfiden) in paläoproterozoischen vulkanosedimentären Gesteinsserien an der Grenze zu quarz-monzodioritischen Granitoiden (Björkdal/Schweden). Die Sm-Nd Datierung des Scheelits ergab ein Alter von 1893 ± 34 Ma. Die Scheelite zeigen eine glockenförmige (bell-shaped) SEE_N Verteilung mit positiven Eu-Anomalien ($Eu/Eu^* = 1,4-3,4$) und eine Anreicherung der LREE, $(La/Lu)_N = 2,3-7,6$. Vergleichsproben aus Kristineberg sind sehr ähnlich haben aber negative Eu-Anomalien und sind leicht an SSEE angereichert (Abbildung 112).

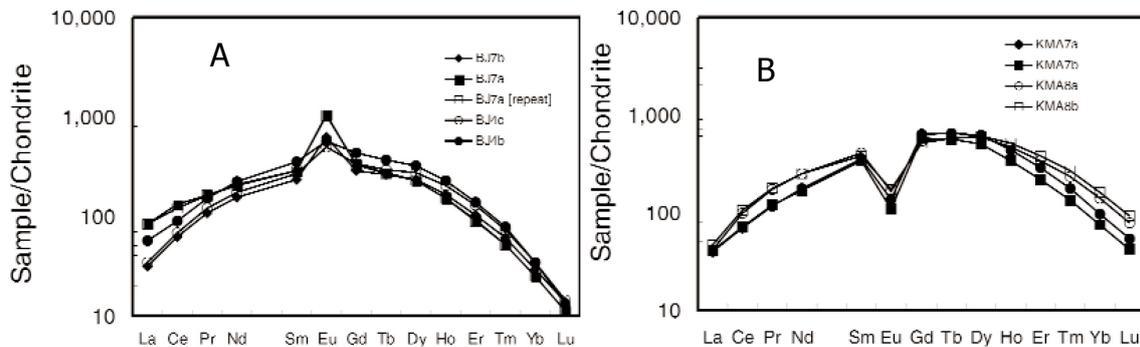


Abbildung 112: SEE_N -Muster von Scheelit aus Björkdal (A) und Kristineberg (B)

Hohe Mo Konzentrationen (305-465 ppm) deuten darauf hin, dass Mo im Fluid als Mo^{6+} vorhanden war. Dies lässt auch vermuten, dass Eu als Eu^{3+} anwesend war und die Eu-Anomalien durch die Fluide vererbt wurden. Die Lagerstätte wird mit phanerozoischen intrusionsbezogenen (orogenen?) Goldlagerstätten verglichen. Diese zeigen typische Anzeichen für ein mesothermales Environment. Die Mineralisation erfolgte durch frühmagmatische CO_2 reiche Fluide mit Temperaturen um $375^\circ C$ (fluid inclusions).

- 3.) Ghaderi et al. (1999): Scheelit aus archaischen hydrothermalen Goldlagerstätten im Kalgoorlie-Norseman Grüngesteinsgürtel (Westaustralien). Die Scheelite wurden aufgrund der chondritnormierten SEE Verteilung in drei Typen unterteilt. Typ 1a und 1b (Abbildung 113) mit angereicherten MSEE und kleinen positiven bis negativen Eu-Anomalien. Bei Typ 1a ist das $(Ce/Lu)_N$ Verhältnis >1 bei 1b <1 . Der dritte Scheelit

Typ weist flache SEE_N -Muster mit großen Eu-Anomalien und etwas geringeren SEE Konzentrationen auf.

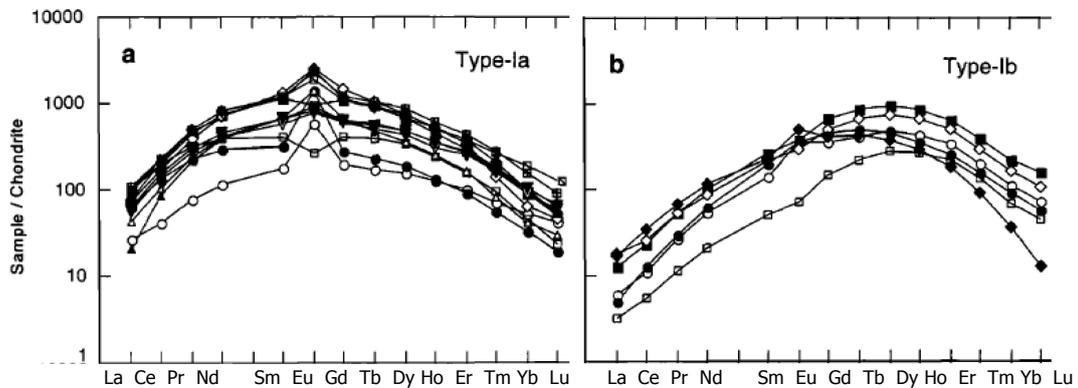


Abbildung 113: Chondritnormalisierte SEE_N -Muster (Typ 1a und 1b) Ausgewählter Proben aus dem Kalgoorlie-Norseman greenstone belt.

Als Substitutionsmechanismus wird Reaktion (1) angenommen. Dafür sprechen unter anderem die hohen Na und niedrigen Nb Gehalte der Scheelite. Variationen in den Eu-Anomalien zeigen, dass Eu als Eu^{3+} im Fluid transportiert wurde.

Beim Vergleich der SEE_N -Muster der Scheelite aus Schellgaden mit jenen der oben genannten Scheelite aus anderen Goldlagerstätten sind eindeutig allgemeine Parallelen zu erkennen:

- Ein glockenförmiges SEE_N -Muster mit im Vergleich zu Chondriten 100-1000 facher Anreicherung der MSEE, wobei die absoluten Konzentrationen an SEE in Schellgaden noch etwas höher liegen.
- Die Maxima liegen im Bereich zwischen Sm und Dy oder je nach Typ auch Richtung Dy bzw. Ho verschoben.
- Die glockenförmigen SEE_N -Muster zeigen sowohl positive als auch negative Eu-Anomalien, die im Vergleich zu den Eu-Anomalien von flachen SEE_N -Muster eher kleiner sind.

Ob die SSEE gegenüber den LSEE angereichert sind, hängt in den oben genannten Beispielen vom Typ ab. In Schellgaden sind die SSEE gegenüber den LSEE immer angereichert. Auffällig ist, dass die SSEE der Scheelite in Schellgaden nur selten unter 100-facher chondritnormierter Konzentration liegen. Die der Vergleichsbeispiele hingegen liegen nur selten über 100-facher chondritnormierter Konzentration und sind teilweise sogar sehr stark abgereichert. Ghaderi et al. (1999) erwähnt, dass hydrothermale Fluide meist flache SEE_N -

Muster zeigen und eine Anreicherung von LSEE oder SSEE daher meist von den Fluiden vererbt ist.

Die glockenförmige Verteilung der SEE ist ein Hinweis dafür, dass die Ionengröße der SEE einen wichtigen Einfluss beim Einbau in das Kristallgitter des Scheelits hat. Deshalb kommen als Austauschmechanismus die Reaktionen (1) und (2) in Frage. Die Reaktion (3) führt im Allgemeinen zu flachen SEE_N Mustern bei denen die SEE unabhängig von ihrer Größe eingebaut werden (Pan und Fleet, 1996; Ghaderi *et al.*, 1999). Wenn das Element Nb zum Ladungsausgleich eingebaut würde, wären eine positive Korrelation von Nb mit den SEE und höhere Nb Konzentrationen nötig (Dostal *et al.*, 2009). Aufgrund sehr geringer Nb Konzentrationen (max. 1,3 ppm in den Scheeliten aus Schellgaden) ist Austauschreaktion (2) vermutlich nicht für den SEE Einbau verantwortlich.

Falls Reaktion (1) für die Substitution der SEE verantwortlich wäre, müssten die Scheelite, ähnlich wie Scheelittyp 1a und 1b von Ghaderi *et al.* (1999), einen erhöhten Na-Gehalt aufweisen. Da Na aber nicht analysiert wurde, kann dies nicht verifiziert werden. Ghaderi *et al.* (1999) weisen aber darauf hin, dass die meisten mafischen bis felsischen Gesteine unter grünschieferfaziellen Bedingungen Albit bilden und Fluide deshalb dazu tendieren bei grünschieferfazieller Metamorphose eine höhere Na-Aktivität zu besitzen als bei höher metamorphen Bedingungen.

Eine Möglichkeit um die Redoxbedingungen der mineralisierenden Fluide abzuschätzen, ist die Variation der Größe der Eu-Anomalien und der Eu-Konzentrationen genauer zu betrachten. Eu kann entweder als Eu^{2+} oder Eu^{3+} für Ca^{2+} substituiert werden. Ghaderi *et al.* (1999) entwickelten folgende Überlegung um zwischen Eu^{2+} und Eu^{3+} zu unterscheiden: Wenn, wie oben erwähnt, Na bei der Substitution der SEE involviert ist, wäre bei niedrigen Na-Konzentration auch die SEE^{3+} (inkl. Sm und Gd) Konzentration niedrig. Falls Eu als Eu^{2+} vorhanden ist, resultiert daraus eine verstärkte positive Eu-Anomalie, da Eu^{2+} ohne Ladungsausgleich für Ca^{2+} substituiert werden kann. Wenn der Na Gehalt im Scheelit steigt würden auch die Sm und Gd Konzentrationen steigen, die Eu Konzentrationen aber gleich bleiben. Umgekehrt, wenn Eu als Eu^{3+} vorherrschend ist, würden die Eu, Sm und Gd Konzentrationen sich abhängig von einander ändern und keine Änderung der Eu-Anomalie verursachen. Eu-Anomalien (positiv oder negativ) wären dann vom Fluid vererbt. Der Zusammenhang zwischen der Eu-Anomalie, die aus den Sm und Gd berechnet wird, und den normierten Eu-Gehalten, ist in Abbildung 114 dargestellt.

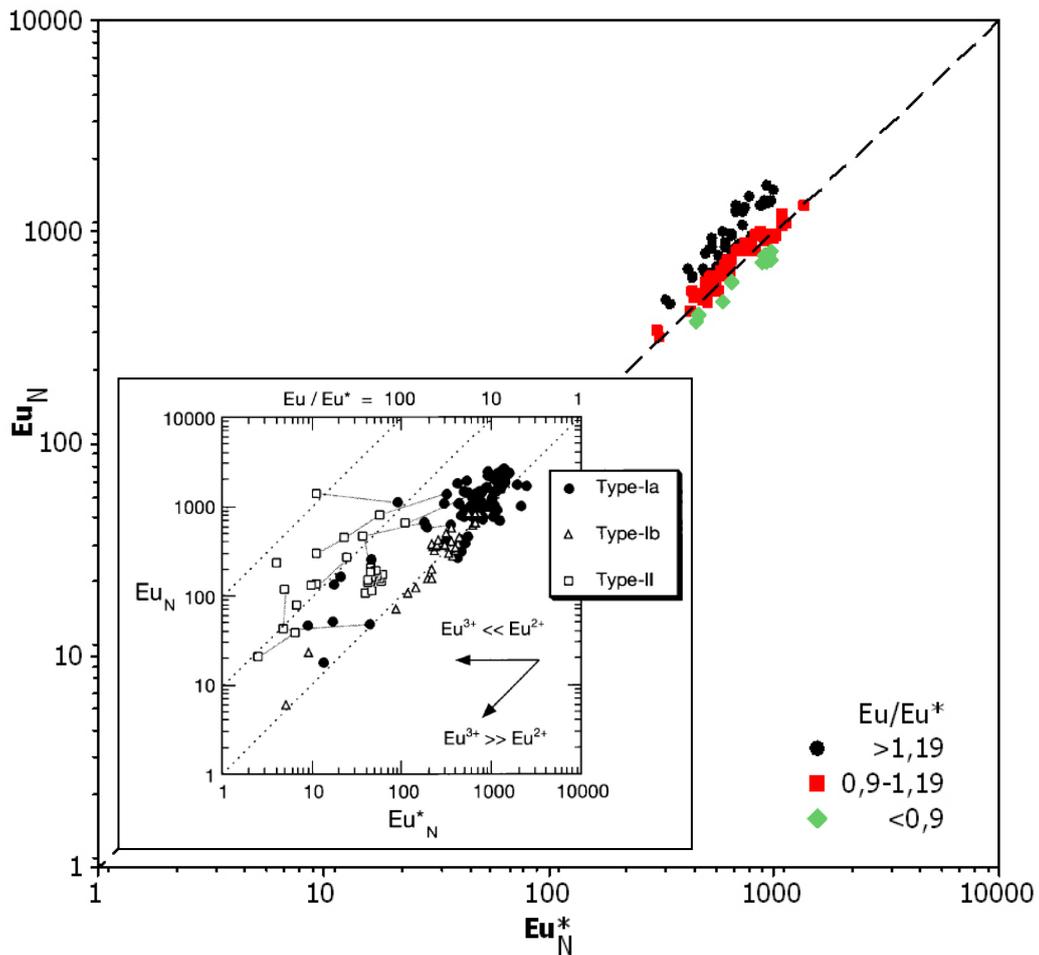


Abbildung 114: Eu_N vs. Eu^*_N wobei $Eu^*_N = (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$, Das Vergleichsdiagramm stammt aus Ghaderi et al. (1999).

Die Daten liegen auf einer Diagonalen mit der Steigung +1 in einem sehr ähnlichen Bereich wie Scheelit Typ 1a und 1b des Vergleichsdiagramms von Ghaderi et al. (1999). Das würde bedeuten, dass das Eu^{3+}/Eu^{2+} Verhältnis groß war. Wenn Eu^{2+} vorherrschen würde, würden die Punkte auf einer horizontalen Linie liegen. Zusammenfassend kann festgehalten werden dass die Au-W-transportierenden Fluide in Schellgaden relativ oxidierende Bedingungen anzeigen.

SEE können in Fluiden abhängig von Druck, Temperatur, pH-Wert und Chemismus verschiedene Komplexe bilden. In einem chloridreichen, hydrothermalen Fluid werden unter sauren, neutralen oder basischen Bedingungen, Chlorid-, Fluorid-, oder Hydroxidkomplexe gebildet. SSEE (Gd bis Lu) bilden bevorzugt Fluoridkomplexe, wohingegen LSEE (La-Sm) eher als Chloridkomplexe transportiert werden (Haas et al., 1995). Bei basischen Bedingungen herrschen Hydroxidkomplexe vor in denen SSEE und LSEE in gleichem Maße gebunden werden (Haas et al., 1995). Bestimmte SEE_N -Muster (z.B. die Anreicherung von

SSEE oder LSEE) könnten daher Hinweise auf das Vorherrschen bestimmter SEE-Komplexe und damit auch auf die Art und den Chemismus der Fluide liefern. Allerdings nehmen Ghaderi et al. (1999) an, dass kristallchemische Effekte wie Ladung und Größe der Ionen einen bestimmenden Einfluss besitzen und die SEE Speziation im Fluid nur eine untergeordnete Rolle spielt. Wenn ein geochemisches System ladungs- und radiuskontrolliert ist (charge-and-radius-controlled), dann müssten Elemente mit ähnlicher Ladung und Radius, wie z.B. Y-Ho korrelieren und ihr chondritisches Verhältnis (Y/Ho chondritisch ist ca. 28) müsste erhalten bleiben. Außerdem sollten die chondritnormalisierten Muster eine gleichmäßige Funktion von Ionenradius und Atomnummer ergeben (Bau, 1996). In Abbildung 115 lässt sich nur eine schwache Korrelation von Ho mit Y erkennen (Korrelationskoeffizient $r=0,58$).

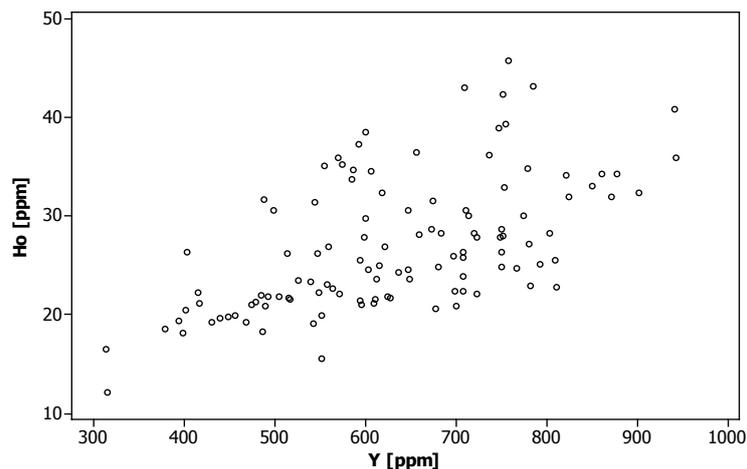


Abbildung 115: Variation von Ho gegen Y, Scheelit/Schellgaden

Bau (1996) hat nachgewiesen, dass in wässrigen Lösungen nicht-chondritische Y/Ho und Zr/Hf Verhältnisse sehr häufig sind. Daher ist ein nicht ladungs- und radiuskontrolliertes (non-CHARAC) Verhalten der SEE eher die Regel als die Ausnahme. Der Vergleich von Karbonatmineralen unterschiedlicher Herkunft zeigt, dass magmatische Karbonate (aus Karbonatiten) ein chondritisches Verhältniss und damit CHARAC Verhalten der SEE zeigen (schwarze Punkte in Abbildung 116). Marine Kalksteine zeigen eher erhöhte Y/Ho Verhältnisse, ähnlich denen von Meerwasser (Quadrate mit Kreuz in Abbildung 116). Hydrothermale Karbonate aus Calzitgängen haben ein sehr variables nicht chondritisches Y/Ho Verhältnis (15 bis 55), das normalerweise kleiner ist als jenes der Gesteine aus denen Y und die REE mobilisiert wurden (leere Rauten in Abbildung 116). Das Verhältnis von Y zu

Ho in Scheeliten aus dieser Arbeit ist mit 15 bis 36 ebenfalls nicht chondritisch. Dies bestätigt, dass beim Einbau der SEE in Scheelit nicht nur kristallchemische Eigenschaften wie Ladung und Radius das Verhalten der SEE im Fluid gesteuert haben, sondern auch die SEE Speziation einen wichtigen Einfluss gehabt haben muss. Ob aus den Y-Gehalten [ppm] vs. Y/Ho Verhältnissen ähnlich wie in Karbonaten, eine Ableitung der Herkunft des Scheelits zulässig ist, ist unklar. Falls ja, würde der Scheelit eindeutig in den hydrothermalen Bereich fallen (Abbildung 116).

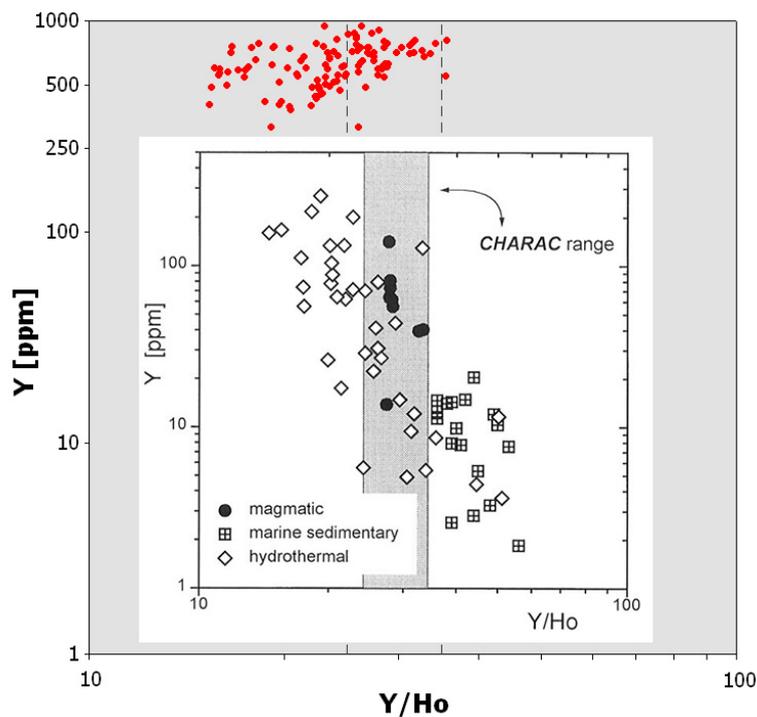


Abbildung 116: Die roten Punkte im großen Diagramm zeigen die Y [ppm] zu Y/Ho Verhältnisse der in dieser Arbeit gemessenen Scheelite an. Das Vergleichsdiagramm stammt aus Bau (1996) wobei hier die Y [ppm] zu Y/Ho von Karbonatmineralen aus magmatischer, marin-sedimentär und hydrothermalen Herkunft geplottet sind.

Ronacher (1997) hat in ihrer Arbeit die SEE-Konzentrationen des Nebengesteins im Hangenden und Liegenden der Vererzungen im Stüblbau analysiert. Es handelt sich dabei um Mus-Ab-Chl-Gneise aus dem Hangendlager Nord und dem Barbaralager (Abbildung 117). Die SEE Muster der Nebengesteine zeigen deutliche Unterschiede, die auf die Heterogenität und Variabilität der vorliegenden Gesteine hinweisen (Ronacher, 1997). Allerdings postuliert Ronacher (1997) für die überwiegende Anzahl der Proben eine leicht negative Ce-Anomalie (in Abbildung 117 nicht zu erkennen). Außerdem weist sie darauf hin, dass große positive Eu-Anomalien, wie in der Probenserie U (Abbildung 117) in Gesteinen in unmittelbarer Nähe rezenter Massivsulfidbildungen zu finden sind (East Pacific Rise, Mid Ocean Ridge).

Negative Ce-Anomalien werden von Lottermoser (1992) als Indikator dafür gesehen, dass die Quelle der SEE Meerwasser war.

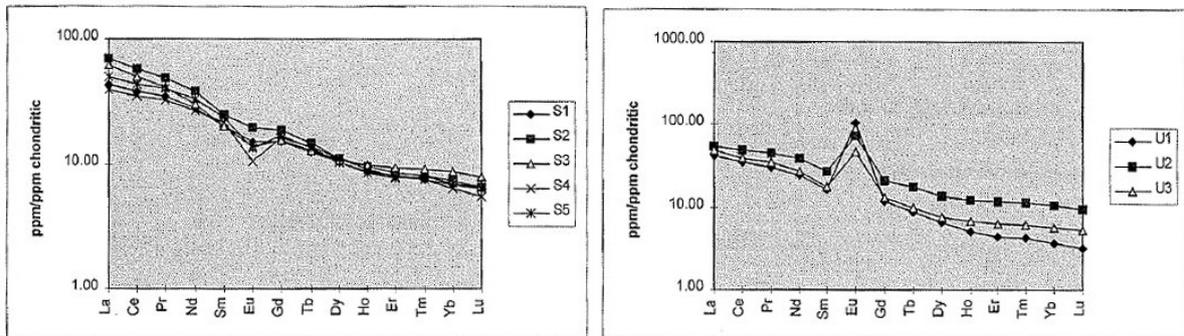


Abbildung 117: SEE_N Muster von Mus-Ab-Chl-Gneis aus dem Stübelbau/Schellgaden (Ronacher, 1997)

Auffällig ist aber, dass in allen von Ronacher (1997) untersuchten Proben die LSEE im Vergleich zu den SSEE angereichert sind. Dies steht im Gegensatz zu den SEE_N-Mustern der in dieser Studie analysierten Scheelite.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die SEE_N-Muster von Scheelit aus Schellgaden große Ähnlichkeiten mit einigen hydrothermalen Goldlagerstätten aufweisen, im Detail aber auch gewisse Unterschiede auffallen. Wenn die Eu-Anomalien im Sinne von Ghaderi et al. (1999) interpretiert werden, könnte auf ein relativ oxidierendes, mineralisierendes Fluid geschlossen werden. Die Anreicherung der SSEE gegenüber der LSEE könnte mit Bildung von SEE-Fluoridkomplexen erklärt werden. Ohne weiter ins Detail zu gehen, muss allerdings gesagt werden, dass Brugger et al. (2002; 2008) einige der von Ghaderi et al. (1999) aufgestellten Substitutionsmechanismen in Frage stellt. Weiters wurde gezeigt dass auch die SEE Speziation eine wichtige Rolle beim Einbau der SEE in Scheelit gespielt haben könnte. Um darüber nähere Aufschlüsse zu erhalten wären eventuell Fluid-Inclusion Untersuchungen hilfreich. Außerdem können auch Metamorphoseprozesse vor allem in karbonatreichen Gesteinen zu eine Veränderung der SEE-Verteilung führen (Lottermoser, 1992). Dazu können wir aber feststellen, dass sich in dieser Studie Scheelit 1 (alt hydrothermal) in der SEE-Verteilung nicht wirklich von Scheelit 2 (metamorph rekristallisiert) unterscheidet und somit eine Veränderung der SEE Verteilung durch metamorphe Prozesse nicht gegeben ist.

Dass die SEE_N-Muster in Schellgaden ziemlich einheitlich sind und keine unterschiedlichen Typen (wie in anderen Lagerstätten) unterscheidbar sind, liegt vermutlich an der geringen räumlichen Verteilung der Scheelitproben. Alle Proben stammen aus dem Bereich

Schellgaden und es wurden keine Proben aus anderen Schellgaden Typ Lagerstätten analysiert.

9.2 Datierung

Eine Möglichkeit um das Alter von Goldlagerstätten zu bestimmen, ist Minerale zu datieren, die gleichzeitig mit dem Gold entstanden sind. Eines dieser Minerale ist Scheelit (Bell et al., 1989), der sich vor allem in hypogenen Goldlagerstätten von präkambrischem bis tertiärem Alter (Boyle, 1979) findet. SEE wie Sm oder Nd werden in Scheelit für Ca eingebaut (Raimbault et al., 1993). Seit Freyer in Ref. (1984) Sm-Nd Isotope zur Datierung einer hydrothermalen Uranlagerstätte verwendet haben, wurde diese Methode erfolgreich zur Altersbestimmung von Lagerstätten unterschiedlichsten Alters und unterschiedlicher Genese verwendet (z.B. Bell *et al.*, 1989; Anglin *et al.*, 1996; Darbyshire *et al.*, 1996; Eichhorn *et al.*, 1997; Peng *et al.*, 2003; Roberts *et al.*, 2006). Ein Vorteil der Sm-Nd Methode ist, dass beide Elemente, etwa im Vergleich zu Sr oder Pb bei niedrigtemperierten hydrothermalen oder metamorphen Prozessen geochemisch relativ immobil sind (Farmer und DePaolo, 1987; Michard, 1989; Kent *et al.*, 1995).

Wie die LA-ICPMS Messungen gezeigt haben, sind die SEE-Konzentrationen in Scheeliten aus Schellgaden relativ hoch. Die LA-ICPMS Analysen von 44 Punkten in drei Proben (F45_1, F45_2, SSHF) ergaben eine Spanne von 49,76 bis 159,5 ppm (Mittelwert 101,69 ppm) für Sm und 91,83 bis 368,39 ppm (Mittelwert 251,12 ppm) für Nd. Die Mittelwerte der Sm und Nd-Konzentrationen, die mit Isotopenverdünnung im Zuge der Datierung bestimmt wurden lagen für Sm bei 80,09 ppm und bei Nd bei 220,58 ppm (Tabelle 9). Die Abweichung von ca. 12 % zwischen den zwei Analyseverfahren lässt sich eventuell durch eine SEE-Zonierung im Scheelit erklären. Bei den LA-ICPMS Messungen wurde ein Punkt im Scheelit mit max. 100 µm Durchmesser analysiert, wohingegen bei der Datierung ein wesentlich größerer Scheelitbereich gemessen wurde.

Durch die sehr geringe Spanne der Sm/Nd Verhältnisse von 0,04 bzw. 0,03 sind die berechneten „Isochronenalter“ mit einer sehr hohen Unsicherheit behaftet (Abbildung 107, Tabelle 10). Die geringe Streuung des Sm/Nd Verhältnisses erlaubt keine präzise Altersbestimmung an Einzelproben.

Da Scheelit nur im konkordanten Erztyp 1 auftritt und nicht in dem nachträglich remobilisierten Typ 2 und 3 (Amann et al., 1997), kann davon ausgegangen werden, dass die analysierten Scheelite (Scheelit 1) in den verschiedenen Proben durch ein und dasselbe

geologische Ereignis gebildet worden sind. Auch wurde bei der Probenseparation versucht, offensichtlich metamorph rekristallisierte Scheelitbereiche (Scheelit 2) auszuschließen. Deshalb ist eine gemeinsame Betrachtung der Proben sinnvoll, da dadurch die Sm/Nd Spanne auf zumindest 0,08 erweitert werden kann. Die Isochronen mit Berücksichtigung aller Punkte und aller Punkte inkl. Matrix (Abbildung 108 und Abbildung 109) zeigen durch die größere Sm/Nd-Spanne, Alter mit einer geringeren Unsicherheit, aber -durch die größere Streuung der Daten- auch mit einem wesentlich höheren MSWD Wert (Tabelle 11). Der MSWD (auch „goodness of fit“) sollte in Abhängigkeit von der Anzahl der Proben und Anzahl der Wiederholungen (analytischer Fehler) einen möglichst niedrigen Wert aufweisen (Brooks et al., 1972; Dickin, 2005). Darum sollte in diesem Fall nicht von Isochronen sondern besser von Errorchronen gesprochen werden. Eine Interpretation der Alter ist daher kaum möglich. Was beim Vergleich der Isochronen einmal ohne und einmal mit Matrix auffällt, ist die wesentliche –innerhalb der Fehlergrenzen sich allerdings noch überschneidende- Verjüngung des Alterswertes von 322 ± 140 Ma auf 245 ± 93 Ma. Dies kann als Indikator für ein gestörtes Isotopenverhältnis in den Nebengesteinen gewertet werden. Der Grund dafür ist die zumindest grünschieferfazielle, metamorphe Überprägung während der alpinen Orogenese.

Bei der Isochrone in Abbildung 110 wurde aus oben genannten Gründen die Matrix nicht mehr mit einbezogen. Desweiteren wurden zwei Probenpunkte (02B und 03D) nicht in der Berechnung der Isochrone berücksichtigt. Die Probe 02B zeigt eine wesentliche Abweichung zu der Regressionsgeraden und könnte ähnlich wie die Matrixprobe ein metamorph beeinflusstes gestörtes Isotopenverhältnis aufweisen (eventuell rekristallisierter Scheelit?). Probe 03D zeigt ebenfalls ein etwas anderes Isotopenverhältnis. Der Grund dafür könnte eine Verunreinigung mit Kunstharz (Einbettungsmaterial für den Anschliff) sein, die nach der Extraktion des Scheelitkernes bei der Kontrolle unter dem Binokular entdeckt wurde. Die so berechnete Isochrone zeigt zwar ein Alter mit immer noch großer Unsicherheit von 428 ± 85 Ma (Tabelle 11), ist aber mit einem MSWD-Wert von 19 als wesentlich verlässlicher einzustufen, als die zuvor berechneten Alter. Trotzdem ist auch dieses Alter nur ein sehr unsicherer Anhaltspunkt und mit großer Vorsicht zu interpretieren.

Auffallend ist, dass bei allen Berechnungen ein positiver ϵ_{Nd} Wert zwischen +1,9 und +2,9 berechnet wurde. Die „Epsilon Schreibweise“ von DePaolo und Wasserburg (1976) ist eine Möglichkeit die initialen $^{143}Nd/^{144}Nd$ Verhältnisse in Form einfacher Zahlen zu vergleichen. Dabei wird die Abweichung des initialen $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Verhältnisses der Probe zur Zeit t mit

dem $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Verhältnis des „chondritic uniform reservoir“ (CHUR) zur selben Zeit verglichen:

$$\epsilon_{Nd}(t) = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{Probe(t)}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR(t)}} - 1 \right] \times 10^4$$

Die Art (positiv oder negativ) und Größe der Abweichung kann zur Identifizierung der Quelle der SEE herangezogen werden.

In Tabelle 12 sind Literaturdaten verschiedener anderer Sm-Nd-Datierungen an Scheeliten zusammengefasst. Die ϵ_{Nd} -Werte in Scheelit können stark variieren, von z.B. -30,7 bis +9,0. Stark negative Werte wie aus der Au-Sb-W Lagerstätte in Woxi, China deuten auf einen krustalen Ursprung des Nd hin. In diesem Fall wird der Ursprung der erzbildenden Fluide in der unterlagernden archaischen Kruste gesehen (Peng et al., 2003). Die hohen positiven ϵ_{Nd} Werte von +3,3 bis +9,0 der Goldlagerstätte in Mount Charlotte, Australien, werden durch die Interaktion von Fluiden mit Komatiiten erklärt. Komatiite sind die einzigen Gesteine mit einem so hohen ϵ_{Nd} Wert (Kent et al., 1995). Der leicht positive ϵ_{Nd} Wert von +1,8 der Goldlagerstätte Björkdal in Schweden wird so interpretiert, dass das Nd im Scheelit aus einer primitiven Mantelquelle mit kurzer Verweilzeit in der Kruste und einem geringen Beitrag eines älteren Krustenanteils stammt (Roberts et al., 2006).

Die in dieser Arbeit festgestellten leicht positiven ϵ_{Nd} Werte von +1,9 bis +2,9 könnte also dahingehend gedeutet werden, dass das Nd aus einer Quelle mit einem höheren Sm/Nd Verhältnis als CHUR stammt, z.B. aus einer an lithophilen Elementen verarmten Mantelquelle (Bell et al., 1989). Beim Vergleich der absoluten Sm und Nd Konzentrationen fällt auf, dass die in dieser Arbeit analysierten Scheelite höhere Gehalte bei einer geringeren Streuung zeigen, als die Scheelite aus andern Lagerstätten (Tabelle 12)

9 Diskussion

Sm [ppm]	Nd [ppm]	Alter	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	n	ϵ_{Nd}	Lagerstätte	Referenz
0,846-82,4	2,49-156	2403±47	0,195-0,347	7	+3,2	Ontario/Kanada, Host rock Metavulkanite und Metasedimente, Au-Quarzgänge mit Pyrit-Ankerit und Karbonat-Serizit Alteration, Albitit Gänge?	(Bell et al., 1989)
15,4-120,6	23,7-205,2	2596±33	0,204-0,499	19	+2,5 bis +2,7	Val'd Or/Kanada, Quarz-Karbonat- Turmalin-Scheelit-A- Gänge, in einem Greenstonebelt	(Anglin et al., 1996)
0,3574-68,6*	0,9556-275,5*	581±105*	0,1345-0,2260*	5	-1,29 bis -7,55*	Felbertal/Österreich, stratiforme W- Lagerstätte, * nur Stage I & II Scheelit	(Eichhorn et al., 1997)
0,925-6,2	0,558-4,54	402±6	0,6409-1,0749	5	-30,7	Woxi/China, Au-Sb-W Lagerstätte in flyschoiden Gesteine und zwischen geschalteten vulkanischen Lagen	(Peng et al., 2003)
21,5-171,6	57,6-282,3	2772±86	0,2261-0,3710	15	+3,3 bis +9,0	Mount Charlotte/Australien, Quarz-Au Stockwerksvererzung hydrothermal alteriert (Qz-Ab-Mus-Ankerit-Pyrit)	(Kent et al., 1995)
12,6-37,92	41,98-105,4	182±9,2	0,1504-0,5461	4	-11,6	Wueboading/China, W-Sn-Be Lagerstätte, große euhedrale Scheelitkristalle	(Liu et al., 2007)
37,616-70,012	75,233-132,964	1893±34	0,2843-0,3136	5	+1,8	Björkdal/Schweden, Quarz-Au Gänge (Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit, Galenit, Turmalin und Scheelit) in Qz- Monzodioriten und Tonaliten	(Roberts et al., 2006)
65,37-171,28	110,76-364,70	320-428±ca100	0,1836-0,2623	10	+1,9 bis +2,9	Schellgaden/Österreich, Au führende Qz-gänge mit, Pyrit, Chalkopyrit, Galenit und Scheelit in metamorphen vulkanosedimentären Gesteinen	diese Arbeit

Tabelle 12: Vergleichsdaten von verschiedenen Lagerstätten die mit Hilfe der Sm-Nd Methode an Scheelit datiert wurden.

10 Genese und Alter der Lagerstätten des Typs Schellgaden

10.1 Bisherige Vorstellungen zur Genese

Wie bereits im Kapitel 5.4 beschrieben, gibt es für die primäre Anlage der Goldlagerstätten des Typs Schellgaden sehr unterschiedliche Genesemodelle und Altersvorstellungen. Folgende Genesemodelle wurden bis heute postuliert:

- Hydrothermal-pneumatolytisch syntektonische Erzbildung entlang von Überschiebungsbahnen während der alpinen Orogenese (z.B. Friedrich 1968; Exner, 1971)
- Syngenetische submarin hydrothermale Entstehung, vergleichbar mit altpaläozoischen Vererzungen der Sb-W-Hg-Formation im eurasisch-mediterranen Raum (Höll, 1975)
- Submarin-exhalativ (SEDEX) während eines „Back Arc Spreading“ Prozesses im Oberjura (Tischler und Ucik, 1979)
- Submarin-vulkanisch, teilweise vergleichbar mit VMS Lagerstätten wie z.B. Kuroko, Japan oder Troodos Ophiolithkomplex, Zypern, präalpidisch (Ronacher, 1997)
- Einordnung schwierig aber am ehesten vergleichbar mit epithermalen Ganglagerstätten in Neuseeland (z.B. Hauraki Goldfeld, Brathwaite et al., 2001), präalpidisch (Daxner, 2001)

Diese doch sehr unterschiedlichen Vorstellungen zeigen, dass es sich bei den Vererzungen im Raum Schellgaden um einen Lagerstättentyp handelt, der nur schwer mit bekannten Lagerstätten zu vergleichen ist. Aufgrund der in dieser Arbeit neu gewonnenen Daten wird im Folgenden trotzdem versucht etwas Licht in die Entstehung dieser Goldlagerstätten zu bringen.

10.2 Zeitliche Einstufung der Vererzung

Amann et al. (1997) hat auf Grund struktureller Untersuchungen argumentiert, dass es sich bei den Typ 2 und Typ 3 Quarzgängen um alpidisch remobilisierte Erze handelt. Die primäre Vererzung (Typ 1) sollte nach diesem Autor daher vor oder zumindest zeitgleich mit dem ersten Deformationsereignis (mylonitische Foliation von Typ 1 Quarz) früh- oder voralpidisch angelegt worden sein. Höll (1975), Ronacher (1997) und Daxner (2001) gehen ebenfalls von

einer präalpidischen Entstehung des Erzes aus. Die Altersaussagen der Sm-Nd Datierung sind durch die leider sehr geringe Sm/Nd Spanne sehr unsicher und mit größter Vorsicht zu interpretieren. Ein alpidisches Alter kann aber aufgrund der Sm-Nd Alter ausgeschlossen werden. Die älteste Vererzungsphase in Schellgaden ist daher mit Sicherheit präalpidisch und könnte zeitlich mit der variszischen Orogenese korreliert werden. Ein prävariszisches Alter von 428 ± 85 Ma wie es aus Abbildung 110 berechnet wurde ist eher unwahrscheinlich, da der Storz-Kareck Komplex mit der ca. 280-355 Ma alten UMS (Vavra und Hansen, 1991; Eichhorn *et al.*, 1995; Eichhorn *et al.*, 1999; Eichhorn *et al.*, 2000) der Habach-Gruppe verglichen wird.

10.3 Neue Überlegungen zur Genese

Im Kapitel 9.1 wurden die SEE_N -Muster der Scheelite aus Schellgaden mit SEE_N -Mustern von Scheelit aus mesothermalen orogenen Goldlagerstätten archaischen Alters (Kalgoorlie-Norsman, Westaustralien, Ghaderi *et al.*, 1999) und phanerozoischen Alters (Meguma Terrane, Nova Scotia, Dostal *et al.*, 2009) verglichen. Dabei wurde festgestellt, dass die Gehalte an SEE und auch die SEE_N -Muster sehr ähnlich sind.

Mesothermale orogene Goldlagerstätten treten weltweit vor allem im Archäikum in Granit-Grüngesteinsgürteln (z.B. Superior Provinz, Kanada; Yilgran Kraton, Westaustralien oder Simbabwe Kraton, Afrika) und im Phanerozoikum (z.B. Lachlan Orogen, Südostaustralien; Meguma Terrane, Kanada; kaledonisches und variszisches Orogen in Europa) auf. Im Allgemeinen sind diese Goldlagerstätten mit konvergenten Plattengrenzen assoziiert und werden von kompressions- bis transpressionsbedingten tektonischen Strukturen kontrolliert (Abbildung 118, Robb, 2008).

10 Genese und Alter der Lagerstätten des Typs Schellgaden

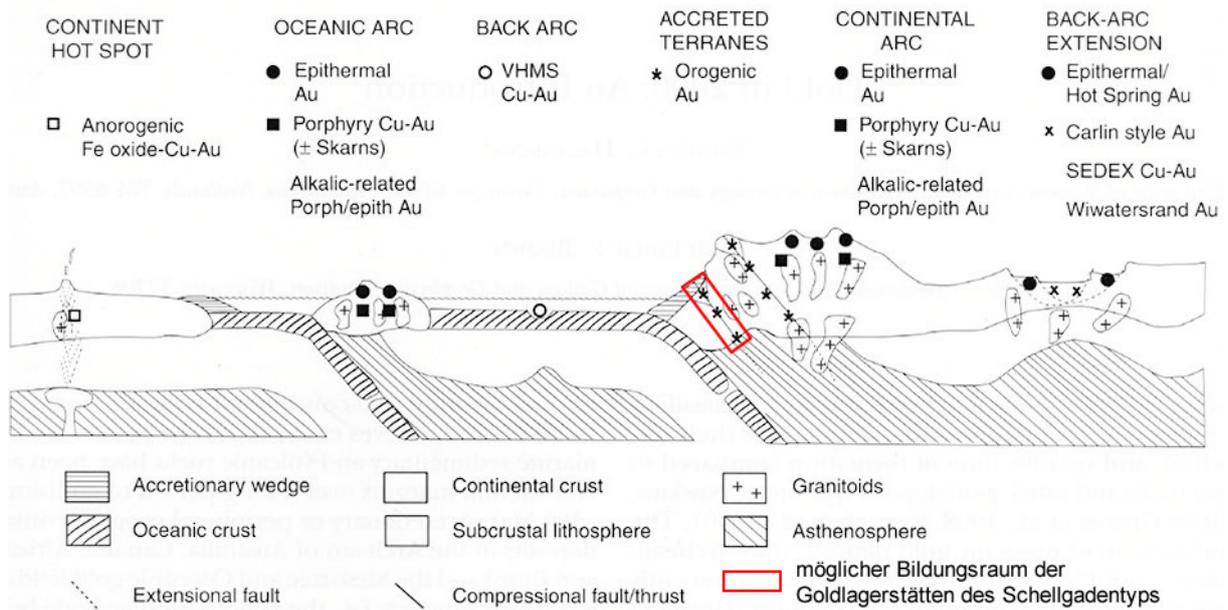


Abbildung 118: Schematische Darstellung der geotektonischen Lage von verschiedenen hypogenen Goldlagerstätten, aus Hagemann und Brown (2000)

Phanerozoische, orogene Gold-Ganglagerstätten sind fast ausschließlich strukturell kontrolliert. Allerdings liegen die meisten Lagerstätten aufgrund des geotektonischen Bildungsraumes in mächtigen marinen (Meta-)Sedimentabfolgen mit zwischengeschalteten bimodalen, vulkanischen Gesteinen (magmatische Prozesse in Folge von Inselbogen Bildung, Kollision und Subduktion, Bierlein und Crowe, 2000). Ein Hauptmerkmal von vielen orogenen Goldlagerstätten ist, dass sie in meist grünschieferfaziellen metamorphen Terranes liegen, wobei die Goldmineralisationen während der Hebungsphase nach (ca. 5-40 Ma) dem Höhepunkt der regionalen Metamorphose erfolgte. Mitunter sind sie räumlich oft eng mit sauren Intrusionen verbunden, die allerdings meist jünger sind als die Goldvererzung. Bei den mineralisierenden Fluiden handelt es sich um metamorphe H_2O-CO_2 dominierte Fluide mit einer meist niedrigen Salinität und neutralem pH-Wert. Die Bildungstemperaturen liegen bei ca. $300^\circ C$ weshalb dieser Lagerstättentyp früher auch als mesothermal bezeichnet wurde (Robb, 2008). Die erzführenden Quarzgänge können konkordant, diskordant oder auch stockwerkartig im Nebengestein auftreten. Die Gänge können massiv, laminiert oder gebändert, von mm bis mehrere Meter mächtig sein und Fragmente des Umgebungsgesteins enthalten. Oft sind mehrere Generationen stark überprägter Quarzgänge vorhanden. Das Gold kann unter anderem gediegen innerhalb des Quarzes oder auch in Rissen von früh gebildeten Sulfiden auftreten. Der Goldgehalt ist mit bis zu 30 g/t relativ hoch. Gangartminerale können neben Quarz (70-95%) auch Albit, Scheelit, Turmalin, Rutil, Epidot und Chlorit sein. Die

häufigsten Sulfide sind neben Pyrit und Arsenopyrit, Pyrrotin, Galenit, Chalkopyrit, Sphalerit, Molybdänit und Stibnit. Auch verschiedene Telluride wurden nachgewiesen. Die Alterationen des Nebengesteins können vielfältig ausfallen z.B. Karbonatisierung, Silifizierung, Serizitisierung, Chloritisierung, Turmalinisierung oder Albitisierung.

Die Lagerstätten in Schellgaden zeigen gewisse Parallelen zu den oben beschriebenen Merkmalen von orogenen Ganglagerstätten:

- Der ursprüngliche geotektonische Bildungsraum könnte einem paläozoischem vulkanischem Bogen (Kontinental oder Inselbogen) mit Akkretion von Terranes entsprochen haben (z.B. Habachterrane). Die sedimentären bis vulkanosedimentären Gesteine und Gabbros des Storz-Kareck Komplexes könnten während der Akkretion eines vulkanischen Bogens (früh- oder prävariszisch) entstanden sein. Belege für die variszische Orogenese sind Abkömmlinge der Zentralgneise, die meist stark deformiert, im Storz-Kareck Komplex auftreten. Ein unveröffentlichtes U-Pb Alter von Zirkon von 368 ± 16 Ma aus einem Aplitgneis aus dem Storz-Kareck Komplex (Talkstollen oberhalb von Schellgaden) belegt dass variszische Intrusiva vorhanden sind (Finger *et al.*, 2008).
- Die Gesteine des Storz-Kareck Komplex, die variszischen Intrusiva und die Au-(W) Gänge (Typ 1) sind alle intensiv deformiert und metamorph überprägt. Die dominante grünschieferfazielle Metamorphose ist der neoalpidischen Metamorphose im Tauernfenster zuzuordnen. Eine präalpidische (variszische?) metamorphe Überprägung wäre für die Gesteine des Storz-Kareck Komplex zu erwarten, konnte aber nicht eindeutig belegt werden.
- Als Gangartmineral dominiert Quarz, neben Albit, Chlorit, Scheelit und Turmalin. Die Sulfidzusammensetzung ist auch ähnlich, aber Arsenopyrit ist in Schellgaden nur untergeordnet vorhanden. Dies aber auch strukturelle Aspekte unterscheiden die Au-(W) Gänge des Typs Schellgaden von den klassischen Tauerngoldgängen, die im Zusammenhang mit der neoalpinen Metamorphose entstanden sind (Günther *et al.*, 2000)
- Die Goldgehalte sind mit bis zu 40 g/t sehr hoch.
- Die Quarzgänge sind konkordant und laminiert. Nebengestein ist manchmal eingeschuppt.

- Eine allfällige präalpidische Alteration des Nebengesteins ist durch die alpidische Überprägung und Deformation nicht mehr erkennbar.
- Heute als orogene Ganglagerstätten eingestufte Vorkommen wurden historisch oft als syngenetisch submarin exhalativ klassifiziert.
- Die SEE_N-Muster sind ähnlich zu anderen orogenen Goldlagerstätten.
- Die Bildungstemperatur war größer 250°C (Cubanitlamellen).

Eine eindeutige Zuordnung der Lagerstätten des Typs Schellgaden zu einem derzeit bekannten Lagerstättentyp ist nur schwer möglich. Zwar konnten in dieser Arbeit einige neue Erkenntnisse gewonnen werden und manche Ergebnisse lassen sich recht gut mit jenen von orogenen Goldlagerstätten vergleichen, aber eine zweifelsfreie Klärung der Genese und zeitlichen Entstehung ist immer noch nicht möglich.

11 Danksagung

Dieses Projekt wurde finanziell aus den Mitteln der Kommission für Rohstoffforschung der ÖAW unterstützt.

Ich möchte mich an dieser Stelle beim gesamten Lehrstuhl für Mineralogie und Petrologie für die Hilfe und Unterstützung während meiner Zeit am Institut bedanken. Besonders dankbar bin ich meinem Betreuer Prof. Johann Raith, dessen Tür mir jederzeit offen stand und der sich viel Zeit für die Beantwortung meiner Fragen und die Korrektur meiner Entwürfe nahm. Herrn Helmut Mühlhans und Dr. Frrederica Zaccarini danke ich für die Herstellung der Dünn- und Anschliffe und die Unterstützung bei der EMS-Analytik.

Für die Durchführung der Sm-Nd Datierung und Einweihung in die Mysterien der radiogenen Altersdatierung möchte ich mich bei Prof. Martin Thöni von der Universität Wien herzlichst bedanken.

Für die Hilfe bei den LA-ICPMS Messungen und die Möglichkeit diese Analysen im Labor der Universität Göteborg durchführen zu können und für ein ausgezeichnetes Abendessen möchte ich mich bei Prof. David Cornell und seiner Frau Susan bedanken.

Auch meine Studienkollegen und Mitstreiter am Institut (Birgit, Tamara, Tom, Gerald und auch Daniela) haben mich immer unterstützt und die Gespräche mit ihnen waren jederzeit eine willkommene Abwechslung. Danke!

Nicht vergessen darf ich natürlich meine Familie bei der ich mich auch bedanken will. Ganz besonders bei meinen Eltern, die mir dieses Studium ermöglicht haben und mir immer Rückhalt gegeben haben.

Mein größter Dank gilt meiner Freundin Lisa, die immer an meiner Seite war und mir durch viele kleine und große Taten geholfen hat. DANKE!

12 Literatur

Amann, G., Daxner, G., Neubauer, F., Paar, W. H., Steyrer, H. P., Genser, J., Handler, R., und Kurz, W., 1997, *Structural evolution of the Schellgaden gold district, eastern Tauern Window, Austria; a preliminary report*: Zentralblatt fuer Geologie und Palaeontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie, V. 3/4, S. 215-228.

Anglin, C. D., Jonasson, I. R., und Franklin, J. M., 1996, *Sm-Nd dating of scheelite and tourmaline; implications for the genesis of Archean gold deposits, Val d'Or, Canada*: Economic Geology, V. 91, Nr. 8, S. 1372-1382.

Bau, M., 1996, *Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect*: Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 123, Nr. 3, S. 323-333.

Becker, J. S., und Dietze, H. J., 1999, *Determination of trace elements in geological samples by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*: Fresenius' Journal of Analytical Chemistry, V. 365, Nr. 5, S. 429-434.

Bell, K., Anglin, C. D., und Franklin, J. M., 1989, *Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics of scheelites: Possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits*: Geology, V. 17, Nr. 6, S. 500-504.

Bierlein, F. P., und Crowe, D. E., 2000, *Phanerozoic Orogenic Lode Gold Deposits: Reviews in Economic Geology*, V. 13, S. 103-139.

Boyle, R. W., 1979, *The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element)*: Ottawa, Geological Survey of Canada.

Brathwaite, R. L., Cargill, H. J., Christie, A. B., und Swain, A., 2001, *Lithological and spatial controls on the distribution of quartz veins in andesite- and rhyolite-hosted epithermal Au-Ag deposits of the Hauraki Goldfield, New Zealand*: Mineralium Deposita, V. 36, Nr. 1, S. 1-12.

Brooks, C., Hart, S. R., und Wendt, I., 1972, *Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data*: Review of Geophysics, V. 10, S. 551-557.

Brugger, J., Etschmann, B., Pownceby, M., Liu, W., Grundler, P., und Brewe, D., 2008, *Oxidation state of europium in scheelite: Tracking fluid-rock interaction in gold deposits*: Chemical Geology, V. 257, Nr. 1-2, S. 26-33.

Brugger, J., Lahaye, Y., Costa, S., Lambert, D., und Bateman, R., 2000, *Inhomogeneous distribution of REE in scheelite and dynamics of Archaean hydrothermal systems (Mt. Charlotte and Drysdale gold deposits, Western Australia)*: Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 139, Nr. 3, S. 251-264.

Brugger, J., Maas, R., Lahaye, Y., McRae, C., Ghaderi, M., Costa, S., Lambert, D., Bateman, R., und Prince, K., 2002, *Origins of Nd-Sr-Pb isotopic variations in single scheelite grains from Archaean gold deposits, Western Australia*: Chemical Geology, V. 182, Nr. 2-4, S. 203-225.

- Darbyshire, D. P. F., Pitfield, P. E. J., und Campbell, S. D. G., 1996, *Late Archean and Early Proterozoic gold-tungsten mineralization in the Zimbabwe Archean craton: Rb-Sr and Sm-Nd isotope constraints*: *Geology*, V. 24, Nr. 1, S. 19-22.
- Daxner, G., 2001, *Lagerstättengeologie von Au - W Vererzungen des "Schellgaden Typus" westlich des Katschbergpasses (Lungau, Salzburg)* [Dipl.-Arb.]: Universität Salzburg.
- DePaolo, D. J., und Wasserburg, G. J., 1976, *Nd Isotopic Variations and Petrogenetic Models*: *Geophysical Research Letters*, V. 3, S. 249-252.
- Dickin, A. P., 2005, *Radiogenic Isotope Geology*: Cambridge, Cambridge University Press.
- Dostal, J., Kontak, D. J., und Chatterjee, A. K., 2009, *Trace element geochemistry of scheelite and rutile from metatubidite-hosted quartz vein gold deposits, Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada: genetic implications*: *Mineralogy and Petrology*, V. 97, S. 95-109.
- Ebner, F., 1997, *Die geologischen Einheiten Österreichs und ihre Rohstoffe.*, in Weber, L., ed., *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*: Wien, Archiv für Lagerstättenforschung, Geologische Bundesanstalt, S. 106-118.
- Eichhorn, R., Höll, R., Jagouze, E., und Schärer, U., 1997, *Dating scheelite stages: A strontium, neodymium, lead approach from the Felbertal tungsten deposit, Central Alps, Austria*: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 61, Nr. 23, S. 5005-5022.
- Eichhorn, R., Höll, R., Loth, G., und Kennedy, A., 1999, *Implications of U-Pb SHRIMP zircon data on the age and evolution of the Felbertal tungsten deposit (Tauern Window, Austria)*: *International Journal of Earth Sciences*, V. 88, Nr. 3, S. 496-512.
- Eichhorn, R., Loth, G., Höll, R., Finger, F., Schermaier, A., und Kennedy, A., 2000, *Multistage Variscan magmatism in the central Tauern Window (Austria) unveiled by U/Pb SHRIMP zircon data*: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 139, Nr. 4, S. 418-435.
- Eichhorn, R., Loth, G., und Kennedy, A., 2001, *Unravelling the pre-Variscan evolution of the Habach terrane (Tauern Window, Austria) by U-Pb SHRIMP zircon data*: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 142, Nr. 2, S. 147-162.
- Eichhorn, R., Schärer, U., und Höll, R., 1995, *Age and evolution of scheelite-hosting rocks in the Felbertal deposit (Eastern Alps): U-Pb geochronology of zircon and titanite*: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 119, Nr. 4, S. 377-386.
- Elsner, R., 1991, *Geologische Untersuchungen im Grenzbereich Ostalpin -Penninikum am Tauern - Südostrand zwischen Katschberg und Spital an der Drau (Kärnten, Österreich)*: *Frankfurter Geowissenschaftliche Abhandlungen.*, Nr. A10, S. 1-239.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., und O'Nions, R. K., 1978, *Rare-earth abundances in chondritic meteorites*: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 42, Nr. 8, S. 1199-1212.
- Exner, C., 1971, *Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern)*: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, V. 114, S. 1-119.

- Farmer, G. L., und DePaolo, D. J., 1987, *Nd and Sr isotope study of hydrothermally altered granite at San Manuel, Arizona; implications for element migration paths during the formation of porphyry copper ore deposits*: Economic Geology, V. 82, Nr. 5, S. 1142-1151.
- Faure, G., und Mensing, T. M., 2005, *The Sm-Nd method*, Isotopes, Principles and Applications: Hoboken, Wiley.
- Finger, F., Frasl, G., Haunschmid, B., Lettner, H., von Quadt, A., Schermaier, A., Schindlmayer, A. O., und Steyrer, H. P., 1993, *The Zentralgneis of the Tauern Window (Eastern Alps): Insight into an Intra-Alpine Variscan Batholith in* von Raumer, J. F., und Neubauer, F., eds., *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Finger, F., Putz, H., und Krenn, E., 2008, *Suche nach akzessorischem Monazit und Xenotim im Bereich der Lagerstätte Schellgaden*: Abschlussbericht, ÖAW-Projekt.
- Frasl, G., 1958, *Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern*: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, V. 101, S. 323-472.
- Frasl, G., und Frank, W., 1966, *Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Tauern*: Der Aufschluss, V. 15, S. 30-58.
- Frei, R., Nögler, T. F., Schönberg, R., und Kramers, J. D., 1998, *Re-Os, Sm-Nd, U-Pb, and stepwise lead leaching isotope systematics in shear-zone hosted gold mineralization: Genetic tracing and age constraints of crustal hydrothermal activity*: Geochimica et Cosmochimica Acta, V. 62, Nr. 11, S. 1925-1936.
- Frey, M., Desmons, J., und Neubauer, F., 1999, *The new metamorphic map of the Alps: Introduction*: Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, V. 79, S. 1-4.
- Friedrich, O. M., 1935, *Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden*: Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Leoben, V. 83, Nr. 1, S. 34-39.
- , 1953, *Die Goldlagerstätte Schellgaden*: Carinthia II, V. 1, S. 129-131.
- , 1968, *Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues*: Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, V. 8, S. 1-136.
- Friedrich, O. M., und Matz, K. B., 1939, *Der Stüblbau zu Schellgaden*: Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, V. 87, S. 34-39.
- Frisch, W., Vavra, G., und Winkler, M., 1993, *Evolution of the Penninic Basement of the Eastern Alps*, in Von Raumer, J. F., und Neubauer, F., eds., *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer Verlag Berlin Heidelberg, S. 349-360.
- Fryer, B. J., und Taylor, R. P., 1984, *Sm-Nd direct dating of the Collins Bay hydrothermal uranium deposit, Saskatchewan*: Geology, V. 12, Nr. 8, S. 479-482.
- Ghaderi, M., Palin, J. M., Campbell, I. H., und Sylvester, P. J., 1999, *Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, Western Australia*: Economic Geology, V. 94, Nr. 3, S. 423-437.

Göd, R., 1981, *Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie des Bergbaureviers Schellgaden* Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, V. 27, S. 189-200.

Grundmann, G., 1989, *Metamorphic evolution of the Habach formatin: a review:* Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, V. 81, S. 133-149.

Günther, W., Paar, W. H., Gruber, F., und Höck, V., 2000, *Schatzkammer Hohe Tauern. 2000 Jahre Goldbergbau:* Salzburg-München, Anton Pustet Verlag.

Haas, J. R., Shock, E. L., und Sassani, D. C., 1995, *Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures:* Geochimica et Cosmochimica Acta, V. 59, Nr. 21, S. 4329-4350.

Hagemann, S. G., und Brown, P. E., 2000, *Gold in 2000: An Introduction:* Reviews in Economic Geology, V. 13, S. 1-7.

Häusler, H., 1995, *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50000, Blatt 156 Muhr:* Geologische Bundesanstalt Wien, S. 59.

Höck, V., 1993, *The Habach-Formation and the Zentralgneis - A Key in Understanding the Palaeozoic Evolution of the Tauern Window (Eastern Alps)* in Von Raumer, J. F., und Neubauer, F., eds., *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer Verlag Berlin Heidelberg, S. 361-374.

-, 2000, *Die Hohen Tauern im geologischen Überblick*, in Günther, W., und Paar, W. H., eds., *Die Schatzkammer Hohe Tauern, 200 Jahre Goldbergbau:* Salzburg-München, Anton Pustet Verlag, S. 287-297.

-, 2007, *Das Tauernfenster – Einführung in die Geologie des Pinzgaus* extraLapis, V. 32.

Hoinkes, G., Koller, F., Rantitsch, G., Dachs, E., Höck, V., Neubauer, F., und Schuster, R., 2001, *Alpine metamorphism of the Eastern Alps:* Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, V. 79, S. 155-181.

Höll, R., 1975, *Die Scheelit-Lagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen.:* Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Mathematische-Naturwissenschaftliche Klasse, Neue Folge Heft, Nr. 157 A, S. 1-114.

Höll, R., und Eichhorn, R., 2000, *Tungsten mineralization and metamorphic remobilization in the Felbertal scheelite deposit, Central Alps, Austria:* Review in Economic Geology, V. 11, S. 233-264.

Hoschek, G., 2001, *Thermobarometry of metasediments and metabasites from the Eclogite Zone of the Hohe Tauern, Eastern Alps, Austria:* Lithos, V. 59, Nr. 3, S. 127-150.

Inger, S., und Cliff, R. A., 1994, *Timing of metamorphism in the Tauern Window, Eastern Alps; Rb-Sr ages and fabric formation:* Journal of Metamorphic Geology, V. 12, Nr. 5, S. 695-707.

Jackson, S., 2001, *The application of Nd:YAG lasers in LA-ISP-MS* in Sylvester, P. J., ed., *Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences*: Ottawa, Mineralogical Association of Canada.

Kebede, T., Klötzli, U., Kosler, J., und Skiold, T., 2005, *Understanding the pre-Variscan and Variscan basement components of the central Tauern Window, Eastern Alps, Austria; constraints from single zircon U-Pb geochronology*: *Geologische Rundschau = International Journal of Earth Sciences*, V. 94, Nr. 3, S. 336-353.

Kent, A. J. R., Campbell, I. H., und McCulloch, M. T., 1995, *Sm-Nd systematics of hydrothermal scheelite from the Mount Charlotte Mine, Kalgoorlie, Western Australia; an isotopic link between gold mineralization and komatiites*: *Economic Geology*, V. 90, Nr. 8, S. 2329-2335.

Klein, C., Hurlbut, C. S., und Dana, J. D., 1999, *Manual of mineralogy*: New York, Wiley.

Köppel, V., und Schroll, E., 1983, *Bleiisotopen und Remobilisation von Erzlagerstätten*: *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission*, V. 6, S. 39-51.

Kraiger, H., 1989, *Die Habachformation - ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste* *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* V. 81, S. 47-64.

Kretz, R., 1983, *Symbols for rock-forming minerals*: *American Mineralogist*, V. 68, S. 277-279.

Kurz, W., Neubauer, F., und Genser, J., 1996, *Kinematic of Penninic nappes (Glockner Nappe and basement - cover nappes) in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria) during subduction and Penninic - Austroalpine collision*: *Eclogae Geologicae Helveticae*, V. 89/1, S. 573-605.

Liu, Y., Deng, J., Li, C., Shi, G., und Zheng, A., 2007, *REE composition in scheelite and scheelite Sm-Nd dating for the Xuebaoding W-Sn-Be deposit in Sichuan*: *Chinese Science Bulletin*, V. 52, Nr. 18, S. 2543-2550.

Lottermoser, B. G., 1992, *Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes*: *Ore Geology Reviews*, V. 7, Nr. 1, S. 25-41.

Ludwig, K. R., 2003, *User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*: *Geochronology Center special Publication*, V. 4.

Lugmair, G. W., und Marti, K., 1977, *Sm-Nd-Pu timepieces in the Angra dos Reis meteorite*: *Earth and Planetary Science Letters*, V. 35, Nr. 2, S. 273-284.

Meixner, H., 1938, *Die Talklagerstätte Schellgaden im Lungau, Salzburg, sowie dort neu aufgefundenener Molybdaenglanz und Zirkon*: *Zeitschrift für Angewandte Mineralogie*, V. 1, Nr. 2, S. 134-143.

Michard, A., 1989, *Rare earth element systematics in hydrothermal fluids*: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 53, Nr. 3, S. 745-750.

Paar, W. H., 1997, *Die metallogenetischen Einheiten Österreichs, Gold-Wolframbezirk Scheelgaden-Oberdorf*, in Weber, L., ed., *Handbuch der Lagerstätten der Erze*,

Industrieminerale und Energierohstoffe Österreichs: Wien, Archiv für Lagerstättenforschung, Geologische Bundesanstalt, S. 276-278.

Paar, W. H., und Chen, T. T., 1982, *Telluride in Erzen der Gold-Lagerstätte Schellgaden und vom Katschberg-Autobahntunnel Nord* Die Karinthin, V. 87, S. 371-381.

Pan, Y., und Fleet, M. E., 1996, *Intrinsic and external controls on the incorporation of rare-earth elements in calc-silicate minerals*: Canadian Mineralogist, V. 34, Nr. 1, S. 147-159.

Pavicevic, M. K., 2000, *Elektronenstrahlmikroanalyse (ESMA)*, in Pavicevic, M. K., und Amthauer, G., eds., *Physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden in den Geowissenschaften*: Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, S. 132-141.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., und Tindle, A. G., 1984, *Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks*: Journal of Petrology, V. 25, Nr. 4, S. 956-983.

Peccerillo, A., und Taylor, S. R., 1976, *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*: Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 58, Nr. 63-81.

Peindl, P., und Höck, V., 1993, *U-Pb and (207/206) Pb-dating of zircons from the Habach-Formation (central Tauern Window, Austria)*, Terra Abstracts, S. 392-393.

Peng, J. T., Hu, R. H., Zhao, J. H., Fu, Y. Z., und Lin, Y. X., 2003, *Scheelite Sm-Nd dating and quartz Ar-Ar dating for Woxi Au-Sb-W deposit, western Hunan*: Chinese Science Bulletin, V. 48, Nr. 23, S. 2640-2646.

Raimbault, L., Baumer, A., Dubru, M., Benkerrou, C., Croze, V., und Zahm, A., 1993, *REE fractionation between scheelite and apatite in hydrothermal conditions*: American Mineralogist, V. 78, S. 1275-1285.

Raith, J. G., und Schmidt, S., 2010, *Tungsten deposit Felbertal, Salzburg, Austria*: Field guidbokk for IMA excursion, Budapest, August 2010 (pre-print).

Ramdohr, P., 1952, *Einige neue Beobachtungen an Erzen aus den Ostalpen*: Der Karinthin, V. 17, S. 99-101.

Ramdohr, P., und Strunz, H., 1978, *Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie*: Stuttgart, Enke.

Reed, S. J. B., 2005, *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*: Cambridge, Cambridge University Press.

Robb, L., 2008, *Introduction to ore-forming processes*: Malden, Oxford, Carlton, Blackwell Publishing.

Roberts, S., Palmer, M. R., und Waller, L., 2006, *Sm-Nd and REE characteristics of tourmaline and scheelite from the Bjorkdal gold deposit, northern Sweden: Evidence of an intrusion-related gold deposit?*: Economic Geology, V. 101, Nr. 7, S. 1415-1425.

Ronacher, E., 1997, *Geochemische und isotopengeologische Untersuchungen an Au-W-Erzvorkommen von Schellgaden, Salzburg*: [Unveröffent. Dipl.-Arbeit]: Universität Wien, 65 S.

Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., und Schuster, R., 2004, *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, V. 97, Nr. 1, S. 93-117.

Schuster, R., Koller, F., Höck, V., Hoinkes, G., und Bousquet, R., 2004, *Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps, Metamorphic evolution of the Eastern Alps*: *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, V. 149, S. 175-179.

Stadlmann, T., 1990, *Geologie, Petrographie und Geochemie der Storzformation im Typusgebiet zwischehn Mur- und Pöllatal (östliche hohe Tauern, Salzburg/Kärnten)* [Unveröffent. Dipl.-Arbeit]: Universität Salzburg.

Steininger, F. F., und Piller, W. E., 1999, *Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur*: *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, V. 209.

Steyrer, H. P., 1983, *Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbach (Pinzgau, Salzburg)*: *Mitteilungen der österreichischen geologischen Gesellschaft*, V. 76, S. 69-100.

Stöckhert, B., Massonne, H.-J., und Ursula Nowlan, E., 1997, *Low differential stress during high-pressure metamorphism: The microstructural record of a metapelite from the Eclogite Zone, Tauern Window, Eastern Alps*: *Lithos*, V. 41, Nr. 1-3, S. 103-118.

Thiele, O., 1980, *Das Tauernfenster* in Oberhauser, E., ed., *Der Geologische Aufbau Österreichs*: Wien, Springer, S. 300-314.

Tischler, S. E., und Ucik, F. H., 1979, *Schichtgebundene Sulfidmineralisation (Typus Schellgaden) in der Schieferhülle des östlichen Tauernfensters*. : *Carinthia II*, V. 89, 169. Jahrgang der Gesamtreihe, S. 371-407.

Tollmann, A., 1979, *Das östliche Tauernfenster* *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, V. 71-72, S. 73-79.

Uspensky, E., Brugger, J., und Graeser, S., 1998, *REE geochemistry systematics of scheelite from the Alps using luminescence spectroscopy: from global regularities to local control*: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, V. 78, S. 33-56.

Vavra, G., 1989, *Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen - Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie* *Tübinger Geowissenschaftliche Abhandlungen*, V. 6, S. 105.

Vavra, G., und Frisch, W., 1989, *Pre-Variscan back-arc and island-arc magmatism in the Tauern Window (Eastern Alps)* in Matte, P., und Zwart, H. J., eds., *Tectonophysics*, S. 271-280.

Vavra, G., und Hansen, B. T., 1991, *Cathodluminescence studies and U/Pb dating of zircons in pre-Mesozoic gneisses of the Tauern Window; implications for Penninic basement evolution*: *Geologische Rundschau*, V. 80, Nr. 3, S. 703-715.

VOEST-Alpine, 1980, *Geowissenschaftliche Untersuchungen der Wolframverezungen im Gebiet des Östlichen Tauernfensters* Unveröffentlichter Bericht, Leoben.

Von Quadt, A., 1984, *Geochemische und U-Pb-Untersuchungen der Unteren Schieferhülle (Ostalpen)*: Fortschritte der Mineralogie, V. 62, S. 191-193.

-, 1992, *U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (Eastern Alps)*: Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 110, Nr. 1, S. 57-67.

Zimmermann, R., Hammerschmidt, K., und Franz, G., 1994, *Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps); evidence from ^{40}Ar - ^{39}Ar dating and petrological investigations*: Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 117, Nr. 2, S. 175-186.

13 Anhang

A) Karte

Seite 132

B) Aufschlussliste

Seite 133-135

C) Strukturgeologische Messdaten

Seite 136

D) EMS Analysen von Scheelit

Seite 137-142

E) Spurenelementkonzentrationen von Scheelit in ppm (LA-ICPMS)

Seite 143-150

F) Chondritnormierte Werte und Verhältnisse der SEE in Scheelit

Seite 151-158

G) Unbereinigte Boxplots zur Darstellung der LA-ICPMS Spurenelementanalysen an Scheelit

Seite 159-162

A) Karte

B) Aufschlussliste

Aufschluss- nummer.	Proben- nummer.	Ds/As*	Beschreibung	Höhe [m]	Geographische Koordinaten [Dezimalgrad]		WGS1984 UTM Zone 33N		
					Breite	Länge	Y	X	
SW Oberndorf	1		20x5m Aufschluss, Mikrofaltung, Karbonatglimmerschiefer, Qz-Gänge	1292					
	2	13A	Ds	Stollen 2, 25m lang, Karbonatglimmerschiefer & Orthogneis	1296	47,032433	13,580189	5209746,404129	392124,138043
	3	14A	Ds	Stollen 3, 11m lang, Karbonatglimmerschiefer & Orthogneis					
Kalvarienberg	4	1A	Ds	Kalvarienbergstollen, 5m lang, Silikatmarmor, Metabasit, Glimmerschiefer	1276	47,036901	13,587288	5210233,213651	392672,470539
		1B							
		1C	Ds						
		1D							
	5			Stollen über Leitensteig, 2-3m lang, rotbrauner Qz- Mylonitgang, Kalkglimmerschiefer	1288	47,038175	13,583816	5210379,510892	392411,299467
	6	12A	Ds	"Schliafaloch", ca. 13x5x1,4m, Karbonatglimmerschiefer, Sulfidführende Quarzgänge	1366	47,038376	13,583247	5210402,600229	392368,479438
	23	15A		15x4m Aufschluss, Glimmerschiefer, Metabasit, Quarz mit Turmalin					
15B		Ds							
15C									

*Ds=Dünnschlieff, As=Anschliff

Aufschluss- nummer.	Proben- nummer.	Ds/As	Beschreibung	Höhe [m]	Geographische Koordinaten [Dezimalgrad]		WGS1984 UTM Zone 33N		
					Breite	Länge	Y	X	
unterhalb Absprung	7	2A	Ds	Felswand, Schiefergneis, Quarz mit Turmalin	1982	47,053144	13,562654	5212072,241505	390834,108531
	8			Scherzone in Orthogneis	1982	47,053128	13,562143	5212071,174214	390795,326930
	9	3A		geschieftes Scherband in Orthogneis	1961	47,053419	13,560261	5212106,113797	390652,993145
Knappenstube	10	4A	2xAs	großes Grubengebäude, teilweise stark sulfidführende Quarzgänge, leichte Scheelitvererzung	1774	47,047317	13,570677	5211413,591636	391431,630077
		4B	Ds						
		4C	As						
		4D	Ds, As						
		4E							
		4F	Ds						
Talkstollen Schellgaden	11	5A		alter Talkstollen, ca 14x8m, Talk(Karbonat)schiefer, Amphibolfels, Aplitgranit, Phyllonit, cm große Aktinolithkristalle	1149	47,076590	13,583219	5214649,222987	392443,193310
		5B							
		5C							
		5D							
		5E							
		5F							

*Ds=Dünnschlief, As=Anschliff

Aufschluss- nummer.	Proben- nummer.	Ds/As	Beschreibung	Höhe [m]	Geographische Koordinaten [Dezimalgrad]		WGS1984 UTM Zone 33N		
					Breite	Länge	Y	X	
Kareck Nordosgrad, Gantal	12A		verschloßener Stolleneingang	1846	47,067657	13,575487	5213667,171468	391838,117770	
	12	6A	Ds	Biotit-Albitgneis mit Leukosomlagen	2007	47,065921	13,570059	5213481,815859	391422,472931
		6B	Ds						
	13	7A	Ds	3x1m Aufschluss, muscovitreicher Glimmerschiefer, Quarz mit Turmalin	2014	47,063465	13,569857	5213209,164499	391402,171388
	14	7B	Ds	heller Glimmerschiefer	1995	47,063212	13,570522	5213180,065489	391452,179215
	15	8A		Ultramylonit bis Mylonit, 0,5-0,8m mächtig	1976	47,063091	13,570566	5213166,564431	391455,243646
	16	8B	Ds	Mylonit, Ab-Chl-Bt-Schiefer mit Magnetit	1976	47,063019	13,570780	5213158,303957	391471,309398
16A			Stollenmundloch	1943	47,062694	13,571265	5213121,453455	391507,538550	
Gositzgraben-Richtung Stern	17		Muscovitphyllonit bis Mylonit	1819	47,023717	13,562237	5208802,726139	390742,437633	
	18		stark geschieferter Augengneis mit Fsp-Prophyroklasten	1864	47,022300	13,556679	5208653,103601	390317,128367	
	19		Muscovitführendner Gneis, Marmor	1894	47,021867	13,554788	5208607,607807	390172,580114	
	20	9A	Ds	Muscovit-Biotit Schiefer mit mm großen schwarzen Blasten, gute #	1932	47,023676	13,554992	5208808,287517	390191,811373
	21	10A		Gneis mit Metabasitlagen	2214	47,026468	13,545464	5209132,029543	389473,519169
		10B	Ds						
	22	11A		helle Gneise	2065	47,028449	13,551474	5209343,634393	389934,223173
11B		Ds							
11C									

*Ds=Dünnschliof, As=Anschliff

C) Strukturgeologische Messdaten

Aufschlussnr.	Sf		S1		S2		L		K		Bemerkung
1	110	30					120	30			
	120	25									
2	120	30			32	78			12	82	
	98	36							22	82	
	120	38							200	79	
	135	35									dunkler Schiefer
	110	45									heller Schiefer
	120	35									
3	110	30	325	50	30	75					
					40	80					
4	115	45	115	70	210	80					
	110	30	110	90							
	105	30	90	45							
5	122	20									
6	120	35									
7	90	44									
	95	45									
	103	36									
8	114	15	Scherzone				120	38			L=Krenulation
							115	67			L=Qz Streckung
9	109	43							284	67	
	87	14							313	59	
10	120	20	133	35	230	68					
	135	35	128	62	45	83					
	125	22			50	79					
11	34	20									
	85	25									
	50	5									
13	104	19									
16	60	15	95	70			164	0			L= Turmalin XX
	64	15									
	70	18									
17	160	35					183	34			L= Qz Streckung
18	128	34									
	139	25					144	24			
21	145	25									
22	115	25									
	120	35									
23	110	35									
	130	30									

Sf=Schieferung, S=Störung, L=Linear, K=Kluftfläche, Messungen erfolgen mit einem Clar Kompass, erster Wert ist Einfallsrichtung, zweiter Wert=Einfallswinkel

D) EMS Analysen von Scheelit

Scheelit Typ 1 (S1)																	
Probe	4A-1	4A-1	4A-1	4A-1	4A-2	4A-2	4A-2	4A-2	4A-2	4A-2	4A-2	4A-2	4A-2	4A-2	4A-2	4A-2	
Nr.	1	3	6	8	9	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
MnO	<Ng	0,10	0,11	0,13	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,11	<Ng	0,16
Nb₂O₅	0,06	<Ng	<Ng	<Ng	0,05	<Ng	<Ng	0,05	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,09	<Ng	<Ng
PbO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
FeO	<Ng	0,05	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
TiO₂	<Ng	<Ng	0,11	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,06	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
CaO	19,4	19,0	19,8	19,8	19,2	18,1	19,2	20,1	19,3	19,3	20,1	19,5	21,2	19,9	21,1	18,6	
MoO₃	<Ng	0,07	0,06	0,16	0,07	<Ng	0,06	0,09	0,06	0,06	0,05	0,07	0,04	0,12	0,15	0,05	
CuO	<Ng	<Ng	<Ng	0,07	0,10	<Ng	<Ng	<Ng	0,07	0,13	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	
WO₃	81,2	82,7	81,7	82,3	79,3	81,2	81,4	81,4	83,0	80,0	81,8	81,5	80,2	80,7	81,4	82,4	
Total	100,6	102,0	101,8	102,4	98,7	99,3	100,6	101,6	102,3	99,5	102,0	101,1	101,4	100,9	102,7	101,2	

Scheelit Typ 1 (S1)										
Probe	4A-2	F45_1	F45_2							
Nr.	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
MnO	0,19	<Ng	<Ng	<Ng	0,13	<Ng	0,16	0,11	<Ng	<Ng
Nb₂O₅	<Ng	<Ng	0,06	<Ng	0,07	<Ng	0,14	<Ng	<Ng	<Ng
PbO	<Ng									
FeO	<Ng									
TiO₂	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,07	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
CaO	20,5	19,8	20,1	20,1	20,0	19,9	19,7	19,8	19,7	19,5
MoO₃	<Ng	0,06	<Ng	0,11	<Ng	0,06	0,05	0,07	0,05	0,06
CuO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,10	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
WO₃	82,0	79,2	79,6	78,8	79,0	78,3	79,0	78,5	77,7	78,6
Total	102,7	99,1	99,7	99,0	99,3	98,3	99,1	98,4	97,5	98,1

Scheelit Typ 1 (S1)

Probe	F45_2	F45_2	F45_2	F45_2	F45_2	SSB X1	SSB X3								
Nr.	33	35	36	37	38	39	40	42	43	44	45	46	47	48	49
MnO	<Ng	0,13	0,19	<Ng	<Ng	<Ng	0,10	<Ng	0,19						
Nb₂O₅	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,09	<Ng	0,08	<Ng	0,07	<Ng	<Ng	<Ng	0,07	<Ng	<Ng
PbO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
FeO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,08	<Ng	<Ng	<Ng
TiO₂	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,10	<Ng	0,05	0,06	<Ng	0,06	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
CaO	20,0	20,0	19,8	19,8	19,5	19,2	19,4	19,5	19,3	19,5	19,7	19,7	19,4	19,5	19,6
MoO₃	0,08	<Ng	<Ng	0,08	0,04	<Ng	0,10	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,10	<Ng	<Ng	<Ng
CuO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,09	<Ng	0,10	<Ng	<Ng	0,15	<Ng	<Ng	<Ng
WO₃	77,7	78,7	77,8	78,2	77,7	79,2	79,1	80,6	79,4	80,8	79,2	78,4	79,5	78,5	79,4
Total	97,8	98,8	97,8	98,1	97,5	98,5	98,9	100,1	98,9	100,3	98,9	98,5	99,0	98,0	99,2

Scheelit Typ 1 (S1)

Probe	SSB														
	X3	SSB X3	SSB-30	SSB-30	SSH A	SSH B	SSH B	SSH B	SSH B						
Nr.	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	64	
MnO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
Nb₂O₅	0,06	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,06	<Ng							
PbO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
FeO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,07	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
TiO₂	0,05	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,08	<Ng	<Ng	0,08	<Ng	<Ng	0,06	<Ng	<Ng	<Ng
CaO	19,6	19,2	19,5	19,5	19,5	19,2	19,1	19,3	19,1	19,3	19,2	19,4	19,3	19,4	
MoO₃	<Ng	<Ng	0,19	0,07	0,09	<Ng	0,04	0,09	0,04	<Ng	<Ng	0,07	<Ng	<Ng	
CuO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
WO₃	79,7	79,2	78,4	79,7	79,1	79,6	79,2	79,6	79,8	79,2	78,2	78,8	78,9	78,4	
Total	99,4	98,5	98,1	99,3	98,7	98,9	98,5	99,0	99,0	98,7	97,4	98,3	98,2	97,8	

Scheelit Typ 1 (S1)

Probe	SSH B	SSH B	SSH B	SSH C	SSH E											
Nr.	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
MnO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,10	<Ng	0,13	<Ng	0,15	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,10	<Ng	<Ng
Nb₂O₅	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,06	<Ng	<Ng	<Ng	0,14	0,06	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
PbO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,05	<Ng	<Ng	0,05	<Ng						
FeO	<Ng	0,07	<Ng													
TiO₂	<Ng	0,06														
CaO	19,1	19,3	19,3	19,5	19,2	19,6	19,3	19,6	19,3	19,5	19,3	19,7	19,7	19,7	19,7	19,5
MoO₃	<Ng	<Ng	<Ng	0,08	0,05	0,08	0,07	<Ng	0,10	<Ng	<Ng	0,07	0,05	0,08	0,11	0,08
CuO	<Ng															
WO₃	79,0	79,0	79,4	80,1	79,6	80,2	79,1	80,2	79,1	80,4	79,5	79,1	79,8	78,6	79,6	79,5
Total	98,0	98,4	98,7	99,7	99,0	99,9	98,7	99,8	98,8	99,9	99,0	98,8	99,5	98,4	99,3	99,1

Scheelit Typ 1 (S1)

Probe	SSH E	SSH F	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2								
Nr.	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96
MnO	<Ng	0,18	<Ng	0,10	<Ng	0,16	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,11	0,11	<Ng	<Ng	<Ng
Nb₂O₅	<Ng	0,08	<Ng	0,10	<Ng	0,14	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,10	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
PbO	<Ng	0,04	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng								
FeO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,08	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,20	<Ng	0,06	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
TiO₂	<Ng	<Ng	<Ng	0,05	<Ng	<Ng										
CaO	19,6	19,3	19,2	19,2	19,4	19,6	19,6	19,8	19,8	19,3	19,1	19,3	19,2	19,2	18,9	19,3
MoO₃	<Ng	<Ng	0,07	0,05	0,05	<Ng	<Ng	<Ng	0,09	0,10	0,05	0,07	0,07	0,05	<Ng	<Ng
CuO	<Ng	<Ng	<Ng	0,14	0,08	<Ng	0,17	0,10	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
WO₃	79,2	79,5	78,3	78,1	78,2	79,4	80,3	80,6	79,6	78,9	79,9	80,3	79,5	79,7	79,0	78,9
Total	98,8	99,0	97,6	97,6	97,8	99,3	100,1	100,4	99,5	98,5	99,1	99,8	98,9	99,0	98,0	98,2

Scheelit Typ 1 (S1)

Probe	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2
Nr	97	98	99	100	101
MnO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
Nb2O5	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
PbO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
FeO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
TiO2	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
CaO	19,0	18,8	19,2	19,3	19,2
MoO3	0,11	<Ng	0,10	0,13	0,06
CuO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
WO3	78,4	79,8	79,0	79,8	80,8
Total	97,5	98,6	98,3	99,3	100,1

Scheelit Typ 1, helle Ränder oder Lamellen

Probe	F45_1	F45_1	F45_2	F45_2	F45_2	SSB X1	SSB X3	SSB X3	SSB-30	SSH A	SSH A	SSH B	SSH C	SSH E	SSH E
Nr.	102	103	104	105	106	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117
MnO	<Ng	0,14	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,12	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
Nb₂O₅	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,09	<Ng	0,06	<Ng	0,07	<Ng	0,09	<Ng
PbO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,10	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
FeO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,06	<Ng	<Ng	0,05
TiO₂	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,08	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
CaO	20,0	20,0	19,5	20,0	19,9	19,4	19,5	19,5	19,8	19,1	19,3	19,0	19,3	19,1	19,3
MoO₃	0,07	<Ng	0,06	0,09	<Ng	0,08	0,16	0,05	0,07	<Ng	0,10	0,11	0,08	0,07	<Ng
CuO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,11	<Ng	0,07
WO₃	79,4	79,1	78,5	78,3	78,1	79,4	78,8	79,4	80,0	79,9	80,7	78,5	80,1	79,9	80,1
Total	99,4	99,2	98,1	98,4	98,0	98,8	98,5	99,1	100,0	99,0	100,0	97,7	99,6	99,2	99,5

Scheelit Typ 1, helle Ränder oder Lamellen

Probe	SSH E	SSH E	SSH F	SSH F	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2
Nr.	118	119	120	121	122	123	124	125
MnO	<Ng	<Ng	<Ng	0,11	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
Nb₂O₅	<Ng	0,14	<Ng	<Ng	0,18	0,07	<Ng	0,05
PbO	<Ng							
FeO	<Ng							
TiO₂	<Ng	0,05	<Ng	<Ng	<Ng	0,11	<Ng	<Ng
CaO	19,522	19,766	19,717	19,429	19,058	19,421	19,299	19,15
MoO₃	0,1	<Ng	<Ng	0,0	<Ng	0,2	<Ng	0,2
CuO	<Ng							
WO₃	79,9	80,4	80,1	79,9	80,1	79,8	78,8	80,7
Total	99,5	100,4	99,8	99,5	99,4	99,6	98,1	100,0

Scheelit Typ 2 (S2)

Probe	F45_1	F45_1	F45_1	F45_1	F45_1	F45_2	F45_2	F45_2	F45_2	F45_2	SSB X1	SSB X3	SSB X3	SSH A
Nr	126	127	128	129	130	132	133	134	135	137	138	139	140	141
MnO	<Ng	<Ng	0,11	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng							
Nb2O5	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,07	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,07	<Ng
PbO	<Ng	<Ng	0,09	<Ng										
FeO	<Ng	<Ng	<Ng	0,05	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,05	0,06	<Ng	<Ng
TiO2	<Ng	0,08	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng							
CaO	20,0	19,8	19,9	20,0	19,5	20,2	19,6	19,7	19,7	19,5	19,3	19,6	19,3	19,2
MoO3	<Ng	0,11	0,12	0,13	0,13	0,09	0,06	0,09	0,04	<Ng	0,06	0,09	0,05	0,10
CuO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,09	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
WO3	78,9	79,2	79,3	78,7	78,0	78,8	78,9	78,1	78,1	78,2	79,0	80,3	78,9	79,1
Total	98,9	99,1	99,4	98,9	97,5	99,2	98,6	97,9	97,9	97,6	98,5	100,1	98,4	98,5

Scheelit Typ 2 (S2)

Probe	SSH A	SSH B	SSH B	SSH B	SSH C	SSH E	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2	WP-SG2				
Nr	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156
MnO	<Ng	0,16	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng						
Nb₂O₅	<Ng	<Ng	0,09	<Ng	0,07	<Ng	0,10	<Ng							
PbO	<Ng	<Ng	0,05	<Ng	<Ng										
FeO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,06	<Ng	0,12	<Ng	0,06	0,08	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng
TiO₂	<Ng	<Ng	<Ng	0,10	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,08	0,10	<Ng	<Ng	<Ng
CaO	19,2	19,3	19,3	19,4	19,5	19,5	19,7	19,7	19,5	19,5	19,2	19,1	19,4	19,4	19,2
MoO₃	0,19	0,11	0,15	0,08	0,14	0,10	0,04	0,13	0,11	0,09	<Ng	0,06	<Ng	0,04	0,07
CuO	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,08	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	<Ng	0,07	<Ng
WO₃	79,7	79,7	79,0	79,2	79,7	79,5	79,5	79,5	79,8	79,4	80,2	80,5	82,4	81,1	78,7
Total	99,0	99,2	98,5	98,8	99,4	99,2	99,2	99,7	99,4	99,0	99,6	99,8	101,8	100,8	97,9

E) Spurenelementkonzentrationen von Scheelit in ppm (LA-ICPMS)

Scheelit Typ 1 (S1)																	
Probe Nr	F45_1				F45_2								F47_1				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
V	0,2	0,2	0,6	0,2	0,2	<0,29	0,1	<0,5	0,3	0,6	0,1	0,1	0,1	<0,4	0,1	<0,24	0,4
Mn	2,9	3,0	3,3	2,9	2,8	2,9	2,7	2,9	3,0	3,0	3,0	2,9	2,8	3,1	2,7	2,4	2,4
Sr	1216,8	1381,0	1399,2	1313,2	1129,8	1132,1	1326,0	1322,5	1421,1	1405,6	1172,3	1241,7	1260,3	1213,7	1285,6	1202,1	1355,9
Y	860,9	749,4	803,3	942,4	707,9	648,0	677,3	872,1	609,3	850,6	824,8	750,4	782,3	821,6	780,4	635,8	647,5
Nb	0,6	0,4	<1,3	0,5	0,4	0,4	0,3	0,5	0,5	1,0	0,7	0,5	0,3	0,8	0,5	0,3	1,0
Mo	160,3	177,1	170,6	152,5	125,6	137,8	135,7	122,5	120,9	217,3	157,2	156,0	188,6	192,1	140,6	65,0	106,8
Ba	1,8	1,7	2,2	1,9	1,8	1,6	1,7	1,6	1,6	2,4	1,5	1,3	2,1	1,7	1,6	2,6	2,1
La	17,9	15,5	25,1	20,8	15,9	15,7	24,4	27,2	10,0	6,3	18,5	17,2	43,6	16,9	24,0	10,2	4,6
Ce	135,6	122,3	173,7	158,3	118,2	125,1	162,4	186,6	80,9	53,5	147,4	139,3	228,4	131,8	170,2	86,9	47,4
Pr	44,8	39,2	51,1	50,7	35,9	39,0	42,8	54,7	25,8	19,6	48,5	43,0	50,6	44,2	49,1	29,7	20,8
Nd	336,8	277,8	341,3	366,1	246,5	278,5	259,5	368,4	179,1	162,6	347,5	289,7	271,5	333,1	318,3	226,8	196,1
Sm	142,9	104,4	122,5	146,4	92,9	116,4	83,8	134,7	64,3	83,7	143,2	108,3	80,2	149,9	115,3	91,2	106,5
Eu	79,3	72,2	85,9	80,7	51,3	62,8	54,7	77,9	35,5	49,8	95,4	77,4	35,1	92,2	75,5	40,5	48,9
Gd	196,9	140,4	156,5	199,0	123,6	144,8	105,5	176,5	90,3	141,3	186,6	136,6	104,8	204,0	150,9	129,7	169,2
Tb	32,8	23,0	25,5	32,8	20,3	22,7	17,5	28,6	16,0	25,8	30,4	22,0	18,0	32,7	24,6	21,3	28,0
Dy	187,1	135,6	147,3	194,7	124,2	130,8	107,2	170,4	104,8	166,2	175,8	130,7	113,0	187,7	144,0	126,5	164,5
Ho	34,3	26,3	28,2	35,9	23,8	23,6	20,6	31,9	21,1	33,0	32,0	24,8	22,8	34,1	27,1	24,3	30,5
Er	78,7	64,9	68,6	87,1	60,5	56,7	54,0	79,4	54,9	83,2	75,3	61,5	60,9	77,3	65,8	61,0	71,0
Tm	9,0	8,0	8,4	10,3	7,5	6,6	7,1	9,5	7,0	10,3	8,7	7,7	8,3	8,7	8,0	7,4	7,9
Yb	40,6	38,6	40,5	47,9	37,3	30,9	37,3	46,1	34,7	51,1	40,5	37,2	44,3	38,1	38,3	36,7	36,0
Lu	4,2	4,1	4,3	5,0	4,0	3,1	4,0	4,8	3,7	5,6	4,2	4,0	5,1	3,9	4,1	4,1	3,8
Pb	114,6	148,4	148,1	123,9	121,3	228,0	118,1	128,4	137,0	989,0	130,4	116,4	122,2	123,9	122,6	106,1	143,9
Th	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,1	2,1	0,1	0,1	0,4	0,2
U	<0,13	<0,08	<1	0,1	0,1	0,1	0,0	<0,17	<0,16	0,0	0,1	0,1	0,9	<0,9	0,1	0,1	0,1
ΣSEE+Y	2201,9	1821,8	2082,0	2378,1	1669,8	1704,7	1658,1	2268,8	1337,5	1742,5	2178,6	1849,7	-	2176,2	1995,6	1532,0	1582,8
ΣSEE	1341,0	1072,4	1278,7	1435,7	961,9	1056,6	980,9	1396,6	728,2	892,0	1353,8	1099,3	-	1354,6	1215,2	896,2	935,3
ΣLSEE	535,1	454,8	591,2	595,9	416,5	458,4	489,2	636,8	295,9	242,0	561,8	489,1	-	525,9	561,5	353,6	269,0
ΣMSEE	639,0	475,7	537,6	653,7	412,3	477,4	368,6	588,1	310,9	466,8	631,3	475,1	-	666,6	510,3	409,2	517,1
ΣHSEE	166,9	141,9	149,9	186,1	133,1	120,8	123,1	171,7	121,4	183,2	160,7	135,1	-	162,1	143,3	133,4	149,1

3673,8=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Typ 1 (S1)

Probe Nr	F47_1			SSH			SSH A					SSH B						
	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
V	<0.25	<0.14	<0.23	0,2	<0.13	<0.13	<0.6	<0.13	<0.16	<0.16	<0.2	<0.14	0,3	<0.2	<0.2	0,3	<0.4	0,2
Mn	2,4	2,2	2,2	3,5	3,6	3,6	3,0	3,3	3,3	3,0	3,4	3,5	3,6	3,6	3,5	3,7	3,5	3,5
Sr	1280,8	1051,1	1152,1	943,9	1013,0	996,5	1047,9	1015,0	1024,7	1058,9	996,5	1012,0	907,9	915,5	913,9	1009,8	984,4	916,7
Y	551,7	598,5	621,8	548,5	571,7	591,6	516,6	414,1	479,3	400,7	512,5	526,3	514,9	485,6	455,5	503,7	539,8	467,8
Nb	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,8	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,4	0,2	0,4	0,4
Mo	51,6	60,1	59,5	109,9	96,1	67,0	221,2	95,2	75,8	85,6	94,8	145,6	95,6	80,8	104,3	65,3	109,0	96,4
Ba	3,2	1,7	2,6	4,6	3,3	2,4	3,9	2,4	3,3	6,4	3,9	4,9	3,3	3,1	7,7	3,4	4,3	6,7
La	9,5	12,0	9,3	7,1	8,2	3,2	4,5	5,4	8,5	5,6	10,9	9,0	3,9	6,8	3,1	4,2	3,8	3,6
Ce	86,4	101,3	89,5	60,4	77,7	43,6	44,5	49,7	69,1	57,5	82,1	67,7	40,8	69,1	37,5	48,6	41,5	41,0
Pr	30,3	37,6	33,3	20,8	26,9	22,6	18,0	19,6	23,5	22,7	25,1	21,3	16,3	25,6	15,6	20,0	16,9	16,4
Nd	228,0	302,7	265,4	162,8	196,7	243,0	152,9	173,3	182,0	196,3	209,5	165,9	141,7	197,1	141,0	171,4	151,7	142,4
Sm	86,4	130,3	110,7	66,7	75,6	154,7	68,5	94,3	75,3	94,6	177,3	73,0	68,7	76,8	70,0	77,8	77,0	65,9
Eu	45,0	58,2	51,7	29,8	35,8	63,7	29,6	33,9	27,1	36,4	130,7	31,5	27,9	33,5	30,8	37,3	31,1	28,7
Gd	116,6	183,0	158,0	104,0	107,6	236,7	103,8	143,2	109,6	131,8	451,5	111,8	108,7	103,1	111,3	116,3	119,0	101,4
Tb	18,3	28,7	25,0	17,6	17,5	38,2	17,7	22,4	18,2	20,3	86,6	19,4	18,0	16,0	17,7	19,0	19,7	16,4
Dy	105,8	155,3	144,2	108,8	107,5	209,8	107,2	124,3	109,1	112,2	563,3	119,3	109,1	93,9	103,2	112,3	117,3	97,5
Ho	19,8	27,7	26,9	22,2	22,0	37,2	21,4	22,2	21,2	20,4	124,5	23,5	21,7	18,2	19,9	21,8	23,3	19,2
Er	50,2	61,6	61,3	55,3	56,0	78,0	52,8	50,0	52,1	46,6	355,0	58,6	56,0	45,9	48,4	53,6	57,1	47,8
Tm	6,0	6,6	6,8	6,8	7,1	7,7	6,3	5,3	6,1	5,1	55,2	7,0	6,9	5,6	5,7	6,3	6,9	5,8
Yb	29,4	28,9	31,8	35,1	36,1	31,2	31,6	23,1	28,8	22,6	324,8	33,1	35,0	27,2	26,7	29,8	34,7	27,9
Lu	3,1	3,0	3,4	4,0	4,1	3,1	3,3	2,4	3,2	2,3	42,9	3,7	4,1	3,0	3,0	3,2	3,9	3,1
Pb	112,2	97,9	94,8	228,7	104,4	106,6	2860,6	107,7	106,4	102,4	151,7	<1500	94,0	95,4	90,2	141,8	829,1	390,9
Th	0,1	1,7	0,3	0,4	0,5	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	4,3	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1
U	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	12,9	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1
ΣSEE+Y	1386,4	1735,6	1638,9	1249,8	1350,6	1764,3	1178,8	1183,2	1213,1	1175,1	-	1271,0	1173,7	1207,6	1089,4	1225,2	1243,8	1084,9
ΣSEE	834,7	1137,1	1017,2	701,4	779,0	1172,7	662,2	769,1	733,9	774,3	-	744,7	658,8	721,9	633,9	721,5	704,0	617,1
ΣLSEE	354,2	453,7	397,4	251,0	309,6	312,4	219,9	247,9	283,2	282,0	-	263,9	202,7	298,7	197,2	244,1	213,9	203,4
ΣMSEE	372,1	555,4	489,5	326,9	344,0	703,0	326,8	418,2	339,2	395,3	-	354,9	332,5	323,4	333,1	362,7	364,1	309,9
ΣHSEE	108,4	128,0	130,2	123,4	125,3	157,2	115,5	103,0	111,5	97,1	-	125,9	123,7	99,9	103,7	114,7	126,0	103,8

3673,8=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Typ 1 (S1)

Probe	SSH C				SSH E					SSH F									
	Nr	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
V	<0,2	<0,2	<0,5	<0,12	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	<0,16	<0,13	0,1	0,2	0,1	0,1	<0,2	<0,4	
Mn	3,2	3,4	4,0	3,3	3,3	3,4	3,5	3,6	3,5	3,6	3,4	4,0	3,4	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	
Sr	922,6	1000,3	960,7	945,4	1292,7	1205,8	1213,7	1244,3	1136,3	1238,9	1003,5	1042,8	1261,3	1362,6	1211,8	1127,5	1004,9	1167,4	
Y	584,9	544,2	605,5	618,8	595,2	429,6	698,6	774,1	674,1	656,4	488,5	586,7	746,7	439,0	484,3	697,3	624,7	599,5	
Nb	0,3	0,2	<0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	
Mo	70,7	66,5	54,8	73,7	140,9	76,8	132,3	103,7	107,5	87,9	176,4	73,2	62,1	99,9	113,8	152,5	128,1	100,6	
Ba	3,3	3,7	4,6	2,7	4,5	4,4	4,9	5,8	13,4	2466,3	5,2	4,4	2,8	4,2	3,1	2,6	2,9	3,1	
La	3,4	2,2	4,7	3,7	22,4	6,2	11,5	10,5	4,3	3,3	9,2	3,3	7,5	5,9	11,7	9,2	8,8	8,7	
Ce	44,5	30,7	52,9	48,8	123,6	54,8	105,5	102,8	57,0	43,5	72,5	48,6	83,8	60,5	107,0	96,1	94,8	93,6	
Pr	22,3	17,9	25,6	24,2	29,9	19,8	34,0	37,4	25,0	21,7	23,4	25,2	35,1	23,6	37,0	35,0	31,7	35,1	
Nd	238,8	210,4	263,4	249,4	186,1	157,6	232,0	287,5	229,9	229,0	184,1	268,0	310,3	192,8	279,2	262,5	220,4	281,1	
Sm	145,7	136,1	146,7	132,4	65,8	69,6	76,3	110,9	117,4	148,2	82,2	166,5	159,5	84,6	115,9	103,8	77,0	126,8	
Eu	56,0	54,7	54,3	53,8	28,6	29,7	37,2	47,6	51,3	57,0	33,5	64,6	70,9	38,9	51,3	48,0	37,4	56,9	
Gd	222,3	207,3	212,9	195,3	92,2	98,1	103,2	153,9	167,8	215,8	117,6	240,5	230,6	113,1	147,0	135,1	106,3	174,6	
Tb	34,9	31,9	34,1	31,0	15,7	16,0	16,9	24,9	27,4	34,8	18,4	36,5	37,3	17,9	22,3	22,0	17,4	28,1	
Dy	191,4	174,2	190,2	176,7	99,8	96,9	106,6	150,9	165,0	198,3	108,7	196,2	210,6	103,0	121,1	132,0	106,9	160,7	
Ho	33,6	31,4	34,4	32,4	21,0	19,2	22,3	30,0	31,5	36,4	20,8	34,6	38,9	19,7	21,9	25,9	21,8	29,7	
Er	71,9	69,2	75,7	73,5	54,2	47,2	59,0	73,7	73,9	80,7	50,1	73,2	86,2	46,5	50,4	65,1	56,8	67,2	
Tm	7,2	7,2	7,7	7,7	7,1	5,7	7,9	9,1	8,4	8,6	6,1	7,6	9,1	5,5	5,9	8,0	7,2	7,2	
Yb	29,5	30,2	32,5	32,1	37,4	28,1	41,0	43,9	39,1	38,3	31,0	32,2	39,4	25,9	28,0	38,8	35,7	31,5	
Lu	2,9	3,0	3,3	3,2	4,4	3,1	4,7	4,8	4,1	4,0	3,6	3,2	4,0	2,7	2,9	4,3	4,0	3,2	
Pb	93,1	101,8	101,2	99,9	136,6	110,4	111,9	109,9	108,7	3238,4	3673,8	105,1	123,3	213,5	374,7	425,1	106,6	111,8	
Th	0,4	0,3	0,7	0,6	0,3	0,1	0,6	0,5	0,3	0,3	1,3	0,2	0,8	0,0	0,4	0,6	0,3	0,2	
U	0,1	0,1	<2,5	0,2	0,1	0,0	0,2	0,2	0,1	0,1	0,5	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	
ΣSEE+Y	1689,2	1550,6	1744,0	1682,9	1383,6	1081,5	1556,6	1862,0	1676,2	1775,9	1249,9	1786,9	2069,9	1179,5	1485,9	1683,0	1451,1	1703,9	
ΣSEE	1104,3	1006,4	1138,5	1064,1	788,3	651,9	858,0	1087,9	1002,1	1119,6	761,4	1200,2	1323,2	740,5	1001,6	985,7	826,4	1104,5	
ΣLSEE	309,0	261,2	346,5	326,0	362,0	238,4	383,0	438,2	316,2	297,6	289,2	345,1	436,6	282,8	434,9	402,7	355,8	418,5	
ΣMSEE	650,2	604,2	638,3	589,3	302,1	310,2	340,1	488,2	528,8	654,0	360,5	704,3	708,9	357,4	457,6	440,9	345,0	547,2	
ΣHSEE	145,1	140,9	153,6	148,8	124,2	103,3	134,9	161,5	157,1	168,0	111,7	150,8	177,6	100,3	109,1	142,1	125,6	138,8	

3673,8=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Typ 1 (S1)

Probe	SSH F					SSB-30					SSB X1					SSB X3				
	Nr	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	
V	<0,06	<0,12	<0,12	<0,07	0,1	0,1	0,6	0,4	0,8	0,5	<0,22	<0,11	<0,23	<0,24	0,3	0,3	<0,23	0,3		
Mn	3,7	3,1	3,5	3,7	3,6	3,4	2,5	2,5	3,8	3,9	3,5	2,9	3,0	2,9	3,8	3,3	3,0	3,4		
Sr	1163,3	1018,3	959,4	1107,2	1190,9	1217,9	1305,6	1372,8	1616,9	1515,7	1916,7	1908,7	1798,5	1944,5	1080,1	1048,6	1088,3	1157,0		
Y	753,4	313,1	603,1	610,0	672,8	547,2	402,1	570,2	487,4	599,4	491,6	513,8	707,9	755,4	785,2	751,7	709,2	554,3		
Nb	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,4	0,6	0,5	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4		
Mo	94,8	62,9	100,1	111,5	147,1	97,3	168,9	104,6	144,6	162,8	270,1	226,8	152,7	107,1	91,4	99,3	86,5	112,2		
Ba	2,8	1,7	2,1	3,4	3,5	3,5	1,5	1,8	1,4	2,2	3,9	2,8	4,6	<14	2,1	2,3	2,7	1,9		
La	9,8	6,4	12,8	12,0	10,6	9,2	2,8	7,1	4,5	7,3	38,1	32,2	24,5	21,6	21,8	17,4	13,8	9,0		
Ce	103,6	72,6	112,5	113,0	107,8	89,6	30,7	59,5	37,8	61,8	144,0	140,7	125,2	132,2	125,9	108,8	91,6	71,4		
Pr	37,3	28,0	35,9	35,4	37,4	31,9	16,1	24,0	15,8	25,7	30,1	33,1	30,4	38,6	37,0	34,3	29,4	26,6		
Nd	284,2	231,9	258,4	244,5	287,4	256,5	182,5	224,2	157,2	245,6	177,4	211,4	185,2	281,3	274,3	266,3	241,9	237,0		
Sm	119,0	109,8	99,0	85,2	119,1	113,1	139,6	137,0	111,3	151,9	64,7	83,4	64,7	131,1	120,0	123,9	122,0	134,3		
Eu	55,9	47,9	42,5	39,4	52,2	51,4	57,1	55,3	47,4	63,0	21,9	26,8	23,4	45,4	42,0	45,3	42,0	47,3		
Gd	166,9	137,7	133,8	111,3	159,9	155,2	213,0	228,4	197,1	248,1	101,6	130,8	104,7	213,5	208,5	209,9	221,1	220,1		
Tb	28,0	19,8	21,5	17,9	25,6	24,8	32,4	38,2	33,4	41,5	18,5	23,6	19,5	37,5	38,5	38,5	40,5	37,5		
Dy	169,0	102,1	128,9	109,0	151,4	143,4	165,1	209,8	187,1	227,1	113,5	140,2	126,8	218,7	230,1	229,1	234,0	203,8		
Ho	32,8	16,4	24,6	21,5	28,6	26,1	26,3	35,9	31,6	38,5	21,8	26,2	26,3	39,3	43,1	42,4	43,0	35,1		
Er	78,7	33,6	58,6	55,1	68,2	59,0	52,4	74,7	66,2	79,1	52,3	59,0	68,9	87,6	96,4	94,1	92,4	72,1		
Tm	9,0	3,3	6,8	7,0	8,0	6,5	5,1	7,4	6,5	7,8	6,4	6,5	9,0	9,8	10,1	9,8	9,5	7,1		
Yb	41,2	13,7	33,4	36,2	38,2	29,1	20,1	28,9	24,9	30,4	31,7	29,7	46,8	44,3	43,9	41,9	40,5	29,2		
Lu	4,4	1,3	3,6	4,1	4,1	3,0	1,8	2,8	2,3	2,8	3,6	3,2	5,6	4,7	4,7	4,3	4,2	2,9		
Pb	199,9	107,9	103,3	116,0	112,7	114,0	86,8	92,8	162,3	100,6	1395,1	463,4	108,2	137,6	260,4	298,0	95,7	156,2		
Th	0,6	0,0	1,0	0,8	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	4,9	0,4	2,4	1,2	1,4	0,6	0,3	0,1		
U	0,5	0,0	0,3	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,1	0,6	0,2	0,3	0,1	0,1	0,0		
ΣSEE+Y	1893,1	1137,6	1575,3	1501,6	1771,2	1545,8	1347,1	1703,3	1410,5	1830,0	1317,3	1460,7	1568,9	2060,9	2081,4	2017,7	1935,0	1687,8		
ΣSEE	1139,7	824,5	972,2	891,6	1098,4	998,7	945,0	1133,1	923,1	1230,6	825,6	946,8	861,0	1305,5	1296,2	1266,0	1225,9	1133,5		
ΣLSEE	434,9	338,9	419,6	404,9	443,1	387,2	232,1	314,7	215,4	340,4	389,6	417,4	365,3	473,7	459,0	426,8	376,7	344,1		
ΣMSEE	538,7	417,3	425,7	362,8	508,2	487,8	607,1	668,8	576,3	731,6	320,2	404,9	339,1	646,1	639,0	646,7	659,6	643,0		
ΣHSEE	166,1	68,4	127,0	123,8	147,1	123,7	105,8	149,6	131,5	158,6	115,9	124,5	156,6	185,7	198,1	192,5	189,6	146,5		

3673,8=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Typ 1 (S1)							
Probe	SSB X3		WP-SG2				
Nr	72	73	74	75	76	77	78
V	0,2	0,1	<0,24	0,3	0,3	<0,17	0,1
Mn	3,0	2,5	2,8	2,5	2,6	2,8	2,6
Sr	1175,7	1289,8	1075,0	1300,4	1380,1	1197,9	1371,3
Y	758,0	810,8	707,1	700,8	714,0	710,6	792,6
Nb	0,5	0,3	0,5	0,3	0,4	0,6	0,4
Mo	100,2	152,5	211,2	224,3	99,8	160,1	167,9
Ba	2,3	2,1	3,5	2,6	1,9	2,2	2,0
La	16,8	42,7	12,9	29,4	11,2	13,8	21,1
Ce	105,1	185,5	93,3	134,8	79,5	119,8	153,0
Pr	32,3	37,9	29,8	29,4	28,6	43,3	47,1
Nd	255,0	201,6	217,0	172,8	244,5	339,4	318,9
Sm	126,8	61,8	90,7	67,0	125,4	137,9	107,2
Eu	42,9	24,8	40,8	29,9	55,8	80,9	74,1
Gd	230,1	91,3	134,0	97,5	183,7	191,3	136,0
Tb	42,1	16,5	22,3	16,8	29,7	30,7	22,1
Dy	244,9	108,1	134,8	103,9	167,8	173,6	132,1
Ho	45,7	22,7	25,7	20,9	30,0	30,5	25,1
Er	101,1	62,7	63,0	55,9	68,3	67,6	61,7
Tm	10,4	8,7	7,5	7,6	7,7	7,3	7,6
Yb	45,1	49,5	35,5	42,1	36,1	31,5	36,8
Lu	4,8	6,0	3,7	5,0	3,8	3,0	3,8
Pb	95,7	258,6	180,2	129,3	131,1	118,8	188,7
Th	0,5	2,3	0,2	1,6	0,2	0,2	0,2
U	0,1	0,5	0,1	0,4	0,1	<0,017	0,0
ΣSEE+Y	2061,2	-	1618,2	1513,6	1786,2	1981,5	1939,2
ΣSEE	1303,2	-	911,1	812,8	1072,1	1270,8	1146,6
ΣLSEE	409,2	-	353,0	366,3	363,8	516,3	540,2
ΣMSEE	686,9	-	422,6	315,1	562,5	614,5	471,4
ΣHSEE	207,1	-	135,4	131,5	145,8	140,0	135,0

3673,8=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Rand (S1 r)

Probe Nr	F45_1				F45_2				F47				SSH A				SSH B	
	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	
V	0,2	0,6	0,5	0,2	0,6	<0,25	2,0	0,2	0,4	0,4	0,4	<0,25	<0,1	0,2	<0,13	0,2	0,4	
Mn	3,0	3,0	3,6	3,0	3,3	2,6	3,1	2,8	3,2	2,6	2,2	2,3	3,2	3,4	3,2	3,1	3,6	
Sr	1259,6	1186,9	1408,5	1348,8	1373,9	1203,5	1331,4	1258,7	1288,2	1327,5	1195,7	1167,8	1002,9	980,5	1102,8	1054,0	1035,7	
Y	877,3	646,5	752,2	707,3	750,8	550,8	809,1	722,1	719,1	682,9	563,4	558,8	315,3	415,7	378,0	393,9	593,6	
Nb	0,6	1,3	0,8	0,4	0,7	0,4	0,5	0,3	0,7	0,4	0,4	0,4	0,2	0,4	0,3	0,4	0,7	
Mo	164,2	254,0	196,0	147,3	201,1	130,1	194,8	172,9	162,6	70,4	62,5	62,6	105,4	136,0	86,7	93,7	169,0	
Ba	1,6	2,7	<17	2,3	3,1	1,4	208,0	2,3	2,4	2,0	2,9	2,5	2,8	4,2	3,7	6,4	6,3	
La	18,6	3,0	6,7	23,9	7,3	14,7	34,1	32,8	16,6	8,2	9,1	6,2	8,9	4,4	5,5	4,5	3,5	
Ce	138,0	26,8	56,2	156,3	59,1	94,8	167,3	177,3	117,5	73,9	79,1	65,9	60,7	43,0	53,3	45,0	37,9	
Pr	44,1	10,4	21,4	42,6	21,8	24,6	37,1	41,4	36,6	27,5	27,6	27,4	17,9	17,2	20,6	18,0	15,5	
Nd	324,1	91,8	182,3	271,9	182,4	149,3	207,8	236,0	261,6	225,2	214,6	239,6	121,3	153,8	174,6	157,9	137,7	
Sm	132,6	56,3	92,9	94,5	94,4	49,8	70,9	78,0	110,0	98,7	85,1	110,7	46,6	80,4	84,9	77,1	71,4	
Eu	77,4	35,9	55,6	57,9	46,4	27,7	38,5	37,3	71,9	50,8	38,2	48,8	18,7	30,8	36,5	30,5	29,3	
Gd	185,9	106,7	146,0	119,4	142,6	68,6	104,8	104,4	153,1	152,2	125,1	168,8	65,0	124,7	120,7	115,7	115,1	
Tb	31,6	20,2	25,5	19,3	24,2	11,6	19,1	17,9	25,4	24,8	20,2	26,8	10,4	19,7	18,7	18,2	20,0	
Dy	183,9	128,8	152,8	116,9	148,3	76,3	124,5	111,1	151,8	149,3	117,4	148,7	62,6	113,2	103,7	104,9	125,0	
Ho	34,2	24,5	27,9	22,3	28,6	15,5	25,5	22,1	28,3	28,2	22,7	26,8	12,1	21,1	18,5	19,4	25,5	
Er	80,4	58,7	66,1	57,9	72,2	42,1	66,9	58,1	67,2	69,5	53,9	59,0	30,5	48,5	41,9	45,8	65,3	
Tm	9,3	6,8	7,8	7,4	9,3	5,8	8,8	7,7	7,9	8,4	6,3	6,5	3,7	5,5	4,7	5,2	8,1	
Yb	42,5	31,4	36,9	38,0	47,1	31,0	46,7	41,7	36,4	41,8	30,7	28,6	18,6	24,9	20,9	23,6	40,0	
Lu	4,5	3,1	3,6	4,0	5,3	3,4	5,3	4,7	3,9	4,5	3,4	3,0	2,0	2,7	2,2	2,5	4,5	
Pb	120,8	123,1	169,1	133,2	48310,6	245,0	172,5	144,6	2421,3	730,1	97,1	100,3	100,3	347,8	122,1	121,1	553,8	
Th	0,2	<0,006	<0,013	0,2	0,0	0,5	1,0	0,4	0,1	0,5	0,4	0,3	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	
U	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	<0,25	0,1	0,2	0,1	<0,24	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	
ΣSEE+Y	2184,6	1250,9	1633,9	1739,8	1639,7	1166,0	1766,3	1692,7	1807,3	1645,9	1396,8	1525,5	794,5	1105,6	1084,7	1062,0	1292,4	
ΣSEE	1307,2	604,5	881,7	1032,5	888,9	615,1	957,2	970,6	1088,1	963,0	833,4	966,7	479,3	690,0	706,7	668,1	698,8	
ΣLSEE	524,8	132,1	266,6	494,8	270,5	283,4	446,3	487,5	432,3	334,8	330,4	339,1	208,9	218,4	254,0	225,3	194,6	
ΣMSEE	611,5	347,8	472,8	408,1	456,0	234,1	357,8	348,8	512,2	475,8	385,9	503,8	203,4	368,9	364,5	346,4	360,8	
ΣHSEE	170,9	124,5	142,3	129,7	162,5	97,7	153,2	134,3	143,6	152,4	117,0	123,9	67,0	102,6	88,2	96,4	143,5	

3673,8=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Rand (S1 r)											
Probe	SSH B			SSH C	SSH E	SSH F			WP-SG2	SSB 30	
Nr	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	
V	<0,2	0,3	<0,15	<0,21	0,2	0,1	0,2	<0,15	<0,22	0,6	
Mn	3,6	3,7	3,4	3,2	3,5	4,0	3,2	3,6	2,8	5,9	
Sr	944,4	944,0	930,0	1015,3	1202,6	1239,6	1081,4	1041,1	1196,0	1212,0	
Y	448,6	473,4	398,0	497,7	748,7	659,7	593,9	611,6	542,8	573,8	
Nb	0,2	0,5	0,3	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4	
Mo	58,8	104,0	67,0	71,9	110,4	145,2	126,5	115,4	141,6	212,4	
Ba	2,8	9,7	3,3	3,4	5,2	4,4	3,3	2,2	3,4	2,0	
La	3,4	3,0	4,1	2,8	11,0	10,7	10,9	9,5	12,0	6,0	
Ce	42,4	36,9	47,7	37,6	103,9	101,1	101,5	96,7	90,0	50,7	
Pr	18,6	16,2	19,9	23,0	36,7	36,5	32,3	33,4	28,6	21,1	
Nd	162,6	148,8	168,8	294,3	278,1	284,5	222,9	244,6	199,9	204,5	
Sm	78,3	72,2	77,4	207,7	103,5	118,8	80,8	95,1	76,9	128,5	
Eu	36,4	30,8	34,2	77,6	46,6	48,3	36,9	42,4	48,0	53,0	
Gd	113,0	111,7	109,1	276,5	141,0	157,3	106,9	127,4	108,4	215,0	
Tb	18,2	18,2	17,2	38,9	22,6	25,1	17,3	20,4	17,7	36,3	
Dy	105,4	108,2	97,0	193,0	138,7	144,6	104,1	121,3	103,6	201,6	
Ho	19,7	20,9	18,1	30,6	27,9	28,1	21,3	23,6	19,0	35,2	
Er	47,0	51,5	42,0	60,6	69,6	67,2	54,1	57,8	45,8	73,9	
Tm	5,4	6,1	4,7	5,8	8,8	7,9	7,0	6,9	5,6	7,6	
Yb	24,9	28,4	21,8	22,9	43,9	38,1	36,2	33,8	27,1	29,9	
Lu	2,7	3,2	2,3	2,3	4,9	4,2	4,1	3,7	2,8	2,9	
Pb	96,6	575,1	91,6	105,1	1651,2	1223,7	112,3	115,1	165,3	163,8	
Th	0,1	0,1	0,1	0,2	0,7	1,1	0,4	0,7	0,0	0,1	
U	0,0	0,1	0,0	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	<0,016	0,1	
ΣSEE+Y	1126,6	1129,6	1062,4	1771,3	1786,0	1732,3	1430,3	1528,0	1328,2	1639,9	
ΣSEE	677,9	656,2	664,4	1273,5	1037,3	1072,5	836,3	916,5	785,5	1066,1	
ΣLSEE	227,0	204,9	240,6	357,7	429,7	432,9	367,6	384,1	330,4	282,2	
ΣMSEE	351,2	341,2	334,9	793,7	452,4	494,1	346,0	406,6	354,6	634,4	
ΣHSEE	99,8	110,1	88,9	122,1	155,1	145,5	122,7	125,8	100,4	149,5	

3673,8=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Typ 2
(S2)

Probe Nr	F45_1			F45_2			SSH		SSH E	WP-SG2	
	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89
V	1,0	0,5	0,3	0,8	0,5	0,7	0,5	0,5	0,8	0,7	0,9
Mn	4,2	3,1	5,1	2,8	4,2	2,8	3,8	4,0	5,6	6,0	2,7
Sr	1265,6	1159,2	1257,5	1107,9	1585,9	1193,2	1076,1	1121,6	1166,4	1201,7	1153,5
Y	1926,4	627,4	767,3	723,2	902,4	680,1	615,5	557,1	737,1	940,9	779,6
Nb	1,1	0,6	0,7	2,0	0,9	1,0	0,7	0,9	0,9	1,8	1,3
Mo	180,0	165,0	182,5	435,0	196,0	244,2	189,0	344,0	406,5	255,6	259,8
Ba	12,4	1,7	3,3	2,6	5,4	9,1	5,9	3,5	8,5	5,0	4,6
La	6,7	6,9	17,6	1,6	16,5	5,6	4,6	0,9	3,4	3,8	3,8
Ce	58,8	56,9	118,9	13,3	106,4	50,0	43,1	11,0	32,3	26,7	32,0
Pr	22,1	19,0	33,3	5,2	31,5	17,9	15,8	5,2	12,9	10,3	12,9
Nd	186,4	142,7	215,4	50,1	218,1	141,8	129,1	51,3	126,0	98,7	124,3
Sm	98,7	58,9	77,9	39,5	92,7	70,5	60,1	37,2	84,2	75,8	74,9
Eu	62,2	38,9	49,4	26,7	57,0	45,6	30,3	20,1	39,7	48,3	42,2
Gd	190,2	93,1	112,4	93,9	143,0	110,3	100,5	76,6	152,3	186,5	147,6
Tb	37,6	16,8	19,6	20,0	25,2	19,9	18,1	15,3	27,8	36,3	27,7
Dy	253,4	109,4	124,9	137,8	160,3	126,9	116,9	107,3	178,0	222,7	177,4
Ho	55,2	21,7	24,6	27,9	32,3	24,8	24,9	23,1	36,2	40,9	34,8
Er	152,3	56,1	64,6	69,0	82,7	60,6	64,6	59,0	88,4	90,6	82,3
Tm	21,2	6,9	8,3	8,1	10,7	7,5	8,2	7,3	10,4	10,0	9,6
Yb	116,6	34,3	42,7	37,1	54,4	36,2	43,1	36,3	49,7	45,3	44,7
Lu	15,7	3,6	4,6	3,7	6,0	3,8	4,9	3,7	5,3	4,4	4,6
Pb	171,0	127,5	173,9	247,5	229,4	137,4	2627,7	634,0	195534,6	10374,4	1834,7
Th	0,2	0,1	0,1	<0,008	0,0	0,1	0,2	<0,01	0,3	0,1	0,0
U	<3	0,0	0,1	0,0	0,1	<0,17	0,1	0,0	0,7	<1,4	<0,015
ΣSEE+Y	-	1292,6	1681,6	1257,2	1939,3	1401,6	1279,7	1011,3	1583,5	1841,2	1598,4
ΣSEE	-	665,2	914,3	534,0	1036,9	721,5	664,2	454,2	846,5	900,3	818,8
ΣLSEE	-	225,5	385,2	70,3	372,5	215,4	192,6	68,3	174,6	139,4	173,0
ΣMSEE	-	317,1	384,3	317,9	478,2	373,3	325,9	256,6	481,9	569,7	469,8
ΣHSEE	-	122,6	144,8	145,8	186,1	132,9	145,7	129,4	190,0	191,1	176,1

3673,8=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

F) Chondritnormierte Werte und Verhältnisse der SEE in Scheelit

Scheelit Typ 1 (S1)																	
Probe Nr	F45_1								F45_2					F47_1			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
La	73,1	63,2	102,7	85,0	65,1	64,2	99,8	111,1	41,0	25,8	75,6	70,1	478,2	69,1	98,1	41,7	19,0
Ce	212,6	191,7	272,3	248,1	185,3	196,2	254,6	292,5	126,9	83,9	231,1	218,3	358,1	206,5	266,8	136,2	74,3
Pr	465,0	407,0	530,7	526,4	372,5	405,1	444,1	567,2	268,2	203,0	502,8	446,2	524,9	458,2	509,1	307,9	216,3
Nd	710,9	586,3	720,3	772,7	520,2	587,8	547,7	777,5	377,9	343,1	733,4	611,4	573,0	703,0	671,8	478,7	414,0
Sm	927,9	678,0	795,2	950,9	603,4	755,7	544,3	875,0	417,6	543,7	929,6	703,0	521,1	973,5	748,4	592,1	691,3
Eu	1366,7	1244,9	1480,4	1391,1	884,0	1081,9	942,4	1342,4	611,2	858,1	1644,8	1334,8	605,3	1589,3	1302,1	698,5	843,4
Gd	963,7	687,3	765,9	974,2	604,9	708,9	516,2	864,0	442,0	691,5	913,3	668,6	512,9	998,7	738,5	634,9	828,0
Tb	877,0	613,9	679,6	876,6	541,4	605,6	466,1	764,0	428,2	689,4	811,0	588,7	479,3	873,4	657,5	569,1	748,4
Dy	736,5	533,8	579,7	766,2	488,9	514,7	422,0	670,5	412,5	654,0	691,8	514,5	444,8	738,9	566,9	497,9	647,5
Ho	605,0	464,0	496,8	632,7	419,6	415,7	363,4	563,4	372,9	582,0	563,8	436,7	402,8	602,0	477,6	427,7	538,3
Er	474,3	391,0	413,0	524,8	364,2	341,5	325,3	478,2	330,5	501,0	453,4	370,3	366,6	465,6	396,3	367,3	427,7
Tm	352,1	313,8	329,0	400,7	294,2	256,4	276,9	372,7	275,0	404,1	341,0	298,8	323,2	338,0	312,7	289,0	308,3
Yb	246,0	233,6	245,2	290,1	225,9	186,9	226,1	278,9	210,1	309,4	245,5	225,5	268,1	231,0	232,3	222,4	217,8
Lu	165,2	162,3	168,8	195,2	157,7	122,7	159,2	188,8	145,0	221,4	164,3	156,0	200,2	153,6	160,8	160,7	148,3
La/Lu	0,4	0,4	0,6	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,3	0,1	0,5	0,4	0,9	0,5	0,6	0,3	0,1
La/Sm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,0
Lu/Sm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,3	0,2
Eu/Eu*	1,4	1,8	1,9	1,4	1,5	1,5	1,8	1,5	1,4	1,4	1,8	1,9	1,2	1,6	1,8	1,1	1,1

~~123,4~~=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Typ 1 (S1)																	
Probe	F47_1			SSH				SSH A				SSH B					
Nr	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
La	38,7	49,2	38,0	28,9	33,6	13,1	18,6	22,0	34,8	22,7	44,4	36,9	15,9	27,9	12,6	17,0	15,4
Ce	135,4	158,8	140,3	94,7	121,9	68,3	69,7	77,8	108,3	90,1	128,7	106,2	63,9	108,4	58,8	76,2	65,1
Pr	314,8	390,4	345,4	215,5	279,2	234,8	186,4	203,3	243,8	235,7	260,6	220,8	168,6	265,4	161,7	207,8	175,8
Nd	481,3	638,9	560,1	343,6	415,2	512,8	322,7	365,7	384,2	414,3	442,3	350,1	299,1	416,1	297,6	361,7	320,1
Sm	561,2	846,2	718,5	433,2	490,9	1004,8	444,5	612,5	489,0	614,5	1151,3	473,8	446,2	498,6	454,8	505,2	500,1
Eu	774,8	1002,6	890,6	513,8	616,2	1098,2	511,0	583,7	466,5	627,6	2252,5	542,3	480,9	576,8	530,5	642,5	535,3
Gd	570,7	895,5	773,3	509,1	526,9	1158,4	507,9	701,2	536,5	645,0	2210,1	547,1	532,3	504,9	544,9	569,3	582,6
Tb	489,4	765,7	668,5	470,2	468,6	1018,9	472,9	597,3	484,9	541,2	2313,6	517,0	480,7	427,6	473,8	508,1	527,2
Dy	416,2	611,2	567,5	428,2	423,1	825,5	421,9	489,3	429,3	441,5	2216,7	469,5	429,4	369,7	406,3	441,9	461,5
Ho	349,3	489,4	473,8	390,7	388,4	656,8	378,2	392,0	374,3	359,8	2196,4	413,9	381,9	320,9	351,5	384,7	411,2
Er	302,4	371,2	369,4	333,0	337,1	470,1	318,2	301,4	313,8	280,6	2138,6	353,1	337,4	276,6	291,6	323,1	344,2
Tm	233,4	259,6	266,2	267,1	276,8	302,1	246,1	207,5	240,1	199,8	2153,8	273,0	270,4	219,9	221,0	245,6	270,6
Yb	177,8	175,3	192,3	212,7	218,8	188,7	191,6	139,7	174,6	137,0	1967,5	200,7	211,9	164,9	161,7	180,3	210,3
Lu	122,2	118,7	135,8	158,2	162,5	120,5	131,1	94,1	125,1	92,1	1689,1	146,5	160,8	116,4	117,4	126,4	154,5
La/Lu	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2		0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
La/Sm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0		0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
Lu/Sm	0,2	0,1	0,2	0,4	0,3	0,1	0,3	0,2	0,3	0,1		0,3	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3
Eu/Eu*	1,4	1,2	1,2	1,1	1,2	1,0	1,1	0,9	0,9	1,0		1,1	1,0	1,1	1,1	1,2	1,0

~~123,4~~=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Typ 1 (S1)

Probe	SSH B			SSH C					SSH E					SSH F				
Nr	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	
La	14,9	14,0	8,9	19,2	15,3	91,8	25,3	47,2	42,9	17,7	13,6	37,6	13,3	30,7	24,0	47,8	37,4	
Ce	64,3	69,8	48,2	82,9	76,5	193,7	85,9	165,4	161,1	89,3	68,2	113,6	76,2	131,3	94,9	167,8	150,6	
Pr	169,9	231,5	185,9	265,4	250,7	310,0	205,8	352,5	387,7	259,9	225,7	242,8	262,0	364,1	245,3	383,6	363,2	
Nd	300,5	503,9	444,0	555,8	526,3	392,8	332,5	489,7	606,9	485,1	483,2	388,7	565,6	654,8	406,9	589,3	554,0	
Sm	428,2	946,2	883,9	952,8	859,7	427,3	452,2	495,5	720,4	762,6	962,2	534,0	1081,4	1035,7	549,1	752,4	673,9	
Eu	494,5	964,9	943,1	936,0	927,7	493,1	511,3	640,7	820,6	883,5	982,1	578,2	1112,6	1222,2	670,1	883,4	826,9	
Gd	496,2	1088,0	1014,6	1042,3	956,1	451,2	480,1	505,1	753,5	821,2	1056,5	575,5	1177,3	1128,7	553,5	719,8	661,3	
Tb	437,7	931,2	851,4	911,2	827,8	420,2	426,5	450,6	663,6	731,0	929,0	492,4	974,0	995,2	477,5	596,4	588,3	
Dy	383,8	753,1	685,7	748,7	695,5	392,8	381,3	419,4	593,7	649,3	780,2	427,7	772,2	828,8	405,3	476,8	519,7	
Ho	339,4	593,4	553,4	607,6	570,8	370,7	338,4	394,0	528,8	556,0	641,5	367,6	611,1	685,6	346,8	386,8	456,3	
Er	287,9	433,2	416,6	456,1	442,7	326,6	284,1	355,2	444,2	445,2	486,1	301,6	440,8	519,2	280,1	303,5	392,4	
Tm	224,7	281,3	280,7	299,1	298,9	277,2	224,5	306,7	353,8	329,7	337,6	239,2	295,1	356,1	215,3	229,6	310,7	
Yb	169,2	178,4	182,8	196,7	194,4	226,8	170,1	248,5	266,0	236,6	231,7	188,0	194,9	238,8	157,1	169,5	235,0	
Lu	121,3	113,4	119,2	130,1	125,1	172,9	122,4	184,4	189,7	163,0	157,1	143,6	127,2	158,6	106,9	116,0	168,9	
La/Lu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	0,4	0,2	
La/Sm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	
Lu/Sm	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	
Eu/Eu*	1,1	1,0	1,0	0,9	1,0	1,1	1,1	1,3	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	1,1	1,2	1,2	1,2	

423,4=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Typ 1 (S1)																	
Probe	SSH F							SSB-30					SSB X1				SSB X3
Nr	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68
La	35,8	35,7	40,1	26,2	52,3	48,9	43,2	37,7	11,4	28,8	18,3	29,7	155,8	131,7	100,1	88,4	89,1
Ce	148,6	146,7	162,4	113,7	176,3	177,2	169,0	140,4	48,1	93,3	59,3	96,8	225,7	220,6	196,3	207,2	197,4
Pr	329,2	363,9	386,9	290,6	372,1	367,4	387,8	330,5	167,0	249,0	164,4	266,8	312,4	343,1	315,1	400,6	384,0
Nd	465,3	593,3	599,8	489,4	545,5	516,0	606,5	541,5	385,3	473,1	331,8	518,5	374,5	446,2	390,9	593,7	579,0
Sm	500,0	823,5	772,9	713,2	642,5	553,3	773,6	734,2	906,5	889,9	722,8	986,2	420,3	541,7	420,2	851,2	779,3
Eu	645,3	981,5	963,1	825,7	732,4	678,3	899,4	885,7	983,5	953,8	816,7	1086,3	377,1	462,8	402,9	782,0	723,7
Gd	520,5	854,6	816,7	673,9	654,9	545,0	782,7	759,8	1042,4	1117,9	964,5	1214,6	497,2	640,3	512,4	1045,2	1020,4
Tb	464,0	751,6	746,6	528,9	574,6	478,3	684,5	662,3	865,8	1021,1	893,1	1107,8	493,5	629,5	521,5	1000,1	1027,5
Dy	420,6	632,3	665,0	401,6	507,3	429,0	595,7	564,2	649,7	825,6	736,4	893,6	446,7	551,8	499,0	860,6	905,6
Ho	385,0	524,1	579,1	290,1	433,4	378,8	504,8	461,0	464,2	633,4	557,8	678,2	384,3	461,6	464,2	692,7	760,2
Er	342,4	405,0	474,2	202,4	352,8	331,7	410,8	355,1	315,7	449,7	398,7	476,3	315,2	355,3	414,9	527,8	580,7
Tm	281,3	282,3	350,7	130,5	265,5	273,0	311,4	252,1	200,4	288,2	253,2	303,3	251,3	254,9	352,6	383,4	393,9
Yb	215,9	190,6	249,5	83,2	202,3	219,3	231,4	176,3	121,6	174,9	150,5	184,4	192,0	179,6	283,8	268,3	265,7
Lu	159,4	125,5	173,0	49,3	143,3	161,5	161,4	118,5	71,8	108,7	91,1	111,6	141,5	125,0	219,6	184,9	183,3
La/Lu	0,2	0,3	0,2	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	1,1	1,1	0,5	0,5	0,5
La/Sm	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2	0,2	0,1	0,1
Lu/Sm	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,2	0,5	0,2	0,2
Eu/Eu*	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,2	1,2	1,2	1,0	1,0	1,0	1,0	0,8	0,8	0,9	0,8	0,8

123,4=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Typ 1 (S1)										
Probe	SSB X3			WP-SG2						
Nr	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78
La	70,9	56,5	36,9	68,5	174,5	52,6	120,2	45,8	56,4	86,3
Ce	170,6	143,6	112,0	164,8	290,7	146,3	211,3	124,7	187,7	239,8
Pr	355,8	305,3	276,2	335,2	393,2	309,2	304,8	296,8	449,5	489,1
Nd	562,1	510,5	500,2	538,3	425,5	458,1	364,7	516,0	716,3	673,2
Sm	804,5	792,0	872,1	823,3	401,2	588,9	435,1	814,5	895,8	696,0
Eu	781,5	724,1	815,4	739,6	426,9	703,8	514,5	962,4	1394,9	1276,7
Gd	1027,2	1082,2	1077,1	1126,4	446,9	656,0	477,5	898,9	936,6	665,5
Tb	1028,0	1080,6	1001,8	1124,8	439,6	595,6	447,7	794,1	819,3	589,5
Dy	901,6	921,0	802,0	964,0	425,6	530,5	408,9	660,5	683,4	520,0
Ho	746,9	758,3	619,5	805,8	400,9	454,0	368,0	528,7	538,0	442,9
Er	566,8	556,4	434,6	608,8	377,5	379,3	336,6	411,7	407,4	371,9
Tm	384,1	371,1	277,0	406,8	338,8	292,3	297,4	298,8	286,9	295,1
Yb	254,0	245,5	176,6	273,3	299,9	214,9	255,1	218,5	191,0	222,9
Lu	170,8	165,7	115,6	190,2	236,8	146,9	197,1	148,4	119,5	151,1
La/Lu	0,4	0,3	0,3	0,4	0,7	0,4	0,6	0,3	0,5	0,6
La/Sm	0,1	0,1	0,0	0,1	0,4	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1
Lu/Sm	0,2	0,2	0,1	0,2	0,6	0,2	0,5	0,2	0,1	0,2
Eu/Eu*	0,9	0,8	0,8	0,8	1,0	1,1	1,1	1,1	1,5	1,9

~~123,4~~=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Rand (S1 r)																	
Probe	F45_1				F45_2				F47				SSH A				SSH B
Nr	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106
La	76,2	12,3	27,5	97,8	29,7	60,1	139,3	134,2	67,9	33,7	37,3	25,4	36,5	18,0	22,6	18,4	14,3
Ce	216,3	42,1	88,1	245,1	92,6	148,6	262,2	277,9	184,2	115,8	124,0	103,2	95,2	67,4	83,5	70,5	59,4
Pr	457,8	108,4	221,9	442,5	225,7	255,0	385,2	429,2	379,4	285,3	286,1	284,5	185,4	178,3	213,9	186,4	160,7
Nd	684,1	193,8	384,7	573,9	385,1	315,1	438,6	498,0	552,2	475,2	452,9	505,7	256,1	324,6	368,5	333,2	290,6
Sm	861,3	365,8	603,5	613,5	613,1	323,1	460,3	506,3	714,2	641,0	552,3	718,8	302,8	522,0	551,6	500,8	463,6
Eu	1333,3	618,1	958,1	998,3	800,5	477,7	663,4	642,9	1240,0	875,4	658,0	841,4	322,3	531,4	629,5	525,5	504,9
Gd	910,0	522,2	714,8	584,5	698,1	335,8	512,7	511,3	749,4	744,7	612,3	826,1	318,3	610,5	590,7	566,1	563,3
Tb	844,4	538,1	680,1	516,2	646,5	310,7	509,1	478,9	678,2	663,4	538,2	714,4	278,6	527,0	498,5	485,9	534,1
Dy	723,9	506,7	601,3	460,1	583,5	300,4	490,1	437,4	597,3	587,5	462,2	585,3	246,4	445,6	408,1	412,8	491,9
Ho	604,1	432,6	491,8	393,4	505,0	273,5	448,9	389,8	498,4	497,7	399,8	472,9	213,7	371,6	326,5	341,6	449,6
Er	484,5	353,9	398,2	348,9	435,1	253,4	403,1	349,9	404,8	418,4	324,8	355,6	183,6	292,2	252,2	276,1	393,6
Tm	363,2	264,9	303,8	287,9	361,9	225,0	345,0	300,9	308,0	327,3	247,2	252,1	144,7	213,2	184,5	201,9	315,4
Yb	257,3	190,2	223,7	230,4	285,0	187,5	282,7	252,6	220,6	253,5	186,1	173,0	112,8	151,0	126,9	142,9	242,5
Lu	176,8	120,5	141,2	159,1	207,3	135,3	207,5	186,8	152,4	178,6	134,0	118,9	80,3	105,5	84,7	96,9	178,9
La/Lu	0,4	0,1	0,2	0,6	0,1	0,4	0,7	0,7	0,4	0,2	0,3	0,2	0,5	0,2	0,3	0,2	0,1
La/Sm	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Lu/Sm	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,4
Eu/Eu*	1,5	1,4	1,5	1,7	1,2	1,5	1,4	1,3	1,7	1,3	1,1	1,1	1,0	0,9	1,1	1,0	1,0

123,4=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Rand (S1 r)										
Probe	SSH B			SSH C	SSH E	SSH F			WP-SG2	SSB 30
Nr	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116
La	13,9	12,2	16,7	11,5	45,0	43,9	44,4	38,8	48,9	24,6
Ce	66,5	57,8	74,8	59,0	162,9	158,6	159,2	151,5	141,1	79,5
Pr	192,7	168,1	206,6	238,9	380,8	378,4	335,2	346,4	296,5	218,5
Nd	343,2	314,1	356,4	621,1	587,0	600,5	470,5	516,2	422,0	431,6
Sm	508,1	469,1	502,8	1348,8	671,9	771,6	524,9	617,3	499,2	834,3
Eu	627,6	531,5	589,6	1337,5	803,2	832,2	635,3	730,6	827,4	912,9
Gd	552,9	546,9	534,2	1353,3	690,4	770,1	523,4	623,6	530,7	1052,3
Tb	485,9	486,7	459,7	1039,7	603,9	670,0	462,2	545,9	473,3	970,5
Dy	414,7	425,7	381,5	759,4	545,8	569,2	409,5	477,3	407,8	793,3
Ho	348,0	369,2	319,4	539,4	491,5	495,1	376,4	415,6	335,7	620,3
Er	283,2	310,5	253,2	365,1	419,4	404,9	325,7	348,2	276,0	445,5
Tm	210,7	236,9	184,2	225,2	343,9	309,4	273,6	271,2	218,4	296,3
Yb	150,9	171,9	131,9	138,6	265,9	230,9	219,3	204,9	164,1	181,1
Lu	106,4	125,4	89,6	89,6	194,1	164,2	162,4	146,0	111,4	114,7
La/Lu	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2
La/Sm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0
Lu/Sm	0,2	0,3	0,2	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1
Eu/Eu*	1,2	1,0	1,1	1,0	1,2	1,1	1,2	1,2	1,6	1,0

~~123,4~~=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

Scheelit Typ 2 (S2)											
Probe	F45_1			F45_2			SSH		SSH E	WP-SG2	
Nr	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89
La	27,4	28,4	72,1	6,7	67,5	22,9	18,8	3,5	14,0	15,6	15,6
Ce	92,4	89,2	186,3	20,9	166,7	78,4	67,6	17,2	50,7	41,8	50,1
Pr	229,3	197,3	345,8	53,9	327,2	186,0	164,4	54,1	133,7	107,1	134,1
Nd	393,5	301,1	454,6	105,8	460,4	299,4	272,4	108,2	265,8	208,2	262,3
Sm	640,7	382,4	506,0	256,6	602,1	457,6	390,3	241,7	546,7	492,5	486,1
Eu	1072,7	670,7	851,8	460,5	982,2	786,3	521,6	346,9	683,9	833,1	726,7
Gd	931,2	455,8	550,4	459,4	699,9	540,1	491,9	374,9	745,3	913,0	722,6
Tb	1004,7	448,1	522,3	534,3	671,9	531,9	483,5	409,2	741,4	970,2	739,2
Dy	997,1	430,6	491,6	542,2	631,0	499,6	460,1	422,2	700,6	876,4	698,3
Ho	972,9	382,9	434,2	491,5	569,8	437,1	439,9	407,1	638,3	720,9	614,2
Er	917,5	338,1	389,3	415,9	498,2	365,2	389,0	355,2	532,4	545,5	495,9
Tm	827,0	269,9	322,5	316,5	415,9	293,8	321,3	284,4	404,9	389,6	374,4
Yb	706,2	207,8	258,5	224,6	329,8	219,1	261,1	219,9	300,9	274,1	270,8
Lu	616,5	139,9	182,6	144,9	237,3	148,4	192,4	147,3	210,5	174,1	181,9
La/Lu		0,2	0,4	0,0	0,3	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1
La/Sm		0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lu/Sm		0,4	0,4	0,6	0,4	0,3	0,5	0,6	0,4	0,4	0,4
Eu/Eu*		1,6	1,6	1,3	1,5	1,6	1,2	1,2	1,1	1,2	1,2

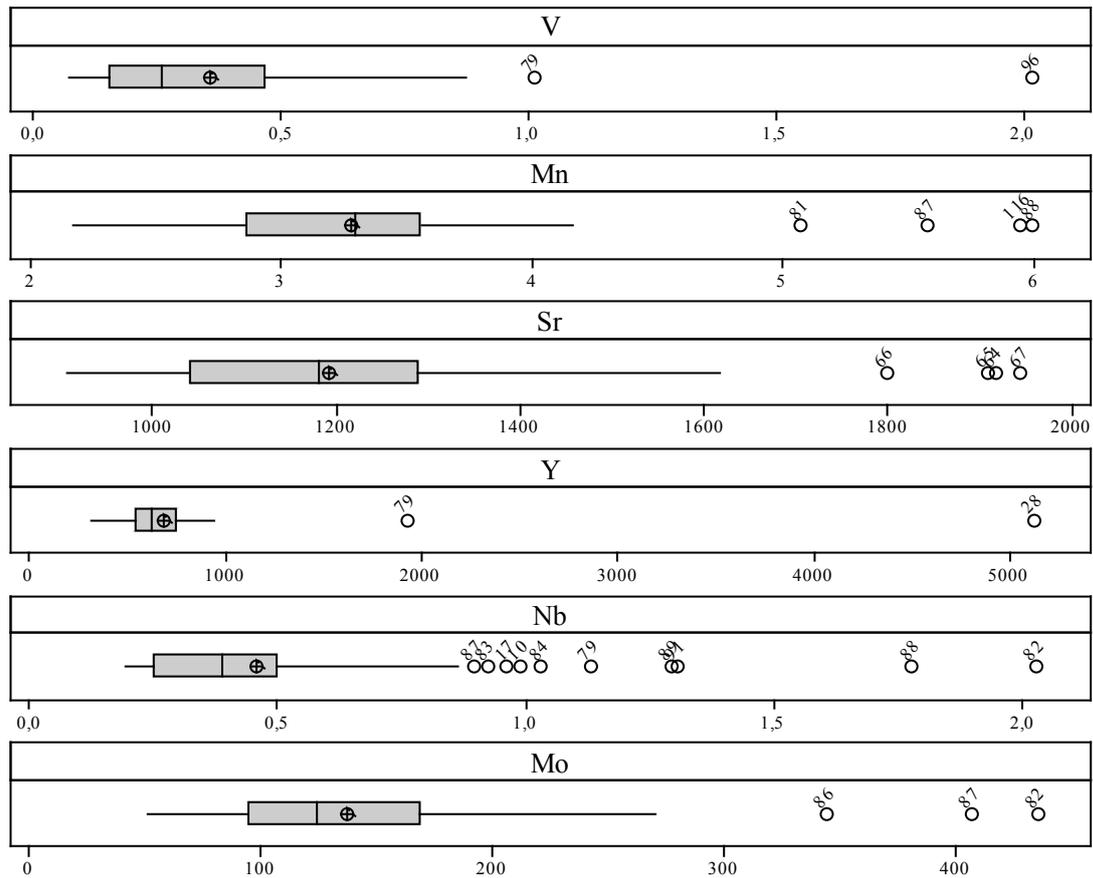
Conditwerte nach Evens (1978)
0,2446
0,6379
0,0964
0,4738
0,1540
0,0580
0,2040
0,0375
0,2541
0,0567
0,1660
0,0256
0,1651
0,0254

~~123,4~~=Ausreißer - wurde in Diagrammen und Analysen nicht berücksichtigt

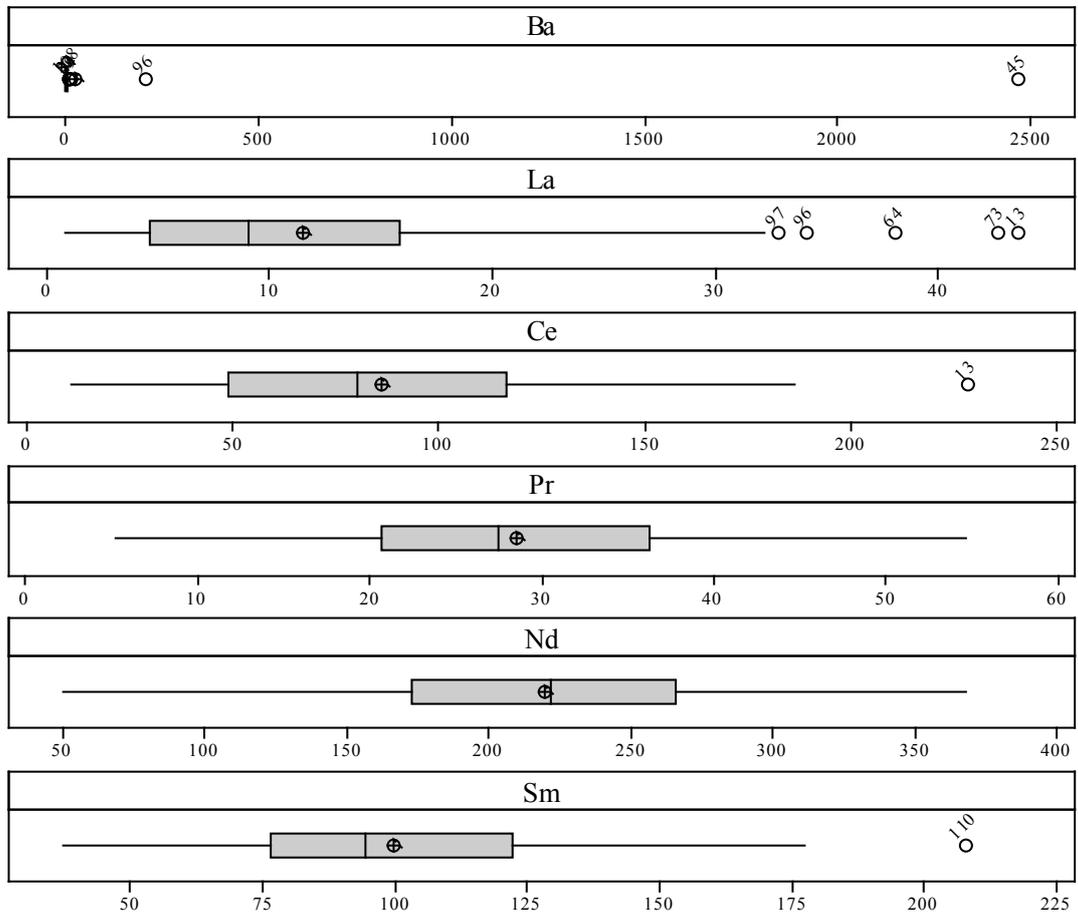
G) Unbereinigte Boxplots zur Darstellung der LA-ICPMS Spurenelementanalysen an Scheelit

Erklärung zu den Symbolen der Boxplots in Kapitel 8.2, Abbildung 95. Alle Werte in ppm.

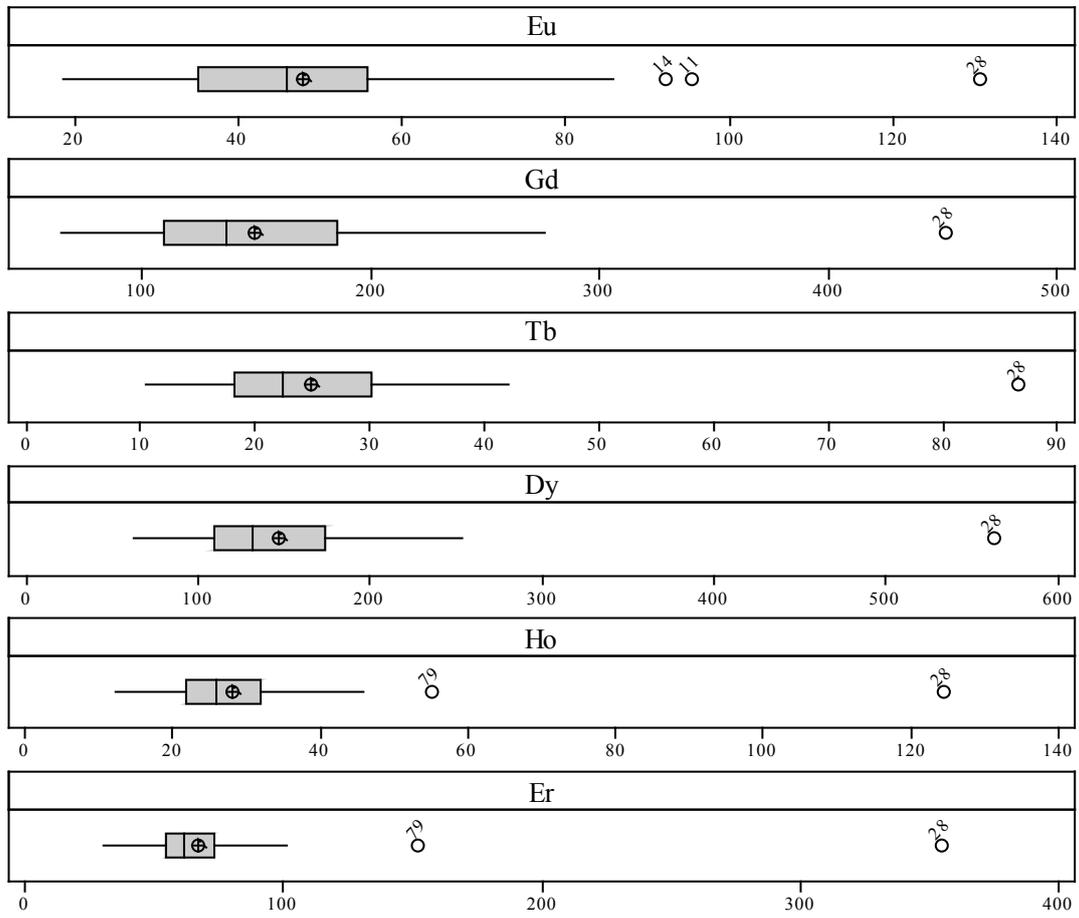
Boxplots von V, Mn, Sr, Y, Nb, Mo



Boxplots von Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm



Boxplots von Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er



Boxplots von Tm, Yb, Lu, Pb, Th, U

