

Masterarbeit

**Quecksilbermobilität in der  
Rannach-Decke des Grazer  
Paläozoikums**

eingereicht an der

**Montanuniversität Leoben**

erstellt am

**Department für Angewandte Geowissenschaften**

**Lehrstuhl Geologie und Lagerstättenlehre**

**Vorgelegt von:**  
BSc. Andreas Klappf

**Betreuer:**  
O.Univ.-Prof. Dr.phil. Fritz Ebner

Leoben, Juli 2012

## **Eidesstattliche Erklärung**

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

Leoben, 27.07.2012

Andreas Klaf

## Zusammenfassung

In der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums treten im Raum Gratkorn/Gratwein nahezu monomineralische Zinnermineralisationen auf, die in mikritischen Kalken der Kanzel-Subformation an Quarz/Kalzit-Gänge und intergranular an Nester grobspätiger eisenschüssiger Karbonate gebunden sind. Im Zuge dieser Arbeit wurden die Herkunft des Quecksilbers und seine spätere Mobilität untersucht.

Durch Remobilisation des Hg bei der Gesteinsverwitterung und adsorptive Bindung an Tonminerale kommt es in Bodenhorizonten über den paläozoischen Kalken zu deutlichen Hg-Anomalien, welche an einen E-W-Streifen von Gratkorn – St. Pankrazen gebunden sind, in dem nicht mineralisierte Givetkalke gegenüber den anderen karbonatischen Schichtgliedern der Rannach-Fazies stark erhöhte Hg- (bis zum 50-fachen des Clark-Wertes von Kalken), Sb- und Co-Gehalte zeigen. Die Bodenproben führen Hg-Gehalte, die über mineralisierten Bereichen bis auf 8000 ppb ansteigen. Bemerkenswert sind in diesen Kalken auch einige Einschaltungen basischer Tuffe, die ebenfalls stark erhöhte Werte dieser Elemente aufweisen.

Die Bindung der Hg-Anomalien und der Tuffe an die Givetkalke legt eine primäre nicht visualisierbare vulkanogene Hg-Anreicherung in Teilbereichen des damaligen Karbonatschelfs nahe. Aufgrund der Mineralisationsarten und der Ergebnisse der Mikrothermometrie und von Kationen-Geothermometern kann auf niedrigtemperierte hydrothermale Vererzung (ca. 80-160°C) bei einer  $\pm$  zeitgleichen Bildung der grobkörnigen Karbonate und Quarz/Kalzit-Gänge mit den Zinner-Mineralisationen geschlossen werden. Die Position der Mineralisationen und die C/O-Isotopencharakteristik zeigen, dass die Fluidbewegungen und Stofftransporte nur lokal und auf den Nahbereich der Kanzel-Subformation beschränkt waren.

Offen ist der Zeitpunkt der Vererzungen. Für eine frühere diagenetische Mineralisation spricht die Verfügbarkeit intraformationeller Wässer während dieser Phase. Alternativ ist auch an spätalpidische Fluidaktivitäten nach dem Aufstieg des Gleinalm-Domes während der neogenen Escape-Tektonik zu denken, die zu E-W verlaufenden Störungszonen und zur Anlage des Reiner Beckens am Rand des Hg-Anomaliestreifens führten.

Da Quecksilber und Zinner eine sehr geringe Wasserlöslichkeit haben, kann eine Grundwasserkontamination, wie auch durch hydrochemische Untersuchungen belegt, im Untersuchungsgebiet ausgeschlossen werden.

## Abstract

Within the Rannach-Nappe of the Graz Palaeozoic almost monomineralic cinnabar mineralisations occur in quartz-calcite veins and stocks of sparry carbonates within the Kanzel-Member of the Kollerkogel-Formation around Gratwein/Gratkorn. The goals of this work are focused to the source and mobility of mercury in this area.

Due to the mobilisation of Hg during weathering of the rocks and adsorption to clay-minerals of the soils, there are some mercury-anomalies in soils above Paleozoic limestones. Soils above mineralized limestones have high contents of mercury (up to 8000 ppb). The anomalies are situated in an E-W corridor from Gratkorn – St. Pankrazen where non mineralized Givetian limestones (Kanzel-Member and equivalents) show high contents of mercury, antimony and cobalt compared to the other carbonatic formations. Some alkaline volcanic tuffs with high contents of these elements were also found in Givetian limestones.

The linking of the Hg-anomalies and the tuffs to the Givetian limestones suggests a primary non-visualisable volcanic Hg-enrichment in some parts of the Givetian carbonate shelf. The type of the mineralisation and the results of the microthermometry and cation-geothermometers indicate a low-temperature hydrothermal formation (80-160°C) for the mercury mineralisation and ± simultaneously formation of the coarse-grained carbonates and quartz-calcite veins with cinnabarite mineralisations. The position of the mineralisations and the character of the C/O-isotopes constrain, that the fluid-movement and the mass transport are only restricted to the area of the Kanzel-Member.

The time for the mineralisation is not known exactly. Two models are open for discussion. One possibility is an early formation due to the general availability of intraformational fluids during the diagenetic stage. The other model is related to late Alpine fluid activities after the uplift of the Gleinalm metamorphic dome during Neogene escape-tectonics along E-W fault zones and formation of the Neogene Rein basin at the margin of the Hg-anomaly.

As mercury and cinnabar have a very low water solubility a contamination of the groundwater, as also indicated by the hydrochemistry, can be excluded.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Eidesstattliche Erklärung</b> .....	<b>I</b>
<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>II</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>III</b>
<b>Inhaltsverzeichnis</b> .....	<b>IV</b>
<b>Danksagung</b> .....	<b>VIII</b>
<b>1 Problemstellung und Vorarbeiten</b> .....	<b>1</b>
<b>2 Lage des Arbeitsgebietes und geologischer Überblick</b> .....	<b>2</b>
2.1 Geographischer Überblick .....	2
2.2 Geologischer Überblick .....	2
2.2.1 Grazer Paläozoikum .....	2
2.2.1.1 Die fazielle Entwicklung des Grazer Paläozoikums .....	6
2.2.1.2 Schichtfolge der Rannach-Decke.....	8
<b>3 Beschreibung der Lithologien im Arbeitsgebiet</b> .....	<b>10</b>
3.1 Die Plabutsch-Formation .....	10
3.2 Die Gaisbergsattel-Subformation .....	11
3.3 Die Kanzel-Subformation .....	11
3.4 Die Steinberg-Formation .....	13
3.5 Die St. Pankrazen-Formation.....	14
<b>4 Zinnobervorkommen in der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums</b> .....	<b>16</b>
4.1 Quecksilberschurfbau Tallakkogel .....	17
4.1.1 Grubenbaue .....	19
4.1.2 Der Mineralinhalt.....	20
4.1.3 Probenbeschreibung .....	20
4.2 Zinnober am Marxenkogel - Rumpelbauer .....	22
4.3 Zinnoberfund am Kugelberg .....	22
<b>5 Quecksilberanomalien im Boden über dem Grazer Paläozoikum</b> .....	<b>24</b>
5.1 Methodik .....	24
5.2 Lage der Anomalien.....	26
5.2.1 Bereich Rannach .....	27
5.2.2 Bereich Gratkorn .....	29
5.2.3 Bereich Plabutsch .....	29

5.2.4	Bereich Gratwein .....	29
5.2.5	Bereich St. Pankrazen .....	32
<b>6</b>	<b>Lage und Beschreibung der im Detail untersuchten Lokalitäten .....</b>	<b>35</b>
6.1	Schliffbeschreibungen der zinnoberführenden Hauptlithologien .....	35
6.1.1	Kalke der Kanzel-Subformation .....	35
6.1.2	Grobspätiges Karbonat in der Kanzel-Subformation .....	38
6.2	Bereich Gratwein: Kalvarienberg – Tallakkogel .....	39
6.3	Gratwein: Schneiderloch .....	43
6.4	Nördlich Gratwein: Wollschlager .....	51
6.5	Gratkorn: Zigeunerloch .....	53
6.6	St. Pankrazen .....	60
<b>7</b>	<b>Geochemie .....</b>	<b>63</b>
7.1	Hauptelemente in den untersuchten Lithologien .....	65
7.2	Spurenelemente in den untersuchten Lithologien .....	66
7.3	Quecksilbergehalte .....	68
7.3.1	Hg in Gesteinen .....	68
7.3.1.1	Kalke der Kanzel-Subformation und -äquivalente .....	68
7.3.1.1.1	Kalke der Kanzel-Subformation .....	68
7.3.1.1.2	Platzlkogel-Subformation .....	70
7.3.1.2	Weitere karbonatische Schichtglieder der Rannach-Decke .....	70
7.3.1.2.1	Plabutsch-Formation .....	70
7.3.1.2.2	Gaisbergsattel-Subformation .....	71
7.3.1.2.3	Steinberg-Formation .....	72
7.3.1.2.4	Flösserkogel-Formation .....	73
7.3.1.2.5	Vererzungsbereich - Tallakkogel .....	74
7.3.1.2.6	Grobspätige Karbonate .....	75
7.3.1.3	Basische Tuffe .....	76
7.3.1.4	Gosauschichten .....	77
7.3.1.4.1	Kreidekalk .....	77
7.3.1.4.2	Bitumenmergel .....	78
7.3.2	Hg in Böden .....	79
7.3.2.1	Bodenbeschreibung und Mineralogie .....	79
7.3.2.1.1	Probe 1 – Schneiderloch .....	81

7.3.2.1.2	Probe 2 – Kierl.....	81
7.3.2.2	Hg-Gehalte in den Bodenhorizonten .....	82
7.3.3	Hg in Wasserproben .....	83
7.4	Stabile Isotopenuntersuchungen .....	84
7.4.1	Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopie .....	84
7.4.2	Sulfidschwefelisotopie.....	86
7.5	Fluidcharakteristik .....	86
7.5.1	Fluide in den Zinnobervererzungen.....	86
7.5.2	Flüssigkeitseinschlüsse in den Gesteinen der Rannach-Decke .....	87
<b>8</b>	<b>Interpretation und Diskussion der Ergebnisse .....</b>	<b>90</b>
<b>9</b>	<b>Schlussfolgerungen – Conclusions .....</b>	<b>111</b>
	<b>Literaturverzeichnis.....</b>	<b>116</b>
	<b>Abbildungs- und Tabellenverzeichnis.....</b>	<b>122</b>
	<b>Anhang A: Geologische Karte Schneiderloch .....</b>	<b>128</b>
	<b>Anhang B: Probenliste .....</b>	<b>129</b>
	<b>Anhang C: Haupt- und Spurenelementanalysergebnisse .....</b>	<b>131</b>
	<b>Anhang D: Crush-Leach-Analyseergebnisse.....</b>	<b>136</b>
	<b>Anhang E: Atomabsorptionsspektroskopieergebnisse .....</b>	<b>137</b>

*Erfahrung*

*nennt man die Summe aller unserer*

*Irrtümer!*

Thomas Alva Edison

## **Danksagung**

Ich bedanke mich sehr herzlich bei Herrn O.Univ.-Prof. Dr.phil. Fritz Ebner für die Betreuung und Unterstützung, die mir die Verfassung dieser Arbeit ermöglicht haben. Weiters möchte ich mich bei Herrn Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Walter Prochaska für die tatkräftige Hilfe bei den Analysen und beim Lehrstuhl für Mineralogie und Petrologie für das Bereitstellen der Mikroskope bedanken. Auch dem Lehrstuhl für Erdölgeologie und Herrn Franz Seidl bin ich für die Röntgendiffraktometrieanalysen der Bodenproben zu Dank verpflichtet.

Dankenswerterweise haben mir die Abteilungen Geologie und Mineralogie des Landesmuseums Joanneum Probenmaterial und Mag. Volker Weissensteiner vom Landesverein für Höhlenkunde in der Steiermark die Planunterlagen für die Kartierungsarbeiten im Schneiderloch zur Verfügung gestellt.

Bei Frau Dipl.-Ing. Katharina Gasser-Ulm bedanke ich mich für die Aufnahme der Wasserproben und die Weiterleitung zur hydrochemischen Analyse.

Mein Dank gilt auch Frau Sabine Feuchter für die Hilfe bei der Schliiffherstellung und allen die mir mit Ideen oder durch Korrekturlesen beim Schreiben geholfen haben. Besonders möchte ich mich auch bei meiner Familie bedanken, die mir während meines Studiums jedwede Unterstützung in allen Lebenslagen zukommen ließ.

# 1 Problemstellung und Vorarbeiten

In der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums treten an einigen Lokalitäten gangförmige, in der Kollerkogel-Formation im Niveau der mitteldevonen Kanzel-Subformation und deren Äquivalente (Platzkogel-Subfm.) schichtgebundene Zinnobervererzungen auf. Rezente Bodenbildungen über den paläozoischen Kalken zeichnen sich durch Hg-Konzentrationen mit deutlichen Anomalien im Bereich dieser Schichtglieder aus (Ebner & Weber, 1982). Es wird von der Hypothese ausgegangen, dass basischer Vulkanismus im Devon (Tuffe im Raum St. Pankrazen) zu einer vulkanosedimentären Voranreicherung des Quecksilbers im Karbonatsediment führte. Jüngere Mobilisationen sollen die bekannten Zinnobergangvererzungen und detektierbaren Hg-Aureolen im Umfeld der Vererzungen gebildet haben. Rezente bis subrezente Vorgänge der Bodenbildung dürften zuletzt zu den Hg-Konzentrationen in den Böden geführt haben.

Neben einer isotopischen Charakteristik junger Zinnobervererzungen in paläozoischen Schichtfolgen sollen in dieser vorliegenden Arbeit durch die umfassenden geochemischen Datensätze (Haupt- und Spurenelement-, Isotopen-, und Fluiduntersuchungen) die Stoffmobilisationen rekonstruiert werden.

Diese Masterarbeit baut auf einige Vorarbeiten auf. WEBER (1979) zeigte im Zuge von Prospektionsarbeiten auf Pb/Zn im Grazer Paläozoikum, dass die Hg-Vererzungen vermutlich schichtgebunden im Niveau der Kanzel-Subfm. in der Kollerkogel-Fm. der Rannach-Decke auftreten.

In einem Nachfolgeprojekt zur geochemischen Prospektion auf Quecksilbervererzungen im Grazer Paläozoikum wurde der Nachweis von Hg-Anomalien in Bodenbildungen über mitteldevonischen Kalken (Kanzel-Subfm. und Platzkogel-Subfm.) erbracht (EBNER & WEBER, 1982). Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen wurden von MALI (1996) in den Gangmineralisationen des Tallakkogels durchgeführt und ergaben zwei Typen von Fluiden: ein CO<sub>2</sub>-haltiges höher salinares Fluid und ein niedrig salinares Fluid.

Außerdem konnte auf Spurenelementanalysen von Karbonaten aus der Rannach- und Hochlantsch-Decke aus einer Meldearbeit von EDLINGER & WURMBAUER (2002) zurückgegriffen werden.

## 2 Lage des Arbeitsgebietes und geologischer Überblick

### 2.1 Geographischer Überblick

Das Arbeitsgebiet liegt in der Steiermark, nordwestlich von Graz, im Bezirk Graz-Umgebung. Es umfasst die Gemeinden Gratkorn, Gratwein, Eisbach (rechts in Abb. 1) und St. Pankrazen, den Hauptort der Gemeinde Gschnaidt (linker Rand der Abb. 1).



Abbildung 1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes (Quelle: google earth; Zugriffsdatum: 19.04.2012)

### 2.2 Geologischer Überblick

#### 2.2.1 Grazer Paläozoikum

Das Grazer Paläozoikum umfasst ein ca. 1250 km<sup>2</sup> großes Gebiet, welches nördlich und westlich vom Gleinalm- beziehungsweise Koralmkristallin und im Osten vom Kristallin von St. Radegund und vom Raabalpenkristallin begrenzt wird. Gegen Süden tauchen die Paläozoikumsabfolgen unter neogene Sedimente des Steirischen Beckens. Im südwestlichen Abschnitt wird das Grazer Paläozoikum transgressiv von oberkretazischen Sedimenten der Kainacher Gosau überlagert (Abb. 2) (EBNER et al., 2000).

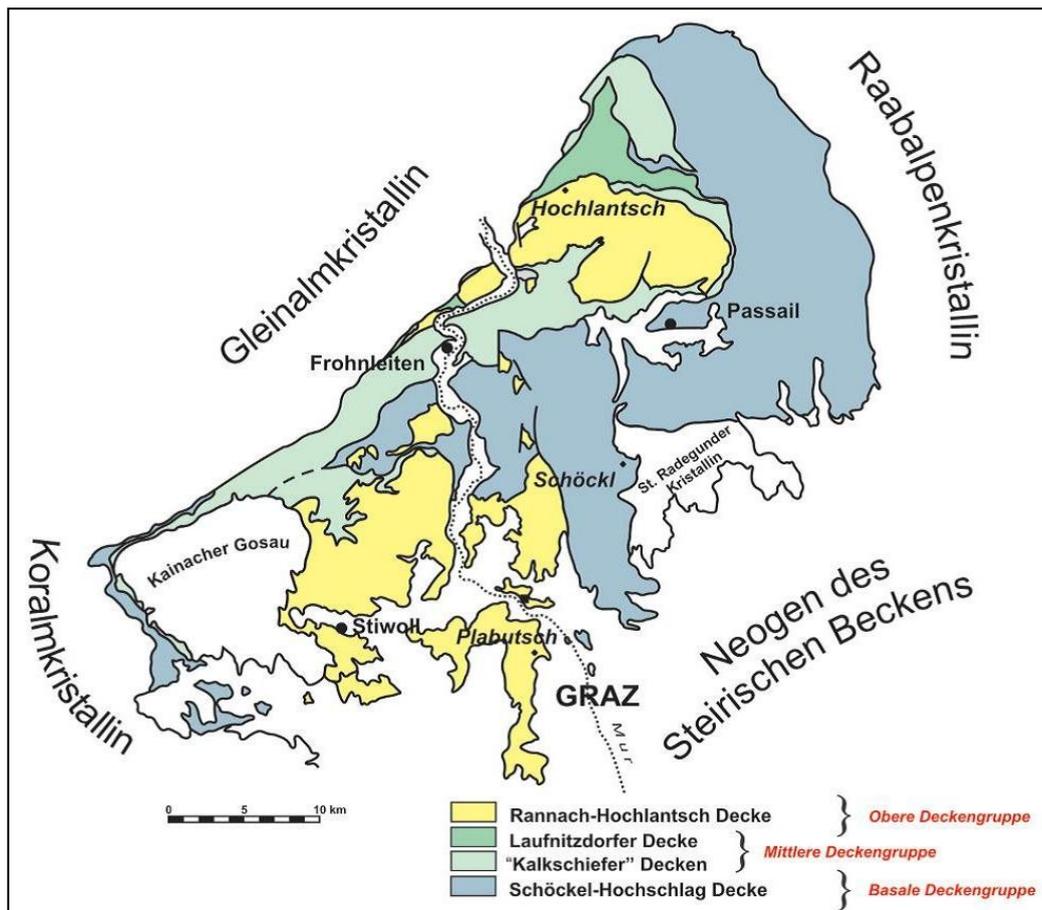


Abbildung 2: Das Grazer Paläozoikum, seine Umrahmung und Interngliederung in Deckengruppen (EBNER et al., 2000)

Das Grazer Paläozoikum ist Teil des oberostalpinen Deckenstapels und besteht aus mehreren Fazies- und Mehrfaziesdecken. Es gliedert sich tektonisch in eine tiefe (basale), eine mittlere und eine hohe Deckengruppe (FRITZ & NEUBAUER, 1990). Die tiefe Deckengruppe wird durch die Schöckel-Hochschlag-Decke vertreten, der mittleren Deckengruppe werden die Laufnitzdorf- und Kalkschieferdecken zugewiesen. Zur hohen Deckengruppe zählen die Rannach- und Hochlantsch-Decken (Abb. 3) (EBNER et al., 2000).

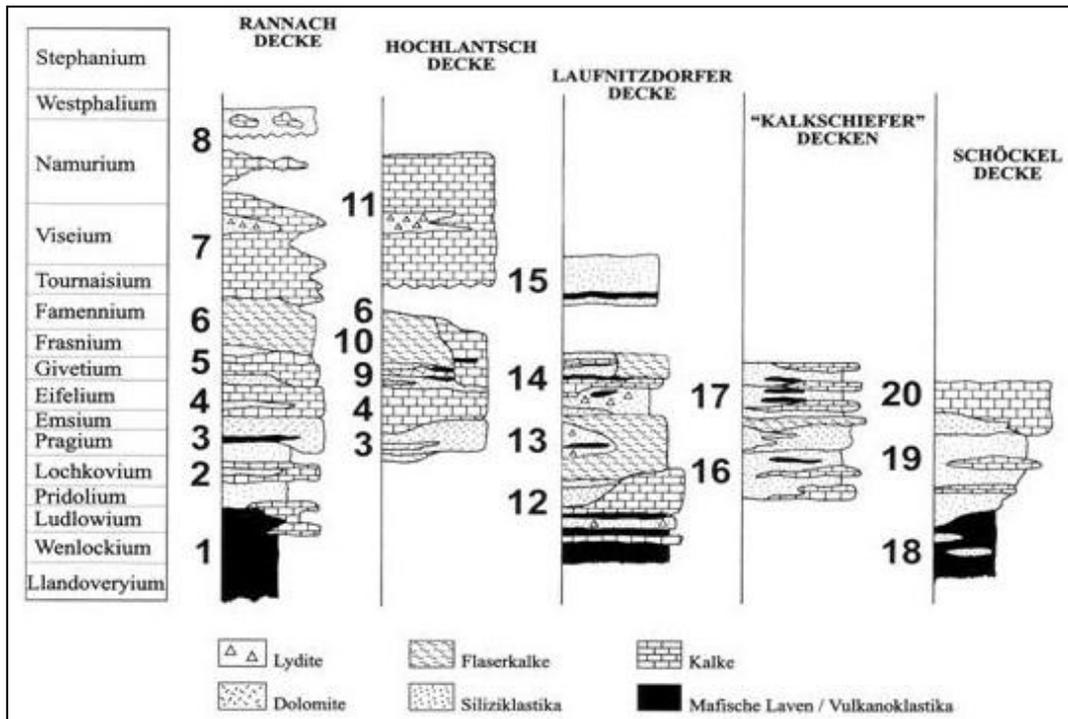


Abbildung 3: Stratigraphisches Überblicksschema der Decken im Grazer Paläozoikum. Verändert nach HUBMANN & HASENHÜTTL (1995) und KREUTZER et al. (1997): 1...Kehr-, Kötschberg-Fm.; 2...Parmasegg-Fm.; 3...Flösserkogel-, Bameder-Fm.; 4...Plabutsch-Fm.; 5...Kollerkogel-Fm.; 6...Steinberg-Fm.; 7...Sanzenkogel-Fm.; 8...Höchkogel-, Hahngraben-Fm.; 9...Tyrnaueralm-Fm.; 10...Zachenspitz-, Hochlantsch-Fm.; 11...Bärenschütz-Fm.; 12...Hackensteiner-Fm.; 13...Harrberger-Fm.; 14...St. Jakob-Fm.; 15... Dornerkogel-Fm.; 16...Kogler-Fm.; 17... Hubenhalt-Fm.; 18...Taschen-Fm.; 19...Schönberg-Fm.; 20...Schöckel-, Hochschlag-Fm.

GASSER et al. (2010) entwickelten ein abgeändertes tektonisches Modell, in dem das Grazer Paläozoikum in nur zwei Deckengruppen eingeteilt wird (Abb. 4).

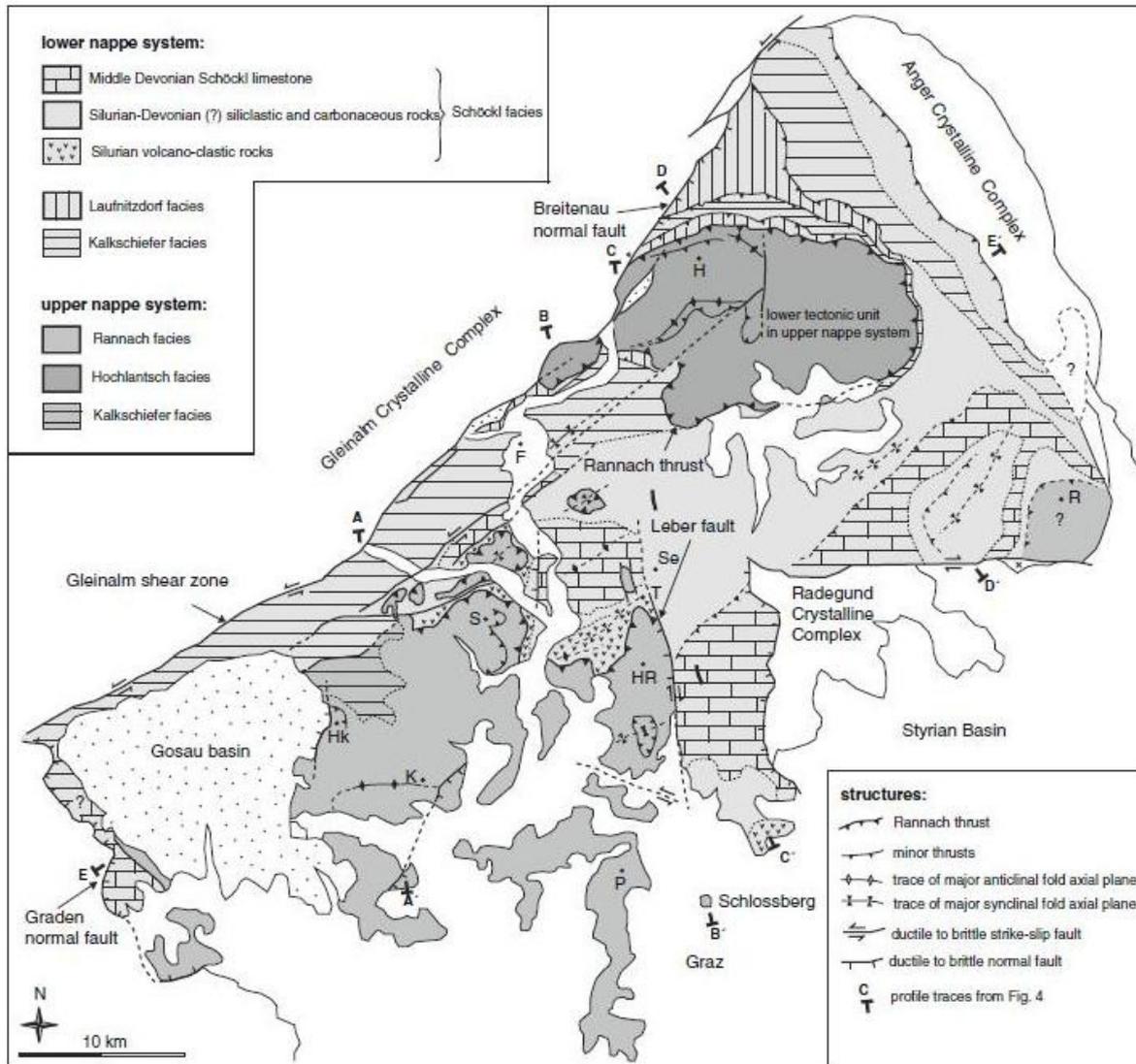


Abbildung 4: Deckengruppengliederung des Grazer Paläozoikums nach GASSER et al. (2010)

Es werden dabei die verschiedenen sedimentären Formationen in 5 Faziesgesteinsgruppen eingeteilt und den beiden Deckengruppen zugeordnet. Die obere Deckengruppe besteht aus den Kalkschiefer-, den Rannach- und den Hochlantschfaziesgesteinen, die untere Deckengruppe aus den Kalkschiefer-, den Laufnitzdorf- und den Schöckelfaziesgesteinen. Die Deckengruppengrenze verläuft entlang der sogenannten Rannach-Überschiebung und trennt die relativ undeformierten Niedrig-Temperatur-Gesteine der oberen Decke von den stärker deformierten Gesteinen der Grünschieferfazies aus der unteren Deckengruppe (GASSER et al., 2010).

Nach paläogeografischen Vorstellungen werden die Gesteinsserien der Rannach-Hochlantsch-Decken als landnächste und die Abfolgen der Laufnitzdorf-Decken als landfernste Entwicklungen interpretiert (HUBMANN, 1993).

Die Rannach-Hochlantsch-Decken beinhalten Abfolgen faziell sehr ähnlicher devonischer Karbonatplattformentwicklungen. Aus der diskordanten Überlagerung der Kainacher Gosau auf das Paläozoikum ergibt sich ein vorgosauisches Alter der Deckenstapelung. Nach FRITZ (1988) ist das Ereignis der Deckenstapelung unterkretazisch. In der Oberkreide folgt dem allmählichen Aufstieg des Gleinalmkristallins Extensionstektonik, die auch zur Beckenbildung der Kainacher Gosau führt. Im Zuge dieses Ereignisses wird das Grazer Paläozoikum vom kristallinen Untergrund abgeschoben (NEUBAUER et al., 1995). Dabei kommt es an älteren Deckenbahnen zu ostgerichteten Abschiebungen. Der Süden des Grazer Paläozoikums erfährt während des Paläozoikums bis zur Kreide eine Versenkung. Während der späten Kreide bis zum Paläogen werden die Spuren dieses Prozesses an den Rändern durch Exhumation, den damit verbundenen adjektiven Wärmetransport und durch Fluide überprägt (RANTITSCH et al., 2005).

Für das Grazer Paläozoikum wird eine zweiphasige (variszische und alpidische) Metamorphose angenommen (HOINKES et al., 1999). Im nördlichen Teil des Grazer Paläozoikums treten deutliche Metamorphosesprünge an den Deckengrenzen auf.

### **2.2.1.1 Die fazielle Entwicklung des Grazer Paläozoikums**

Die lithofazielle Entwicklung des Grazer Paläozoikums ist an der Basis durch silurische vulkanogene beziehungsweise vulkanoklastische Abfolgen charakterisiert. Die schwach alkalischen, basischen Vulkanoklastika werden als Produkt eines extensionsbedingten Intraplattenvulkanismus gedeutet (KOLMER, 1978). Sie stellen den Beginn der Sedimentation einer initialen Riftentwicklung dar, welche im Süden einsetzt und sich nach Norden verlagert (Abb. 5).

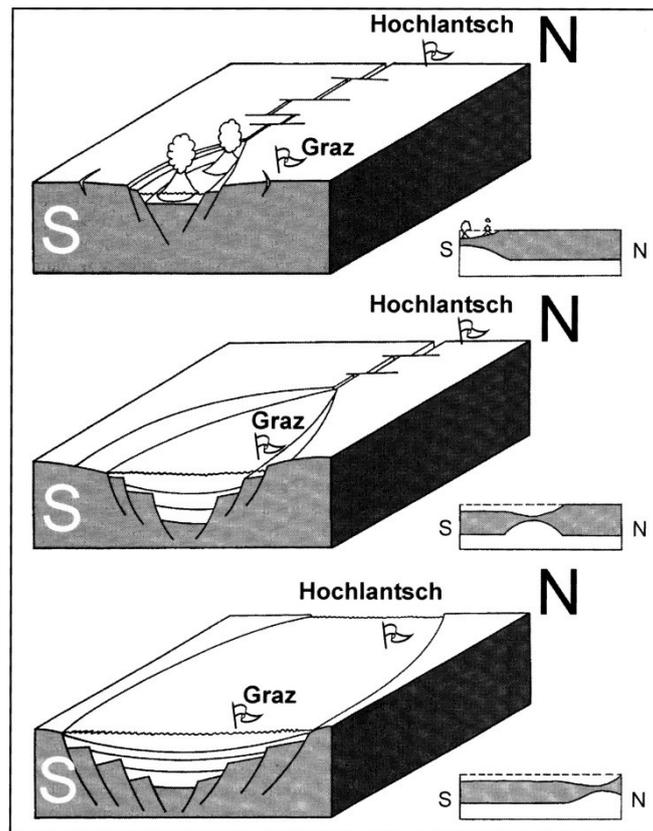


Abbildung 5: Initiales Riftbecken der Rannach-Hochlantschentwicklung als Cartoon für den Zeitabschnitt Silur/ Unter- bis Mitteldevon (EBNER et al., 2000)

Ab dem Devon erhöht sich die Karbonatproduktion. Grobkörnige Sandsteine, mächtige Dolomite mit Diabastufflagen einer flachmarinen, küstennahen Entwicklung (zum Beispiel Flösserkogel-Formation) kommen zur Ablagerung. Dieser Sedimentationsvorgang wird mit fossilführenden Kalken fortgeführt (Plabutsch-Formation). Im Givetium setzt sich die Flachwasserentwicklung mit Kalken, Dolomiten und Sandsteinen fort (Kollerkogel-Formation). In der Rannachfazies vertieft sich der Ablagerungsraum ab dem Mitteldevon bis ins Serpukhovium. Nach pelagischen Kalken (Steinberg- und Sanzenkogel-Formation) bildet vom Bashkirium bis ins Moskovium die flachmarine Dult-Gruppe den Abschluss der Sedimentation. Schichtlücken, prä- bis intrakarbone Verkarstung und Conodonten-Mischfaunen sind Ausdruck von Meeresspiegelschwankungen und / oder vertikaler tektonischer Aktivitäten zu jener Zeit. In der Hochlantsch-Decke endet die Sedimentation im Serpukhovium, in der Rannach-Decke mit dem Bashkirium bis Moskovium (HUBMANN & MESSNER, 2007; EBNER & HUBMANN, 2012).

### 2.2.1.2 Schichtfolge der Rannach-Decke

Die Rannach-Decke baut sich aus fossilreichen, silurisch bis karbonischen Vulkanoklastika und Kalkgesteinen auf, welche, wie die Gesteine der Hochlantsch-Decke, niedrigst- bis niedriggradige Metamorphose zeigen (HASENHÜTTL & RUSSEGG, 1992).

Als chronostratigrafisch tiefste Einheit der Rannach-Decke wird die Reinerspitz-Gruppe mit der Kehr-Formation und der Kötschberg-Formation angesehen (FLÜGEL, 2000). Über dieser vulkanoklastischen Entwicklung folgt die Rannach-Gruppe. Diese wird in die in ihrer Mächtigkeit schwankende Parmasegg-Formation (FRITZ, 1991), in die mit dieser verzahnende Flösserkogel-Formation (vormals Dolomitsandsteinfolge), in die Plabutsch-Formation und in die darüberliegende Kollerkogel-Formation unterteilt (Abb. 6).

Tabelle 1		RANNACH-DECKE		BAMEDER-EINHEIT	HOCHLANTSCH-DECKE	GSCHWENDT-DECKE	SCHÖCKEL-DECKE	
K A R B O N	Moskovium	DULT-GRUPPE	Hahngraben-Fm. Höchkogel-Fm.					
	Bashkirium		Schrausbauer-Mb. Hartbauer-Mb.					
	Serpukhovium	FORSTKOGEL-GRUPPE	Sanzenkogel-Fm.					
	Viséum		Hart-Lydit-Bank Tropf-Phosphorit-Bank					
D	Tournaisium							
	Famennium		Steinberg-Fm.					
E	Frasnium	FORSTKOGEL-GRUPPE	Höllerkgl.-Mb. / Platzl.-Mb.		Fahrneck-Fm.			
	Givetium		Kollerkogel-Fm. Platzkogel-Mb. Kanzel-Mb. Gaisbergsattel-Mb.		Rotmüller-Fm.	Spatl-Mb.		
	Eifelium		Plabutsch-Fm.					
V		RANNACH-GRUPPE				Kogler-Fm.	Schöckel-Fm.	
			Heilige-Gr.-Fm.	Pleschkogel-Mb. Pfaffenkogel-Mb. Treffenberg-Mb.			Sattelbauer-Mb.	
			Flösserkogel-Fm.	Admonterkogel-Mb. Göstinggraben-Mb.			Gschwendt-Mb.	Raasberg-Fm.
				Parmasegg-Fm. Stiwoll-Mb. Oberbichl-Mb. Greitner-Mb.	Bameder-Fm. Spandl-Mb. Krauß-Mb.			Lammkogel-Quarzit-Mb.
O	Emsium						Schöckel-Fm.	
	Pragium						Raasberg-Fm.	
	Lochkovium						Lammkogel-Quarzit-Mb.	
S I L U R	Pridolium	REINERSPITZ-GRUPPE	Kötschberg-Fm.				Schönberg-Fm.	
	Ludfordium			Eggenfeld-Mb.			Rauchenberg-Mb. Rabenstein-Mb.	
	Gorstium		Kehr-Fm.				Taschen-Schiefer-Fm.	

Abbildung 6: Stratigraphische Tabelle des Paläozoikums auf Blatt 163 Voitsberg (EBNER, 1998, verändert)

Die Plabutsch-Formation ist nach Artenvielfalt und Individuenhäufigkeit an Fossilien das am reichsten entwickelte Schichtglied. Sowohl in der Rannach-Decke als auch im Raum St. Pankrazen werden die Kalke der Plabutsch-Formation von Zehnermeter mächtigen Dolomiten, welche zur Gaisbergsattel-Subfm. gehören, oder direkt von Kalken der Kollerkogel-Formation überlagert. Die Grenze dieser dunkelgrauen Dolomite zur liegenden Formation ist meist sehr deutlich, während an der Grenze zur

überlagernden Kollerkogel-Formation dunkelgraue Siltschiefer eingebettet sein können.

Nach der dolomitischen Entwicklung bilden sich in der Rannach- und Hochlantsch-Decke deutlich faziell differenzierte Ablagerungsräume heraus. Zumeist stehen auf engstem Raum fossilreiche Mudstones biostromalen Bildungen gegenüber. Diese Ablagerungen im Givetium werden als Kanzel-Subfm. der Kollerkogel-Formation zugerechnet (EBNER et al., 2000). FLÜGEL (1975) sieht in diesen Kalken eine stark durchwühlte und weitgehend homogenisierte lagunäre Bildung mit einzelnen Riffknospen.

Nördlich von Stiwoll – St. Pankrazen – Platzlkogel finden sich aus diesem Zeitbereich dickbankige bis massige Kalke mit einer Conodontencharakteristik eines höher energetischen, offen marinen Plattformbereiches (Platzlkogel-Subfm.) (EBNER et al., 1979). Südlich von St. Pankrazen sind darin geringmächtige basische Tuffe eingeschaltet. Ein silurischer bis mitteldevonischer Vulkanismus ist im Grazer Paläozoikum weit verbreitet. Dieser offenbart Riftprozesse während dieser Zeit (LOESCHKE, 1988). Die Tuffe in der Platzlkogel-Subfm. sind ein Äquivalent zum alkalisch mafischen vulkanischen Event, das in der Hochlantsch-Decke Tuffe und pyroklastische Brekzien (Zachenspitz-Fm.) gebildet hat und gesichert bis zum Givetium, eventuell bis zum Frasnium gedauert hat (EBNER & HUBMANN, 2012).

Im Zeitraum des obersten Givetium bis zum tiefsten Frasnium wird die Flachwasserentwicklung der Rannach-Gruppe von mikritischen Flaser- und Bank-Kalken abgelöst.

Den Abschluss der Schichtfolge bildet die Dult-Gruppe, die im Bashkirium einsetzt und möglicherweise bis ins oberste Moskovium andauert (EBNER, 1978). Sie gliedert sich in die karbonatisch dominierte Höchkogel-Formation und die karbonatfreie Hahngraben-Formation.

### 3 Beschreibung der Lithologien im Arbeitsgebiet

#### 3.1 Die Plabutsch-Formation

Im Hangenden der durch Dolomite dominierten Flösserkogel-Formation, teilweise aus ihr hervorgehend, aber auch mit ihr verzahnt, tritt eine im Allgemeinen unter 100 m mächtige Folge vorwiegend blaugrauer biomikritischer Kalke und Biogenschuttkalke auf, die relativ häufig Korallen, Stromatoporen, Brachiopoden und Crinoidenreste führt. Vor allem Korallen und Stromatoporen treten bank- und rasenbildend in Erscheinung. Die Korallenfauna ist durch Arten der Gattungen *Tryplasma*, *Thamnophyllum*, *Gyrophyllum*, *Disphyllum*, *Sociophyllum*, *Acanthophyllum*, *Favosites*, *Thamnopora*, *Striatopora*, *Alveolites*, *Aulopora*, *Syringopora*, *Chaetetes* und *Heliolites* gekennzeichnet. An Stromatoporen treten unter anderem Vertreter der Gattungen *Actinostroma*, *Anostylostoma*, *Stromatoporella*, *Stromatopora* und *Amphibora* auf (EBNER et al., 1980; EBNER et al., 2000; EBNER & HUBMANN, 2012).

Die Kalke der Plabutsch-Formation, die lokal spätdiagenetisch dolomitisiert sind, lassen sich in einzelne Profile gliedern und zwar in fossilarme Mudstones, in fossilreiche Biostromhorizonte, in denen die Autochthonie der Fossilien erkennbar ist und in Biogenschuttkalke, die vorwiegend aus umgelagerten Stromatoporen- und Crinoidenresten aufgebaut sind und teilweise einen massigen Habitus besitzen. In mehreren Horizonten treten Schillagen der Brachiopodengattung *Zdimir* auf (EBNER et al., 1980; EBNER et al., 2000; EBNER & HUBMANN, 2012).

Eingeschaltet in der Plabutsch-Formation treten lokal, meist nur wenige Meter mächtig, graue beziehungsweise rosarot-gelbliche Tonschiefer und Kalkschiefer auf, die seit PENECKE (1894) als Chonetenschiefer bezeichnet werden, und die neben Brachiopoden auch Trilobiten führen.

Daneben sind auch fossilleere weiß-rötliche Tone eingeschaltet, die, wegen ihres Hauptminerals Illit, als Illit-Schiefertone bezeichnet werden (HANSELMAYER, 1957).

In den hangenden Bereichen der Plabutsch-Formation ändert sich häufig der für sie charakteristische Habitus, sowie die Gesteinsfarbe. Die Kalke der Plabutsch-Formation werden zunehmend hellgrau, wodurch die Abgrenzung zur Kanzel-Subfm., dort wo deren basale Dolomitentwicklung fehlt, unklar wird.

Die Einstufung der Plabutsch-Formation in das Eifelium stützt sich vor allem auf die Korallenfauna. Spärliche Conodontenfunde erbrachten lediglich den Nachweis von Mitteldevon.

Die Plabutsch-Formation scheint aus der lagunären Fazies der Flösserkogel-Formation hervorzugehen und stellt eine Ablagerung des Sublitorals dar (EBNER et al., 1980).

### 3.2 Die Gaisbergsattel-Subformation

Im Hangenden der Plabutsch-Formation und teilweise sich mit dieser verzahnend, was sich in der relativen Mächtigkeitzunahme beziehungsweise -abnahme ausdrückt, tritt im Grazer Paläozoikum eine maximal 20 m mächtige Entwicklung dunkelgrauer spätdiagenetisch gebildeter Dolomite auf, die bisweilen Amphipoden führt. Diese Gaisbergsattel-Subfm. zählt zur Kollerkogel-Formation (EBNER et al., 1980; EBNER et al., 2000; EBNER & HUBMANN, 2012).

Ihre Grenze zur Plabutsch-Formation ist stets scharf, auch zur hangenden Kanzel-Subfm. ist sie deutlich. Bisweilen sind an der Grenze oder im Grenzbereich zur Kanzel-Subfm. dunkelgraue Siltschiefer eingeschaltet.

Während die Mikrofazies der basalen dolomitischen Folgen der Kanzel-Subfm. für einen Inter-supratidalen Ablagerungsraum spricht, zeigt die Gaisbergsattel-Subfm. subtidale Bedingungen an. Zurzeit ist noch unklar, ob letztere das marine Äquivalent der basalen Kanzel-Subfm. darstellt (EBNER et al., 1980).

### 3.3 Die Kanzel-Subformation

Die Plabutsch-Formation beziehungsweise die örtlich auftretende Gaisbergsattel-Subfm. wird von den etwa 100 m mächtigen, massigen bis dickgebankten, hellgrauen, zur Wandbildung neigenden Kalken der Kanzel-Subfm., ein Teil der Kollerkogel-Formation, überlagert. Ihre Fossilführung ist abgesehen von einigen biohermalen Bänken mit Rugosa, Tabulata und Stromatoporoidea gering. Mikrofaziell handelt es sich meist um stark verwühlte Mikrite bis Biomikrite mit nestartiger Anreicherung von Echinodermen oder um Pelletkalke (EBNER et al., 1980; EBNER et al., 2000; EBNER & HUBMANN, 2012).

In der stratigraphischen Einstufung der Kanzel-Subfm. ergeben sich besonders mit der Fixierung der Liegendgrenze Schwierigkeiten. Diese resultieren einerseits aus den nur unbefriedigend zu datierenden unterlagernden Schichten (Plabutsch-Fm. oder Gaisbergsattel-Subfm.) und andererseits aus der Conodontenarmut der Kanzel-Subformation. Nach dem bisherigen Kenntnisstand dürfte die Liegendgrenze der Kanzel-Subfm. im unteren Givetium zu suchen sein (EBNER et al., 1980; EBNER & HUBMANN 2012).

FLÜGEL (1972, 1975) sieht in der Kanzel-Subfm. stark durchwühlte und weitgehend homogenisierte, lagunäre Bildungen eines Flachwasserkomplexes, der im Givetium in der Rannach- und Hochlantschfazies zeitgleich eine weite Verbreitung hatte. *Calceola*-Schichten, *Quadigeminum*-Bänke in der Hochlantsch-Decke und Kalke der Kanzel-Subfm. in der Rannach-Decke dürften innerhalb dieser Karbonatplattform nur faziell verschiedene, mehr oder minder gleichzeitige Bildungen darstellen.

Ein weiteres Zeitäquivalent zur Kanzel-Subfm. stellen im Verzahnungsbereich Rannach- und Hochlantschfazies, die bis zu 75 m mächtigen und nur einige wenige Korallen führenden Kalke der Platzkogel-Subfm. (EBNER et al., 1979) dar. Diese Kalke sind grau mit rötlich-braunen Spaltenfüllungen. Aufgrund ihrer Mikrofazies können diese Kalke als Bildungen eines offenen Plattformbereiches angesehen werden.

Unterschiedlich und möglicherweise faziesweisend sind auch die Conodontenfaunen der Kanzel-Subformation und der Platzkogel-Subformation. Die spärlichen Conodontenfaunen der Kanzel-Subfm. mit einigen wenigen Polygnathen stehen einer reicheren *Polygnathus/Icriodus*-Vergesellschaftung in den Kalken der Platzkogel-Subfm. gegenüber. Nach einem auf die Grazer Verhältnisse anwendbaren Conodonten-Biofazies-Modell (CHATTERTON, 1976) können die fehlenden beziehungsweise nur spärlichen Faunen auf einen leicht eingeschnürten, nur mäßig bewegten Flachwasserraum deuten, während die *Polygnathus/Icriodus*-Vergesellschaftung aus den Kalken der Platzkogel-Subfm. auf einen bewegteren, offen marinen Flachwasserraum deuten (vgl. dazu auch EBNER, 1980a).

Ein weiteres verbindendes Element in den höher mitteldevonen Flachwassersedimenten der Rannach- und Hochlantschdecke stellen Vulkanite dar. In der Rannach-Decke wurden Tuffe aus dem Niveau der Kanzel-Subfm. bei einer Lokalität an der Kanzel (CLAR, 1933) gefunden, während östlich von St. Pankrazen

durch EBNER et al. (1979) basische Tuffunde aus den Kalken der Platzkogel-Subfm. gemeldet wurden.

In der Hochlantsch-Fazies treten mit Diabasen innerhalb der *Calceola*-Schichten weit verbreitet basische Vulkanite auf. Alkalibasaltische Schmelzen stiegen durch Riftvorgänge in tiefreichenden Brüchen aus dem Mantel auf und diese gestatteten die Förderung von Laven und Tuffen im submarinen beziehungsweise subaerischen Bereich. Dies hatte eine weit verbreitete Karbonatsedimentation zur Folge, die sich intensiv mit der Förderung von basaltischen Tuffen verzahnte (LOESCHKE, 1988).

### 3.4 Die Steinberg-Formation

Im mitteldevonen bis oberdevonen Grenzbereich stellte sich das Environment von einem flachen Sublitoral mit Crinoidenrasen, Algen-, Korallen- und Stromatoporenbiostromen zu einer an Cephalopoden und Conodonten reichen Fazies um, die, durch örtliche Schichtlücken unterbrochen, bis in das tiefe Serpukhovium andauerte. Die oberdevonen Anteile dieser pelagischen Abfolge werden als Steinberg-Fm., die karbonen Anteile als Sanzenkogel-Fm. bezeichnet (EBNER et al., 1980; EBNER & HUBMANN 2012). Die Kalke der Steinberg-Fm. bestehen aus meist grauen bis rötlichbraunen oder gelben Kalken mit einer stark schwankenden Mächtigkeit zwischen 20 und 70 m (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

In der Rannach-Decke fällt somit die Mitteldevon/Oberdevon-Grenze mit keiner eindeutig erkennbaren lithologischen Grenze zusammen und ist nur mit biostratigraphischen Methoden zu fixieren.

Die Mikrofazies, der Faunencharakter (Cephalopoden, Tentakuliten, Conodonten), sowie die sedimentchemischen Untersuchungen gestatten eine Interpretation des Bildungsraumes als einen sauerstoffreichen Stillwasserraum mit Bodenleben unterhalb der durchlichteten Zone und der Wellenbasis (BUCHROITHNER, 1978).

Aus der räumlichen Verbreitung, wie auch aus dem stratigraphischen Umfang lässt sich im Oberdevon eine W-E gerichtete Regression und anschließend eine entgegengerichtete Transgression rekonstruieren (EBNER, 1978; 1980a).

Aufgrund der innerhalb der *styriacus*-Zone auftretenden Conodontenfauna der Steinberg-Fm., einer durch die Gattungen *Palmatolepis* und *Polygnathus* charakterisierten Biofazies, wird an dieser Stelle eine Ablagerung im „flachen bis

mäßig tiefen Wasser am Kontinentalschelf“ angenommen (EBNER et al., 1980; EBNER & HUBMANN 2012).

### 3.5 Die St. Pankrazen-Formation

Das Gosaubecken von Kainach ist ein oberkretazisches Extensionsbecken, das sich über dem in einem sinistralen Scherkorridor aufsteigenden Gleinalm-Dom absenkte (Zeitraum vom Obersantonium bis Maastrichtium). Das Becken liegt transgressiv und diskordant dem Grazer Paläozoikum auf (NEUBAUER et al., 1995).

Nach Arbeiten von SCHIRNIK (1994) und RUSSEGGER et al. (1998) wird von EBNER & RANTITSCH (2000) die folgende Formationsgliederung vorgeschlagen: Geistthal-Fm. (Basiskonglomerate); St. Pankrazen-Fm. (Bitumenmergel); Afling-Fm. (Hauptbeckenfolge) und St. Bartholomä-Fm. (Zementmergel).

Aus der Kainacher Gosau wird in dieser Arbeit nur auf die St. Pankrazen-Fm. näher eingegangen, da die Bitumenmergel im Untersuchungsgebiet, die einen Nahbezug zu den vulkanischen Ablagerungen haben, zu dieser Formation gehören. Diese Bitumenmergel sind Teil einer lakustrinen Fazieszone am Ostrand des Beckens (RUSSEGGER et al., 1998).

Die St. Pankrazen-Formation wird von GRÄF (1975) als eine Folge dunkler bituminöser Mergelkalke, Mergel und kalkiger Sandsteine charakterisiert. Einschaltungen von Lumachellenlagen, hellen Gastropodenkalken und onkolithischen Kalken treten vor allem in den basisnahen Anteilen auf. Es ist ein Bildungszeitraum von Obersantonium bis ins Untercampanium möglich. Die Bitumenmergel sind maximal 20 bis 50 m mächtig.

Untersuchungen von SACHSENHOFER et al. (1995) deuten für die oberkretazischen Schwarzschiefer (Bitumenmergel) der ostalpinen Kainacher Gosau auf einen limnischen Ablagerungsraum hin, der periodisch oder episodisch marinen Einflüssen ausgesetzt war (Abb. 7).

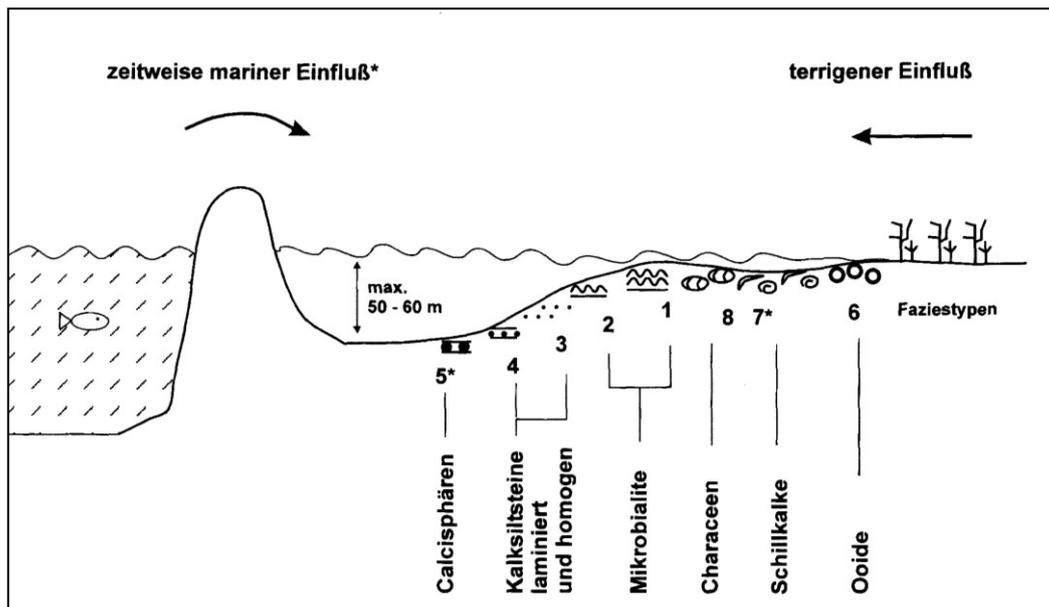


Abbildung 7: Schematische Darstellung der Faziesanordnung im Bitumenmergelsee (RUSSEGGER et al., 1998)

Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau werden durch das Wechselspiel zwischen interner Bioproduktion, externem detritärem Eintrag und periodischen marinen Vorstößen geprägt (RUSSEGGER et al., 1998).

Die organische Maturität liegt im Bereich des Erdölfensters (SACHSENHOFER et al., 1995).

## **4 Zinnobervorkommen in der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums**

Die Mineralisationen im Quecksilbererzbezirk des Grazer Paläozoikums sind ausschließlich an die Kanzel-Subfm. der Rannach-Decke gebunden und somit als schichtgebunden zu bezeichnen. Die Quecksilberführung dieses Schichtglieders ist äußerst unregelmäßig. Der Schwerpunkt der Vererzung liegt im Bereich Gratkorn – Gratwein (WEBER, 1997).

Die nahezu monomineralische Vererzung besteht aus Cinnabarit, der einerseits imprägnationsartig im Nebengestein verteilt ist, andererseits aber auch in Quarz- und Kalzitgangvererzungen vorkommt. Ein Zusammenhang zwischen diesen Hg-Anreicherungen und anderen, für das Grazer Paläozoikum typischen, Vererzungen besteht nicht. Die Flüssigkeitseinschlüsse aus den Gangvererzungen deuten auf hochsalinare Lösungen mit Homogenisierungstemperaturen um 130° C hin (MALI, 1996).

Bei niederthermalen Quecksilber-Antimon-Lagerstätten handelt es sich um distale Abscheidungen epithermaler Lösungen. Sie sind recht mineralarm und oft nur noch monomineralisch. Zu diesen Lagerstätten gehören die quecksilberhaltige Fahlerzlagerstätte im Devon des Wetterbauernsattels bei Mixnitz und die in der Metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 (in WEBER, 1997) angeführten Quecksilberlagerstätten Tallakkogel bei Rein und am Marxenkogel. Die Funde von Fahlerz am Hausberg bei Gratkorn und die Funde von Zinnober beim Rumpelbauer gehören auch zu dieser Vererzungsart. Des Weiteren wurde Zinnober auch noch am Kugelberg bei Gratwein gefunden.

Im Untersuchungsgebiet gibt es noch weitere Zinnobervorkommen wie beim Kalvarienberg bei Gratwein (Steinbruch), beim Schneiderloch und beim Zigeunerloch bei Gratkorn (FLÜGEL, 1975). Die genauen Beschreibungen dieser Vorkommen folgen bei den Detailuntersuchungen in Kapitel 6.

Im Folgenden werden die Lage und die Charakteristiken dieser Zinnobervorkommen beschrieben. Die in diesem Kapitel mineralogisch untersuchten Proben stammen aus dem Landesmuseum Joanneum Graz und wurden von den Abteilungen Geologie und Mineralogie für die Bearbeitung zur Verfügung gestellt. Die Probennummern und

die Herkunftsorte finden sich in der Probenliste im Anhang B und in den Abbildungen 50-53.

## 4.1 Quecksilberschurfbau Tallakkogel

Im Jahr 1837 begann am Tallakkogel in der K. G. Eisbach bei Gratwein der Gewerke Mayr-Melnhof einen Schurfbau auf Zinnober. Dieser Schurfbau wurde jedoch nur bis zu dessen Tod im Jahre 1848 betrieben. Quecksilber wurde zu dieser Zeit nur zur Goldgewinnung gebraucht und hatte deshalb nur sehr geringen Wert. Der Schacht wurde verschüttet und das Hauwerk als Straßenschotter verwendet.

Erst 1892 wurde der Schacht wieder ausgeräumt und auf Grund alter Aufschlüsse ein Gutachten für den weiteren Betrieb erstellt. Doch es konnten die erforderlichen Geldmittel zum Wiedereröffnen nicht zusammen gebracht werden. Erst durch die Rohstoffbedarfslage Deutschlands im Zweiten Weltkrieg entstanden 1938 neue Bergbauimpulse. Der Schurfbau bestand aus einem Schacht und einem 250 m langen Zubauastollen (Abb. 8). Die Halde lag etwas ostwärts gegen das Schirchingbachtal hin. Diese Bereiche wurden während des zweiten Weltkrieges bergrechtlich als Schurfbesitz des Montan-Ärars gedeckt (KRAJICEK, 1954).

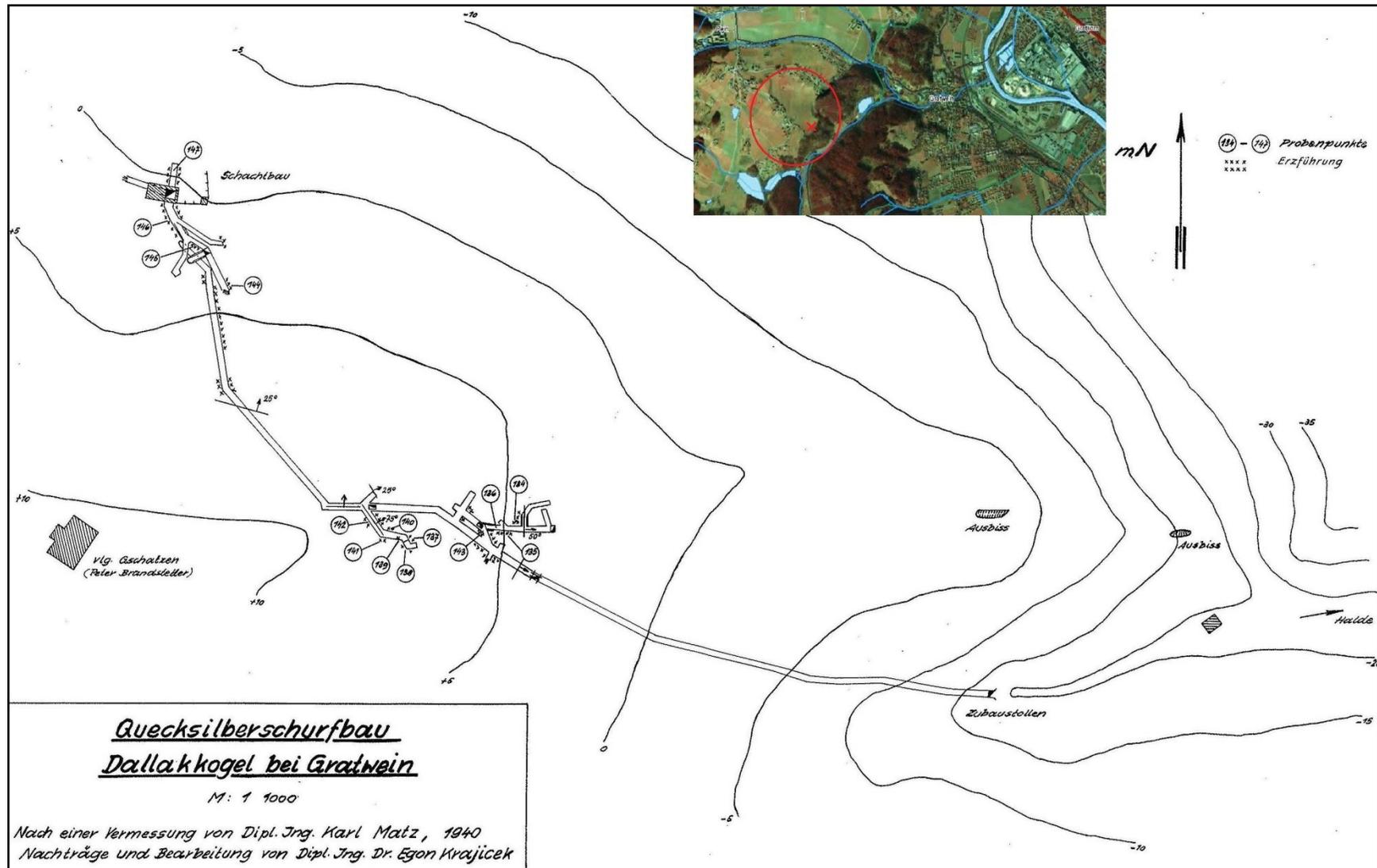


Abbildung 8: Quecksilberschurfbaue Tallakkogel bei Gratwein, nach einer Vermessung von Dipl. Ing. Karl Matz, 1940; bearbeitet von Dipl. Ing. Dr. Egon Krajčiček, 1954 (verändert). Der rote Kreis stellt das ehemalige Schurfbauegebiet dar, das rote Kreuz die Position des Schachtes

KRAJICEK (1954) deutet die regionale Geologie so, dass eine Reihe von tektonischen Linien das ganze Schichtpaket des Grazer Paläozoikums in einzelne Bruchschollen aufgelöst hat. Für die Lagerstätte sind offenbar zwei Scharen von Störungen von großer Bedeutung: Eine Nord-Süd streichende (Arzwaldgraben-Störung) und eine Ost-West gerichtete (Kehr-Gratwein-Marxenkogel). Diese tektonischen Linien haben auch den mineralisierenden Lösungen als Bewegungsbahn gedient und mit der Zertrümmerung auch die Ausheilung der devonischen Gesteine unter Absatz von Quarz und Karbonat mit etwas Erz bewirkt. Die paratektonische Vererzung betrifft keinesfalls die badenischen Sedimente des Reiner-Beckens und die maximalen Vererzungen finden sich immer an Scharungspunkten tektonisch vorgezeichneter Linien.

#### *4.1.1 Grubenbaue*

Es wurden vier getrennte Erzeinschübe aufgeschlossen.

Der Schacht erreichte gleich unter der Humusdecke Kalke der Kanzel-Subfm. und war 11 m tief. Es wurden auf -5,5 m nach Norden, Westen, Südosten und Osten insgesamt 45 m und auf -11 m weitere 36 m Strecke aufgefahren. Der Zubaustollen wurde 20 m unter dem Schachttagkranz in einer Entfernung von 250 m ungünstig angeschlagen. Er durchfuhr auf fast 140 m tertiäre Sande und Tegel. Erst nach 138 m traf der Stollen auf devonischen Kalk. Nach wenigen Metern wurde der Kalk zwischen 152 und 163 Meter von reichlich Zinnober führenden dunklen Dolomiten abgelöst.

Bei 155 m wurden einige kleine verzweigte Parallelstrecken aufgefahren, welche aber oft sehr schnell auf taubes Gestein stießen. Bei 194 m wurde wieder eine Zinnoberimprägung angefahren, welche gut 10 m anhielt. Nach 243 m wechselte der Gesteinscharakter zu blaugrauem Kalk mit geringen Zinnoberspuren, welche 40 m anhielten.

Der weitere Vortrieb zur Unterfahrung des Tagschachtes blieb am 8. Juli 1940 bei 298 m stehen, sodass nur noch 11 m bis dorthin fehlten. Mit diesem Tag schließt die letzte Betriebsperiode im Tallakkogel ab (KRAJICEK, 1954).

### 4.1.2 Der Mineralinhalt

KRAJICEK (1954) berichtet über das Vorkommen am Tallakkogel: *Das devonische Schichtpaket aus Kalken, Dolomiten, Kalkschiefern, Flaserkalken und Dolomitsandsteinen ist tektonisch stark zerteilt und zerrüttet. Die Störungen sind durch ein Quarz-Ankeritgeäder verheilt, indem etwas Zinnober auftritt. Die aufgeschlossenen Stellen sind nicht an ein bestimmtes Schichtglied gebunden, woraus sich eindeutig eine Durchtränkung des Gesteins (Imprägnation) an Zerrüttungszonen ergibt. Man trifft auf zerdrückte Zinnoberkristalle, die mit Quarz ausgeheilt sind.*

Das ist ein Zeichen dafür, dass es sich um eine paratektonische Lagerstätte handelt. Die Vererzung und die Bewegungsvorgänge haben ineinandergriffen (MALI, 1996). Orientierte Hauwerksproben von bauwürdigen Orten ergaben einen Hg-Anteil zwischen 0,07 und 1,5 %. Bei einem mittleren Gehalt von 0,1 bis 0,2 % Hg wäre in der Lagerstätte insgesamt nur eine Menge von ca. 12 Tonnen an Quecksilber enthalten. Diese geringen Tonnagen und die bergmännischen Schwierigkeiten durch die tertiäre Überlagerung waren der Grund, warum die Lagerstätte als nicht abbauwürdig bezeichnet wurde (KRAJICEK, 1954).

### 4.1.3 Probenbeschreibung

An Mineralen treten in den Erzanschliffen und -dünnanschliffen vom Schurfbau am Tallakkogel vom Landesmuseum Joanneum Zinnober, Quarz (der vielfach idiomorph vorkommt), etwas Fahlerz, Spuren von Kupferkies, Malachit, Limonit und Pyrit auf. Vereinzelt wurden auch Glimmerminerale, vor allem Muskowit, beobachtet. Ankerit und Kalkspat bilden neben Quarz die Gangarten.

Zinnober (HgS) kommt einerseits in Nestern in den Quarzadern, die die grauen Kalke der Kanzel-Subfm. durchschlagen, vor, andererseits findet es sich an Spaltrissen und Karbonatkorngrenzen als ganz kleine fein verteilte Mineralkörner in schwarzen Dolomiten der Kanzel-Subformation. Die Zinnobererze zeigen häufig starke rote Innenreflexe.

Es wurden auch einige Fahlerzkörner, die in kleinen Tropfen oft im Zinnober eingeschlossen sind, gefunden. Diese kleinen blau-schwarzen Minerale mit einem

hohen Reflexionsvermögen wurden mittels Raman-Spektroskopie als Antimonphase (Stibnit – Grauspießglanz  $Sb_2S_3$ ) bestimmt (Abb. 9).

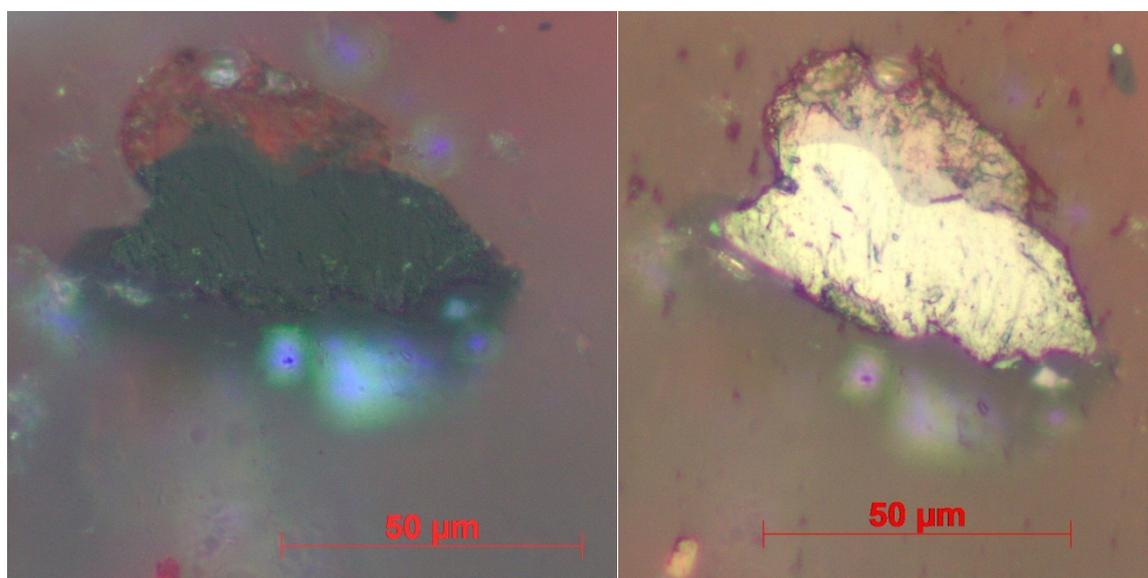


Abbildung 9: Zweigeteiltes Korn im Anschliff (Inv.Nr. LM Joanneum/Mineralogie 78894) vom Tallakkogel (rötlich: Zinnober; schwarz: Stibnit) (linkes Bild mit Analysator; rechtes Bild ohne Analysator)

Mikroskopisch wurden auch Spuren von Kupferkies, Malachit mit grünen Innenreflexen (beides Zerfallsprodukte von Fahlerz) und einige Titanphasen (Leukoxen, Rutil oder Titanit) identifiziert.

Im Anschliff mit der Inventarnummer 78894 vom LM Joanneum/Mineralogie wurde auch ein relativ hoher Anteil an Pyrit, der zum größten Teil bereits limonitisiert ist, entdeckt. Es wurde aber auch framboidaler Pyrit in Kalkkörnern gefunden. Es kann noch die Zellenstruktur des organischen Materials erkannt werden, welches sulfatreduzierende Bakterien hinterlassen haben (Abb. 10).

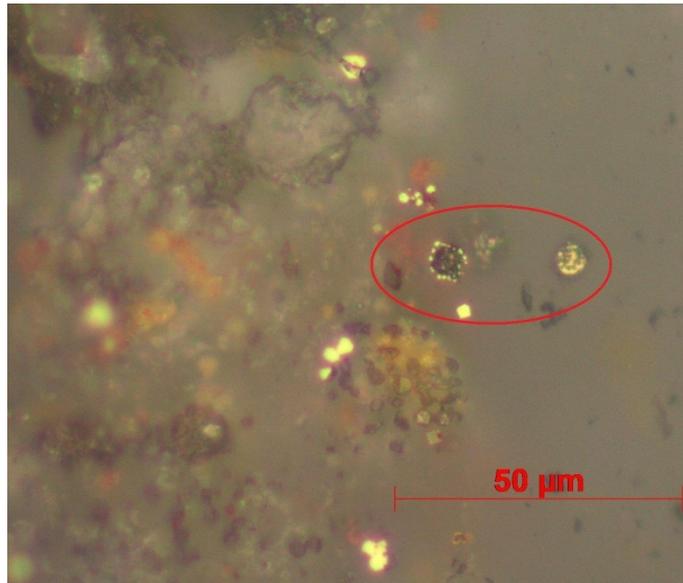


Abbildung 10: Rot markierter framboidaler Pyrit im Anschliff (Inv.Nr. LM Joanneum/Mineralogie 78894) vom Tallakkogel (mit Analysator)

## 4.2 Zinnober am Marxenkogel - Rumpelbauer

1929 fand Prof. Dr. Clar bei geologischen Begehungen der Hohen Rannach ein Kupfererzvorkommen am SW-Hang des Marxenkogels. Das vererzte Gestein ist hellbräunlicher Flaserkalk. Die bis zu 2 cm breiten Klüfte sind mit weißem, spätigem Kalkspat und ziegelroten Massen, Rotkupfererz, ausgefüllt. An der Grenze vom Rotkupfer zum Karbonat befindet sich Malachit. In dieser Gesellschaft wurde Zinnober, als kleine, rote, in Kalkspat eingewachsene Kriställchen gefunden (MEIXNER, 1937). In den Flaserkalk-Anschliffen vom Marxenkogel mit den Inventarnummern 14778 und 23034 vom Landesmuseum Joanneum/Abteilung Mineralogie wurden außerdem noch Pyrit und eine Titanphase (Rutil) beobachtet.

## 4.3 Zinnoberfund am Kugelberg

Es gibt auch Aufzeichnungen über Zinnoberfunde am Kugelberg beim Gehöft Kierl südlich von Gratwein. Dieser HgS-Ausbiss kann heute jedoch nicht mehr lokalisiert werden. Es gibt aber davon im Landesmuseum Joanneum in der Abteilung Mineralogie noch eine Probe, welche für die Masterarbeit mikroskopiert werden konnte.

Der Anchliff von einem Kalk der Kanzel-Subfm. vom Kugelberg mit der Inv.Nr. 39531 vom LM Joanneum/Mineralogie enthält hauptsächlich idiomorphe Quarze und Karbonate. Als Erzminerale wurden neben Zinnober Fahlerze, eine Titanphase, Pyrit, Limonit und kleine schwarzgraue Graphitkörner unterschieden.

Zinnober wurde vor allem als kleine, feinstverteilte Körner an Karbonatkorn Grenzen gefunden.

Pyrit liegt einerseits selten als unverwittertes Mineral mit idiomorpher Gestalt vor, andererseits ist der Großteil der Körner bereits verrostet und zum Eisenhydroxid Limonit umgewandelt worden (Abb. 11).

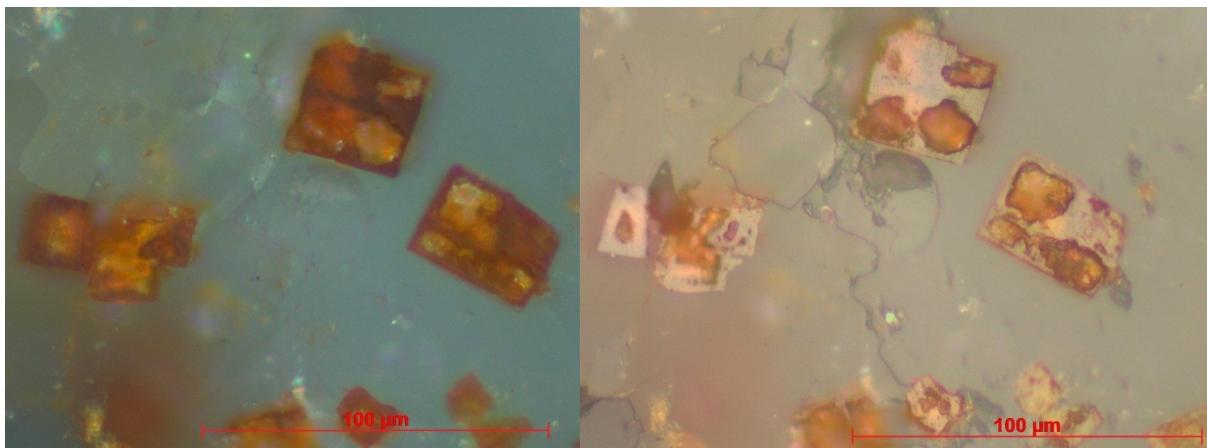


Abbildung 11: Pyritkörner, teilweise limonitisiert im Anchliff vom Kugelberg (Inv.Nr. LM Joanneum/Mineralogie 39531) (linkes Bild mit Analysator, rechtes Bild ohne Analysator)

## **5 Quecksilberanomalien im Boden über dem Grazer Paläozoikum**

Die Grundlagen dieses Kapitels wurden dem Bericht „Geochemische Prospektion auf Quecksilbervererzungen im Mitteldevon der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums“ von EBNER & WEBER (1982) entnommen.

Die Quecksilbermineralisation der von EBNER & WEBER (1982) bearbeiteten Prospektionsfelder ist an die Kanzel-Subfm. und deren Äquivalente der Rannach-Decke konzentriert und als schichtgebunden anzusprechen. Immigrationen von Hg entlang von Klüften und Störungen ins Liegende beziehungsweise Hangende der Kanzel-Subfm. kommen trotz Begünstigung durch die hohe Mobilität des Quecksilbers nur sehr selten vor. Innerhalb der Rannach-Decke ist die Hg-Führung in der Kanzel-Subfm. ungleichmäßig. Während im Nordwesten die Werte zunehmen (eventuell zusammenhängend mit geringmächtigen Tufflagen innerhalb der Kanzel-Subfm.-äquivalente der Platzkogel-Subfm.), nimmt die Hg-Führung gegen Süden beziehungsweise Südwesten deutlich ab. Der eindeutige Schwerpunkt ist im Bereich von Gratwein festgestellt worden.

### **5.1 Methodik**

In Abb. 12 sind die flächenmäßig geochemisch beprobten Prospektionsfelder dargestellt.

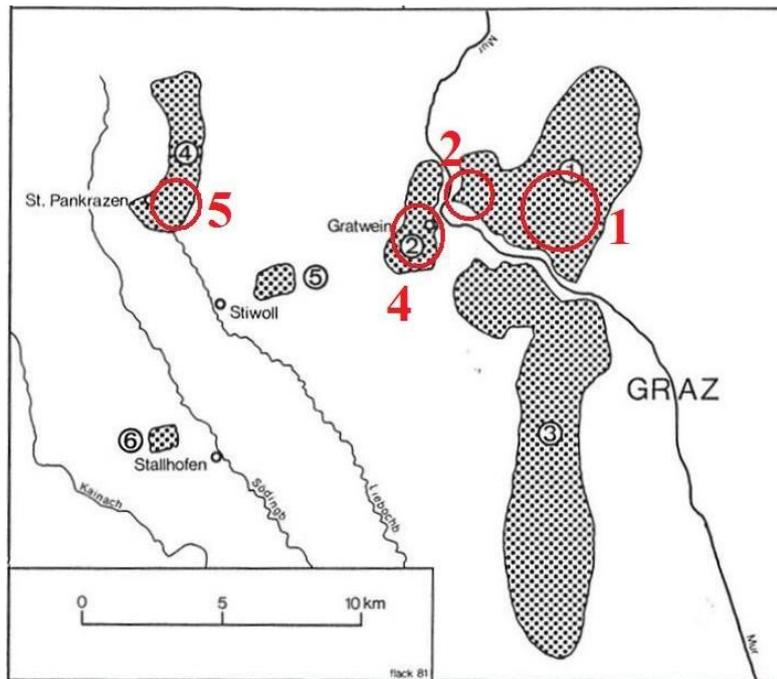


Abbildung 12: Lage der Prospektionsgebiete (EBNER & WEBER, 1982, verändert). Die roten Ziffern beziehen sich auf die Gebiete die im jeweiligen Kapitel mit der betreffenden Endziffer beschrieben werden (5.2.1-5.2.5)

Entlang eines systematisch ausgelegten Probennetzes mit einem Raster von 200 x 100m wurden Bodenproben mittels eines Erdbohrstockes aus dem B-Horizont gezogen. Eine Entnahme aus dem C-Horizont wurde vermieden, da Quecksilber während der Bildung hydrothermaler Lagerstätten in Form von Hg-Dampf in Klüfte und Haarrisse des Nebengesteins migrieren kann. Bei der Abkühlung schlägt es sich dann in Form feiner Zinnoberteilchen nieder. Deshalb wurden die Bodenproben einem Bereich entnommen in dem der inhomogene Gesteinskörper durch Zerkleinerung im Zuge von Verwitterungsvorgängen homogenisiert und der Quecksilbergehalt möglichst gleichmäßig verteilt ist (VOHRZYKA & HASELWANTER, 1967). Sämtliche Proben wurden im Hinblick auf den Hg-Nachweis ausschließlich luftgetrocknet und die gesiebte Probe (80 mesh) der Analytik zugeführt.

Das in der Tonfraktion der Bodenproben in Form von Hg beziehungsweise HgS sorptiv gebundene Quecksilber wurde mit Hilfe eines Mercury-Detektors (LEMAIRE Instruments S1) analysiert. Dabei wurden 0,5 g der Tonfraktion erhitzt und die leichtflüchtigen Hg-Dämpfe mittels einer Handpumpe abgesaugt und sogleich in den Mercury-Detektor geblasen. Danach konnte der Hg-Gehalt der Probe am

Anzeigegerät direkt abgelesen und durch Multiplikation mit einem von der Probenmenge abhängigen Faktor direkt ermittelt werden.

Die sichere Nachweisgrenze dieser Methode liegt bei 0,05 ppm Hg und die obere Grenze der Erfassung bei 400 ppm Hg ohne Verdünnung der Probe (POLEGEG & CEIPEK, 1977).

Die einzelnen Daten wurden kartenmäßig aufgetragen und zu Isanomalien verbunden, welche durch grafische Interpolation ermittelt wurden (WEBER, 1982). Zum Vergleich mit den Abbildungen beträgt der Durchschnittswert von Hg in Böden 30 ppb.

Bei der geochemischen Prospektion auf Hg mittels des Mercury-Detektors wird die hohe Mobilität von Hg ausgenützt. Diese entsteht durch den schon bei niedriger Temperatur merkbaren Dampfdruck. Dadurch werden um Störkörper Aureolen aufgebaut, welche sich trotz Nebengesteinsüberlagerung nachweisen lassen. Die Spurenhöfe pausen sich auch durch eine Schuttbedeckung durch (VOHRZYKA & HASELWANTER, 1967). Nach SAUKOV & OZEROVA (1963) sind als Richtwerte für Dispersionsaureolen bei Quecksilberlagerstätten folgende Gehalte typisch: 0,1 – 10,0 ppm.

Bei der geochemischen Prospektion wurden Maximalwerte von 14 ppm ermittelt.

## 5.2 Lage der Anomalien

Die Legende der geologischen Karte wurde aus EBNER & WEBER (1982) übernommen. Da sich die Nomenklatur der Formationen mittlerweile geändert hat, folgt eine Äquivalenzliste für die alten und neuen Bezeichnungen, die aus EBNER (1998) entnommen wurden:

Sanzenkogelschichten	= Sanzenkogel-Fm.
Steinbergkalk	= Steinberg-Fm.
Flaserkalk des Höllerkogel	= Höllerkogel-Subfm.
Kanzelkalk	= Kanzel-Subfm.
Platzkogelkalk	= Platzkogel-Subfm.
Mitteldevondolomit	= Gaisbergsattel-Subfm.
Barrandeikalk	= Plabutsch-Fm.
Dolomitsandstein	= Flösserkogel-Fm.
Schichten von Kehr	= Kehr-Fm.

### ***5.2.1 Bereich Rannach***

Im Bereich der Rannach (1 in Abb. 12) treten an einigen Lokalitäten Kalke der Kanzel-Subfm. auf. Im Gegensatz zu den anderen Schichtgliedern des Grazer Paläozoikums weisen diese Kalke erhöhte Hg-Gehalte auf. Wie man in Abb. 13 (Ziffern 1-5) beim Vergleich der geologischen Karte mit der Hg-Isanomaldarstellung sehen kann, kommen die Anomalien nur in Bodenbildungen über diesen Schichten vor.



Nur an der Ostseite des Gehöftes Marx (Ziffer 3) ist eine charakteristische Kontaminationsschürze in der Steinberg-Formation auffallend, die sich aber durch Mobilisation des Quecksilbers entlang einer Überschiebungsfläche von der darunterliegenden Kanzel-Subfm. erklären lässt.

Generell zeigt sich, dass im Gebiet Rannach die Hg-Gehalte von Norden nach Süden stark abnehmen (EBNER & WEBER, 1982).

### ***5.2.2 Bereich Gratkorn***

Im Bereich von Gratkorn (2 in Abb. 12) heben sich die Kalkzüge der Kanzel-Subfm. deutlich durch den Hg-Gehalt von der Umgebung ab (Abb. 13). Auch eine deutliche Anomalie östlich des Schnellstraßentunnels (Ziffer 6) im tertiären Sediment ist erkennbar, wobei dort beim Bau des Tunnels auch HgS-Mineralisationen in der Kanzel-Subfm. unter dem Sediment angefahren wurden. Beim Zigeunerloch (Ziffer 7), das sich in diesem Gebiet befindet, wurden ebenfalls mehrfach Zinnobermineralisationen beobachtet (EBNER & WEBER, 1982).

### ***5.2.3 Bereich Plabutsch***

Es gibt zwar in diesem Prospektionsgebiet einige Kalkzüge der Kanzel-Subfm., jedoch sind die Hg-Gehalte hier viel geringer als in den anderen Gebieten, so dass der Plabutschzug weitgehend als frei von Quecksilbervererzungen angesehen wird (EBNER & WEBER, 1982).

### ***5.2.4 Bereich Gratwein***

Im Bereich südlich von Gratwein (4 in Abb. 12) ist die Kanzel-Subfm. unter dem Neogen begraben. Trotzdem sind die Anomalien aber deutlich erkennbar (Kugelberg (7), Kierl (6)). Auf Abb. 14 erkennt man die Zinnoberlagerstätte am Tallakkogel (3). Nördlich von Gratwein wird die große Anomalie (4), das Schneiderloch, als Streichendfortsetzung der Lagerstätte angenommen. Trotz einer Überlagerung durch neogene Sedimente sind sehr hohe Hg-Gehalte gemessen worden. Dies lässt auf

eine größere Hg-Konzentration im Kalk der Kanzel-Subfm. in diesem Bereich schließen. Die Anomalien, die noch nördlicher liegen (5), sind wahrscheinlich durch Mobilisation entlang von Störungen oder Brüchen entstanden (Abb. 14) (EBNER & WEBER, 1982).

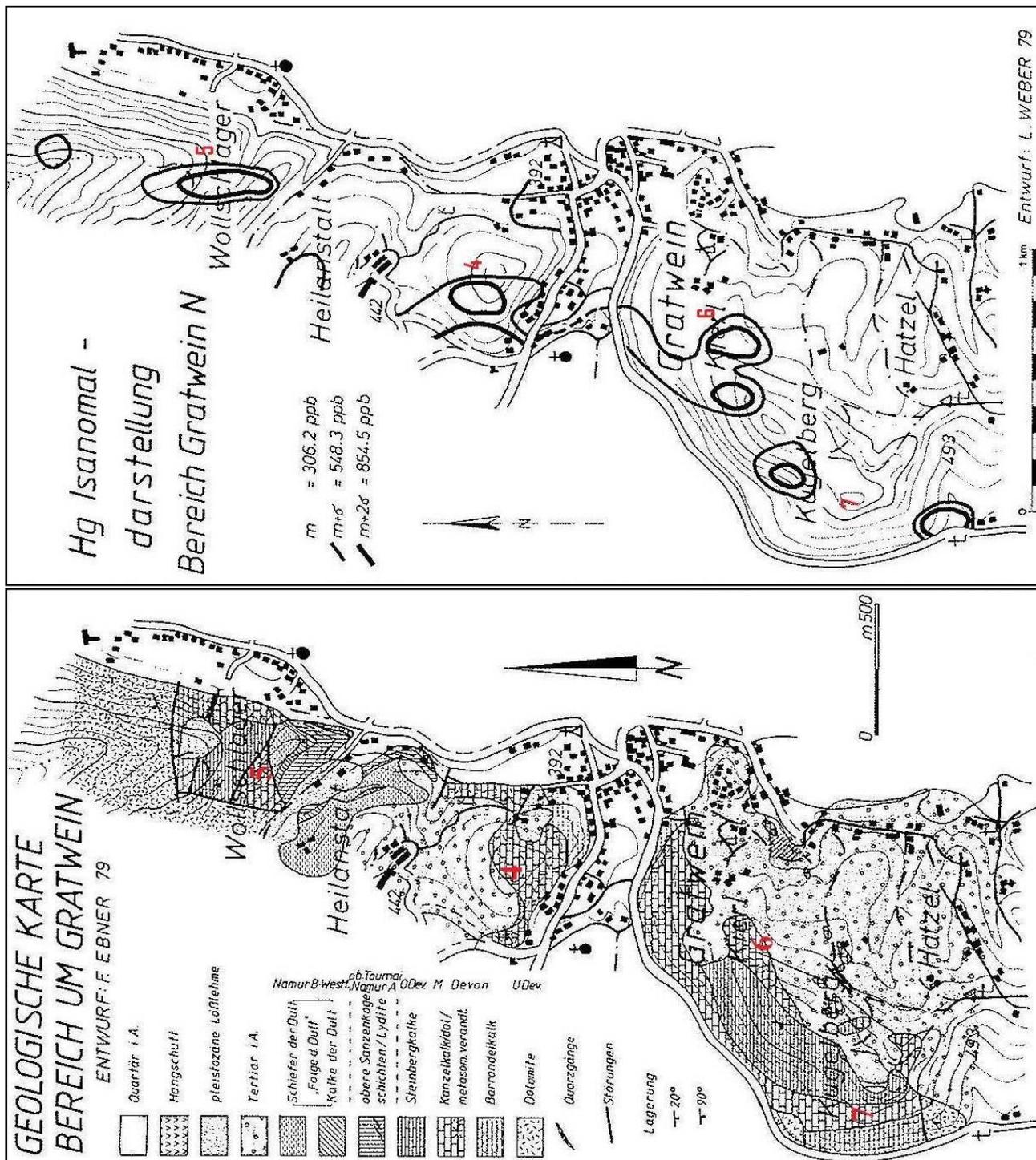


Abbildung 14: Geologische Karte und Hg-Isanomalardarstellung von Gratwein (EBNER & WEBER, 1982, verändert). Die roten Ziffern stellen die im Text erwähnten größten Anomalien dar

Nordwestlich von Gratwein erkennt man drei größere Anomalien, welche alle mit der Kanzel-Subfm. koinzidieren (Abb. 15). Die Anomalie in der Mitte der Abbildung 15 ist die bereits besprochene Lagerstätte am Tallakkogel (3). Morphologisch sind die höheren Quecksilbergehalte in Verbindung mit den Kalken an die Rücken gebunden, da dort die Überdeckung durch das Tertiär nicht so stark ausgeprägt ist (POLEGEG & CEIPEK, 1977). Die zwei westlichsten Anomalien (1, 2) befinden sich genau über den Kalken der Kanzel-Subfm. des Aichkogels.

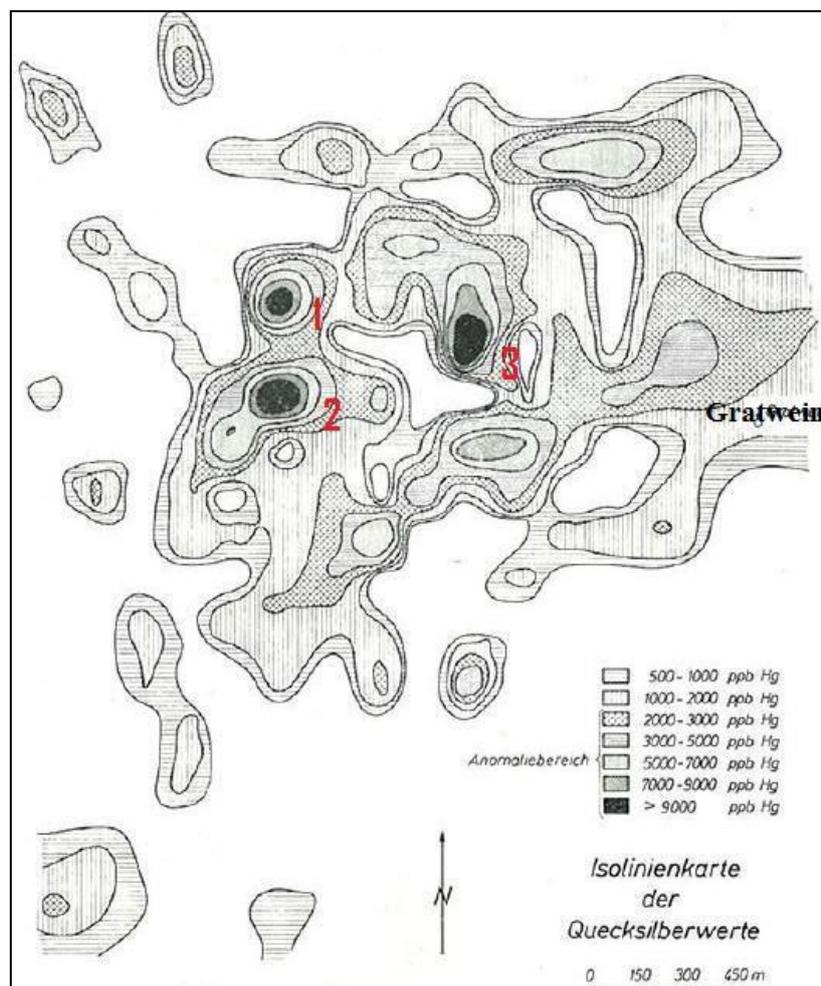


Abbildung 15: Isolinienkarte der Hg-Werte (WEBER, 1982, verändert). Die roten Ziffern stellen die im Text erwähnten größten Anomalien dar

### 5.2.5 Bereich St. Pankrazen

Im Anomaliebereich St. Pankrazen (5 in Abb. 12) ist die Bindung der Hg-Führung an die Kanzel-Subfm.-äquivalente (Platzlkogel-Subfm.) stark ausgeprägt (Abb. 16).

Die teilweise sehr flächig ausgebildeten Anomalien (1, 2, 3 und 4) folgen genau dem Schichtverlauf der Platzkogel-Subformation. Die übrigen Gesteinsserien der Rannach-Decke zeichnen sich durch niedrige Hg-Werte aus. Die Kainacher Gosau zeigt sogar extrem niedrige Hg-Werte und hebt sich damit sehr deutlich vom Paläozoikum ab (EBNER & WEBER, 1982).

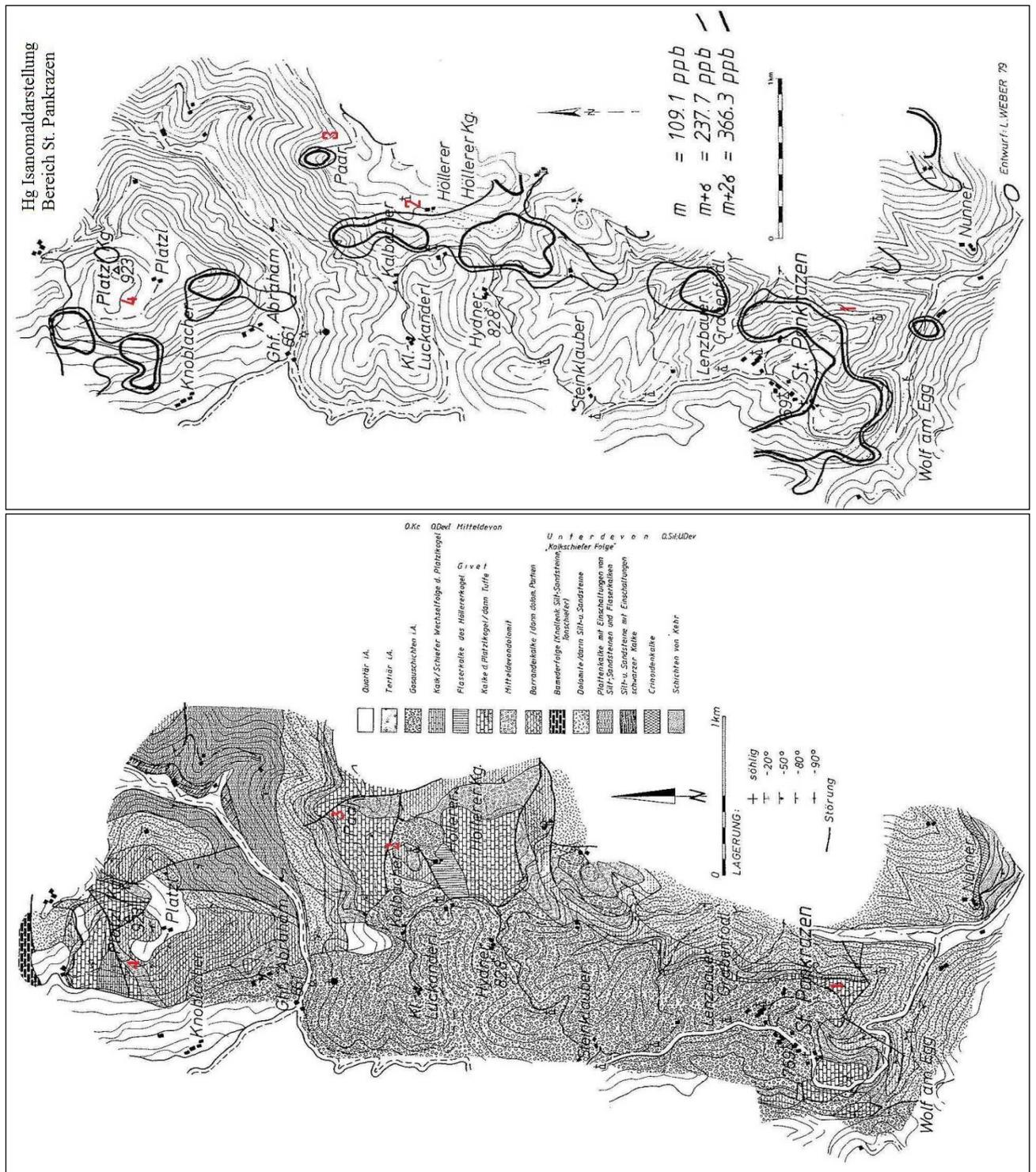


Abbildung 16: Geologische Karte und Hg-Isanomaldarstellung des Bereiches St. Pankrazen (EBNER & WEBER, 1982, verändert). Die roten Ziffern stellen die im Text erwähnten größten Anomalien dar

## **6 Lage und Beschreibung der im Detail untersuchten Lokalitäten**

Die Geochemie zu den im Detail untersuchten Lokalitäten findet sich im Kapitel 7. Die Probenbezeichnungen und deren Position können der Probenliste im Anhang B und den Abbildungen 50-52 entnommen werden. Bei den Legenden zu den geologischen Karten in diesem Kapitel gilt die Namensäquivalenzliste von Kapitel 5.2.

### **6.1 Schliffbeschreibungen der zinnoberführenden Hauptlithologien**

Im Folgenden werden die beiden Hauptlithologien der Untersuchungsgebiete beschrieben, in denen Quecksilbervererzungen makroskopisch und mikroskopisch festgestellt wurde.

#### ***6.1.1 Kalke der Kanzel-Subformation***

In den Kalken der Kanzel-Subfm. lassen sich an verschiedenen Proben von unterschiedlichen Entnahmestellen (Zigeunerloch, Tallakkogel, Kalvarienberg) bereits makroskopisch rote Zinnoberbutzen erkennen. Das sind meist in den Kalkspat eingewachsene rote Kristalle (Abb. 17).

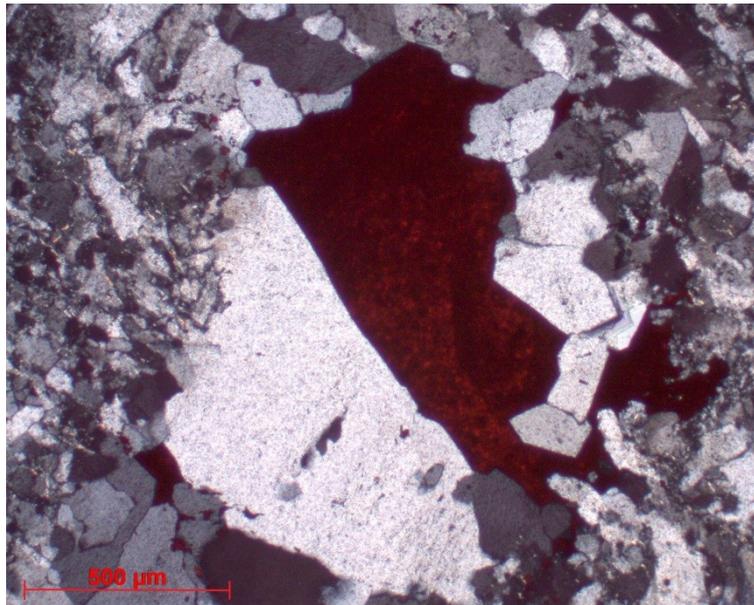


Abbildung 17: Zinnober (rot) verwachsen mit Quarz in einem Anschliff vom Tallakkogel (Inv.Nr. 49302 vom LM Joanneum/Geologie (mit Analysator)

Diese können als schichtgebunden bezeichnet werden und finden sich vor allem in den Quarz-Kalzitgängen in der Kanzel-Subformation. Als Gangart wurde Quarz, Kalzit und in manchen Kalken Ankerit identifiziert. In diesen Gängen befinden sich oft große idiomorphe Quarzkristalle.

Der Mineralabsatz aus hydrothermalen Lösungen in die einstmals offenen Spalten weist auf eine epigenetische Entstehung der Vererzungen hin (MALI, 1996). Da manchmal die Quecksilberminerale mit den Quarzen verwachsen sind, spricht das für eine gleichzeitige Bildung in den Spalten.

Das Erz ist imprägnationsartig im Gestein verteilt und füllt die Hohlräume (Gänge, Klüfte, etc.) aus oder es befindet sich an den Korngrenzen zwischen Quarz- und/oder Kalzitkristallen (Abb. 18 & 19).

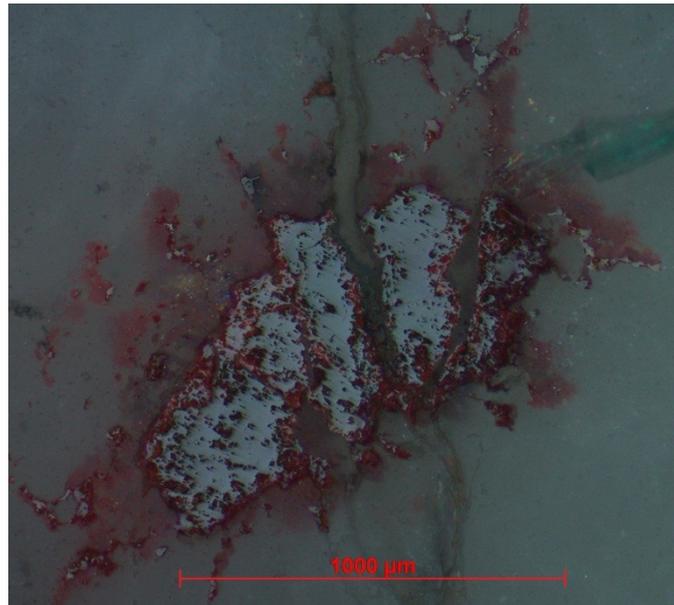


Abbildung 18: Zinnobervererzung entlang einer Kluft in einem Anschliff vom Tallakkogel (Inv.Nr. 49293 vom LM Joanneum/Geologie (mit Analysator)

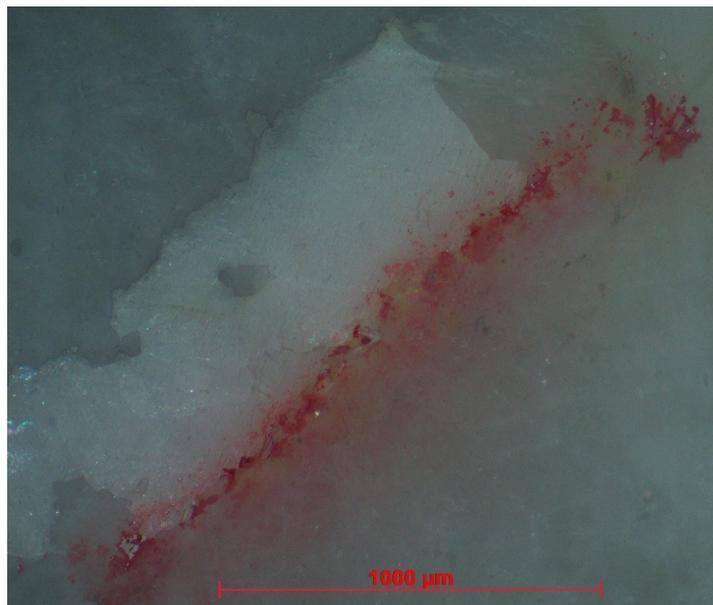


Abbildung 19: Zinnobervererzung entlang einer Kalzitkorngrenze in einem Anschliff vom Tallakkogel (Inv.Nr. 49292 vom LM Joanneum/Geologie (mit Analysator)

Gediegenes Quecksilber konnte mikroskopisch nicht beobachtet werden.

In vielen Schliffen (sowohl in der Kanzel-Subfm. als auch in den grobspätigen Karbonaten) wurden Drucklösungserscheinungen, sogenannte Styloolithen, festgestellt (Abb. 20).

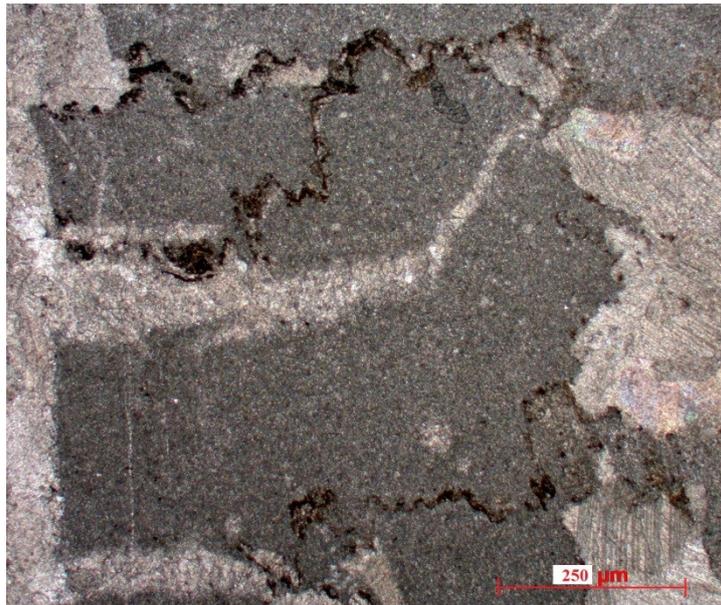


Abbildung 20: Stylolithen (schwarz) im Karbonatanschliff der Kanzel-Subfm. vom Tallakkogel (Inv.Nr. 49315 vom LM Joanneum/Geologie (ohne Analysator)

Da diese dunkel gefärbten Säume mit sogenannter Sägezahnausbildung Kluffüllungen durchschneiden, sind sie erst im festen Gestein entstanden. Die erforderliche Mindestüberlagerung für solche Drucklösungserscheinungen beträgt nach DUNNINGTON (1967) 600 bis 900m.

Die Kanzel-Subfm. ist sehr fossilarm und es konnten nur wenige Ostrakoden, Pelloide und Filamente im Schliff beobachtet werden.

Generell handelt es sich bei dieser Lithologie um mikritische Kalke.

### ***6.1.2 Grobspätiges Karbonat in der Kanzel-Subformation***

Die grobspätigen Karbonate der Kanzel-Subfm. bestehen hauptsächlich aus großen Kalzitkörnern, manchmal auch aus Dolomitkörnern, die mitunter einige Millimeter bis Zentimeter messen können. Sie sind teilweise von jüngeren Kalzitgängen durchzogen. Einige der Gesteinsproben sind durch hydrothermale Lösungen stark alteriert. Diese Gesteine wurden durch metasomatische Veränderungen, die Korngrößenwachstum verursachten, aus den umliegenden Kalken der Kanzel-Subfm. gebildet.

Im grobspätigen Karbonat lassen sich Ansammlungen von Zinnererzen entlang von Klüften nur selten beobachten. Die entdeckten Erzkristalle befinden sich diffus

entlang von Korngrenzen im ganzen Gestein zwischen den großen Karbonatkristallen verteilt. Die Vererzung geschah gleichzeitig mit der Bildung der grobspätigen Karbonate.

Pyrite, entlang von Klüften, sind fast vollständig durch Limonit ersetzt. Idiomorphe Quarze haben sich im Kalzit gebildet. Man sieht im Inneren der Quarzminerale noch kalzitische Rückstände (Abb. 21).

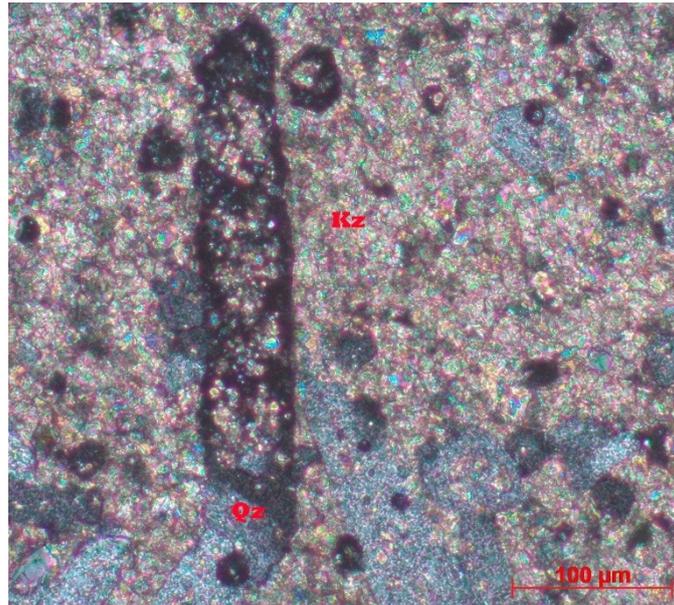


Abbildung 21: Quarzkorn im Kalzit gesprosst in Probe ST7 vom Schneiderloch (mit Analysator)

Auch in diesem Gestein finden sich immer wieder Stylolithen, die teilweise von jüngeren Kalzitgängen durchschlagen werden.

In diesem Gestein sind keinerlei Fossile zu beobachten.

## 6.2 Bereich Gratwein: Kalvarienberg – Tallakkogel

Über dem ehemaligen Abbaugelände am Tallakkogel (Nummer 1 in Abb. 22) sind aufgrund landwirtschaftlicher Bearbeitung nur sehr spärlich Aufschlüsse zu finden. Im unteren nordöstlichen Bereich konnte die Kanzel-Subfm. lokalisiert werden und darauf aufliegend eine 30 bis 40 m mächtige Schicht der Steinberg-Formation. Bei den Zinnobervererzungen am Tallakkogel handelt es sich hauptsächlich um Gangmineralisationen.

Am nördlichen Hang des Kalvarienberges (Nummer 1 in Abb. 22) sind hauptsächlich Kalke der Kanzel-Subfm., welche großteils entlang von Klüften rote Verwitterungsbeläge zeigen, aufgeschlossen. Es befinden sich jedoch auch vereinzelt geringmächtige Grobspatnester innerhalb dieser Formation. Im Nordwesten des Kalvarienberges wurde auch ein Übergang zur Steinberg-Fm. entdeckt, in dessen Umgebung mikritische, tonige Kalke aufgeschlossen sind.

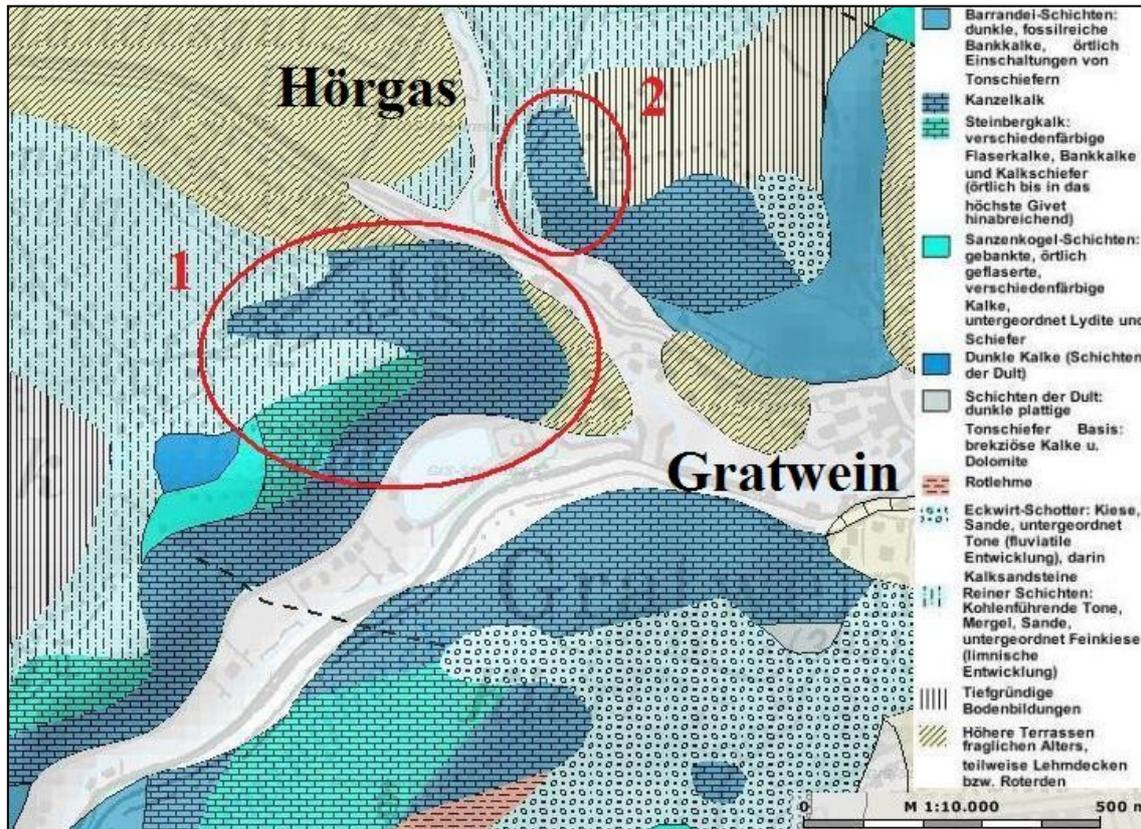


Abbildung 22: Geologie im Bereich Kalvarienberg-Tallakkogel (1) und Schneiderloch (2) bei Gratwein (Gis-Steiermark, verändert)

Auf der Nordseite des Kalvarienberges wurden von einem Übergang von Kalken der Kanzel-Subfm. (graue Gesteinsfarbe mit roten Kluffbelägen) zu einem grobspätigen Spatnest (brauner Farbeindruck) Proben genommen (M, K1-K3).

Die Kanzel-Subfm.-Probe M verfügt über symmetrische Bänderung, idiomorphe Quarze und bevorzugt im Zentrum des Ganges gewachsene, bis zu zentimetergroße Kalzitkristalle (Abb. 23). In der Probe sind auch Kalzitgänge unterschiedlicher Generationen anwesend und es wurde ein relativ hoher Pyritanteil beobachtet.



Abbildung 23: Kalzitkorn mit Lamellen der Probe M (Spatnest) vom Kalvarienberg (mit Analysator)

In der Probe des grobspätigen Karbonates wurden viele größere Kalzit- und Quarzkörner (bis zu mehrere Millimeter groß) entdeckt, die in einer tonigen, mikritischen Kalzitmatrix liegen. Da auch Stylolithen in diesem Gestein vertreten sind, spricht vieles für eine diagenetische Entstehung dieser Lithologie. Daneben findet sich noch eine erhebliche Anzahl an Limonit-, Pyrit- und plättrigen Muskowitmineralen (Abb. 24). Spuren von Zinnober wurden in diesen Proben mikroskopisch nicht beobachtet.

Am Nordabhang des Kalvarienberges ist jedoch eine Zinnobervererzung im oberen Teil eines alten Steinbruches über mehr als zehn Meter in einem etwa 15 cm mächtigen, diskordanten Gang aufgeschlossen (Abb. 25). Die millimetergroßen leuchtend roten Zinnoberbutzen sind dort unregelmäßig über den Gang verteilt (MALI, 1996). Der Gang liegt in grauem Kalk der Kanzel-Subfm. und an den Rändern des Ganges befinden sich auf jeder Seite Bereiche, die nur aus Kalzit bestehen.

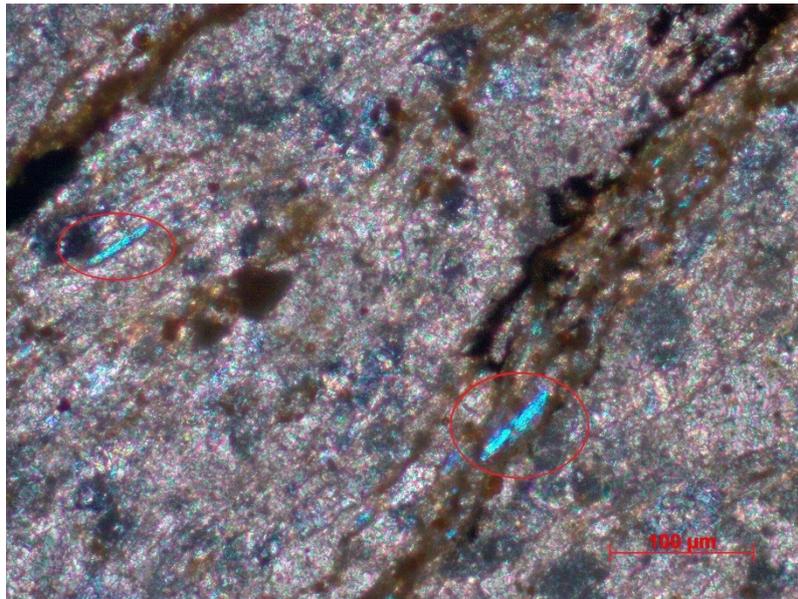


Abbildung 24: Muskowitminerale in Probe K3 vom Kalvarienberg (mit Analysator)

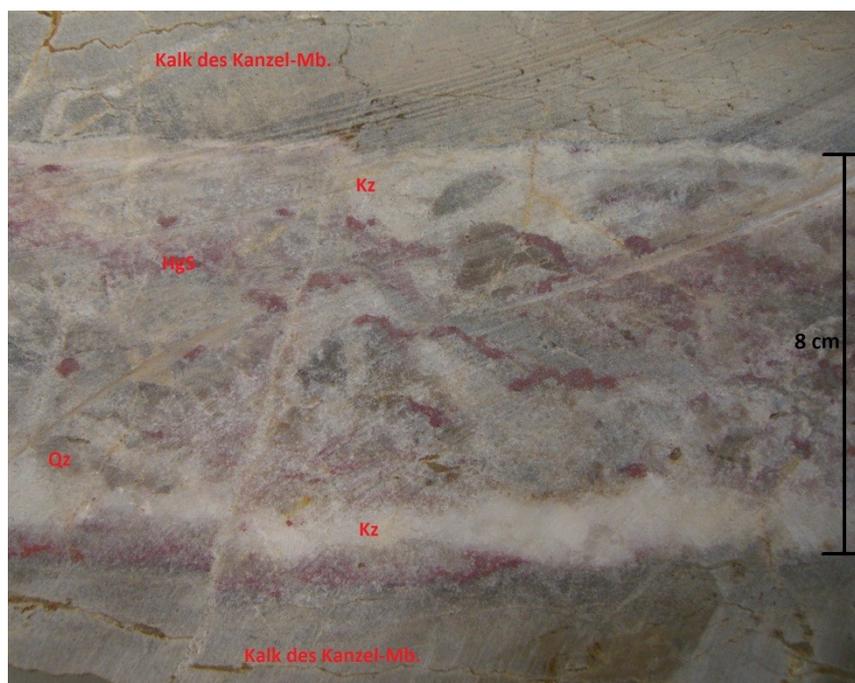


Abbildung 25: Vererzter Gang in einem Kalk der Kanzel-Subfm. vom Kalvarienberg

Die Generationenabfolge stellt sich in dieser Lokalität wie folgt dar: Die ältesten Gesteine sind die grauen Kalke der Kanzel-Subformation. Darin befindet sich ein großer vererzter Kalzitgang, der von jüngeren nicht vererzten Kalzit- und Quarzgängen durchschlagen wird. Da die gefundenen Nester von grobspätigen Karbonaten in diesem Gebiet nicht vererzt sind, dürften diese Karbonatbildungen von einem anderen Fluid verursacht worden sein, als der große Kalzitgang.

### 6.3 Gratwein: Schneiderloch

Die Kartengrundlage für die geologische Kartierung des Schneiderlochs stammt aus dem „Archiv des Landesvereins für Höhlenkunde in der Steiermark“.

Das Schneiderloch bei Gratwein (Nummer 2 in Abb. 22) liegt 100 m nördlich der Abzweigung Richtung Hörgas und 20 Höhenmeter über der Straße in der Kanzel-Subformation. Es ist eine natürliche Höhle die von alten Auskolkungen im Kalkgestein durch die umliegenden Gewässer geprägt ist.

Die Höhle wurde im Zuge dieser Arbeit vollständig kartiert, wobei besonderes Augenmerk auf die HgS-Mineralisationen gelegt wurde. Die geologische Karte des Schneiderlochs und die Legende dazu befinden sich im Anhang A.

Das Schneiderloch besteht zu 90 % aus grobspätigen Karbonaten und der Rest aus Kalken der Kanzel-Subformation. Die Grenzen der Lithologien verlaufen größtenteils entlang von Störungen, wobei es aber immer wieder zu Abweichungen von 1-2 m kommt, bei denen das grobspätige Karbonat wolkenartig in die Kalke der Kanzel-Subfm. hineinragt. Die Kalke der Kanzel-Subfm. finden sich immer im Liegenden der Höhle, während die grobspätigen Karbonate den größten Teil der Ulmen und Firsten ausfüllen. In der geologischen Karte wurden zur besseren Darstellung die Ulmen der Eingangshöhle und in der Nähe des Profil 1 aufgeklappt eingezeichnet.

Auffällig ist, dass Störungen häufig entlang alter Schichtflächen aktiviert wurden und an diesen Stellen das ansonsten sehr starre Gestein tonig und weich-bröselig ist. Die meisten Störungszonen sind von Lettenfüllungen begleitet, die von wenigen Millimeter bis zu Dezimeter Breite reichen. Die alten Schichtungen zeigen keinerlei Kalzitbeläge, jedoch finden sich entlang der jüngeren Störungszonen häufig zentimeterbreite Kalzitfüllungen. Der Clar-Wert des durchschnittlichen Streichens und Einfallens der Gesteine beträgt in der gesamten Höhle ca. 340/50.

Die grobspätigen Karbonate zeigen oft rote Verfärbungen entlang von Klüften und an der Oberfläche. Dieses Phänomen entsteht durch das im Gestein enthaltene Eisen, das bei der Verwitterung herausgelöst wird.

Die HgS-Mineralisationen zeigen prinzipiell keinen direkten Bezug zu einer bestimmten Schicht. Sie kommen zwar gehäuft in den Zerrüttungszonen beim Kontakt von grobspätigen Karbonaten zu den Kalken der Kanzel-Subfm. vor, sind aber auch in Klüften und Quarzgängen und teilweise sogar einfach diffus, entlang von Korngrenzen im Karbonat verteilt, zu finden.

Entlang des Eingangstores wurden die Proben ST1-ST16 von N - S entnommen. Auf beiden Seiten des großen Eingangportals liegt jeweils eine Störung (S1 und S2, auch in der geologischen Karte eingezeichnet), die die beiden Lithologien (Kalke der Kanzel-Subfm. und grobspätige Karbonate) voneinander trennt (Abb. 26). In beiden Gesteinsarten befinden sich häufig Kalzitgänge und Quarzknuern. Diese zeigen jedoch keine bevorzugte Einregelung, sondern sind diffus im gesamten Gestein verteilt.

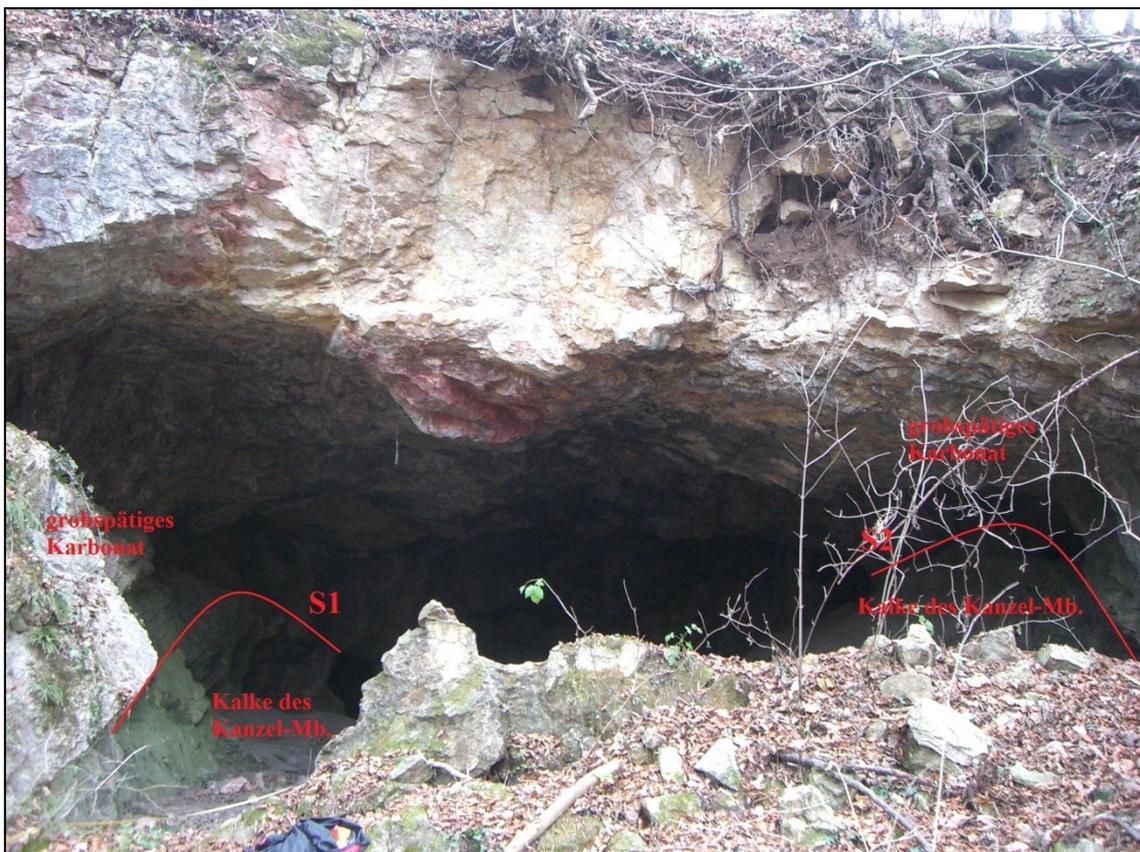


Abbildung 26: Eingangsportal des Schneiderlochs mit den, die Lithologien trennenden, Störungen S1 und S2

Die genau an alten Schichtungen (Clar-Wert S1:327/47; S2: 358/15) verlaufenden Störungen haben eine Schwächungszone gebildet, in der das Wasser leichter in die Gesteinsformation eindringen und die Höhle bilden konnte.

Die Probe ST7 wurde genau an der Grenze zum grobspätigen Karbonat bei S1 genommen. Der Schliff besteht aus großen Dolomitkörnern die von einem kalzitischen Karbonatzement umgeben sind. Die Braunsäume, die manche Dolomitkörner umgeben, stammen von verrostetem Pyrit (Abb. 27).

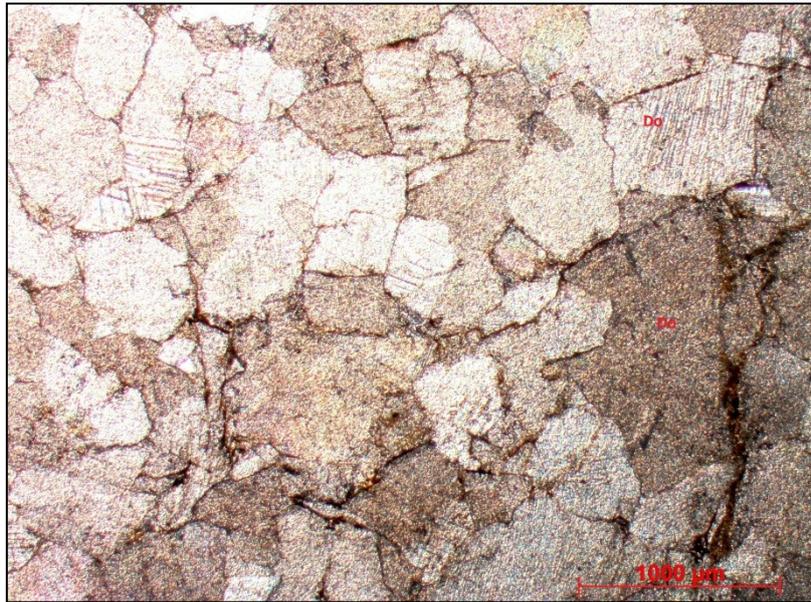


Abbildung 27: Grobspätiges Karbonat mit großen Dolomitkörnern (mit und ohne Lamellen) (Probe ST 7)

Es finden sich sekundäre Karbonatgänge, von 2 oder sogar 3 verschiedenen Generationen, in denen die Körner Verzwilligungen zeigen. Die jüngste Generation durchschlägt sogar die nach dem Karbonat gebildeten Quarzgänge. Idiomorphe Quarze sind teilweise durch hydrothermale Prozesse im beziehungsweise während der Bildung der grobspätigen Karbonat gewachsen (Abb. 28).

HgS findet sich nur ganz fein entlang von Korngrenzen verteilt.

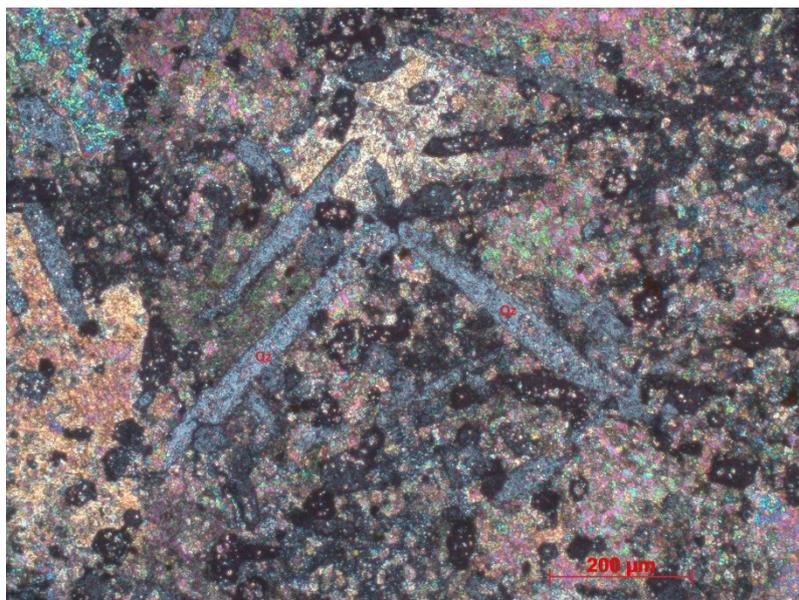


Abbildung 28: Idiomorphe Quarze im grobspätigen Karbonat gesprosst (Probe ST7)

Bei der Störung S2 wurde eine Ansammlung von Amphibolitgeröllen gefunden (Abb. 29). Diese ist aber jünger als die Höhlenbildung und dürfte eine Schlotfüllung mit quartären Kiesen und Amphibolitgeröllen in einer Auskolkung darstellen.



Abbildung 29: Neogene Schlotfüllung mit quartären Kiesen und Amphibolitgeröllen unterhalb S2 beim Eingangportal Schneiderloch

Die Höhle ist an vielen Stellen sehr stark versintert.

Im mittleren der drei hinteren Höhlengänge (in der Karte mit  $-55^\circ$  versehen) wurde Crinoidenkalk gefunden, der von bis zu 20 cm breiten Quarzgängen mit HgS-Mineralisationen durchzogen ist. In diesem Gang verläuft die Grenze zwischen den beiden Formationen auch nicht entlang einer Störung sondern die Lithologien verlaufen diffus ineinander und zeigen einen graduellen Übergang.

Im hintersten westlichsten Teil der südlichen Nebenhöhle wurde entlang einer mineralisierten Störung ein Profil aufgenommen (in der geologischen Karte mit **Profil 1** eingezeichnet). Das Profil zeigt den Verlauf einer Störung in der Kanzel-Subfm., die flach nach NW-SE einfällt ( $040/15$ ) und ins Hangende streicht (Abb. 30). Die Störung ist mit einem braunen, weich-tonigen Störungskataklasit von bis zu 20 Zentimeter Mächtigkeit verfüllt. Am Kontakt von der Kanzel-Subfm. zum Kataklasitbereich sind besonders viele bis zu zentimetergroße rote HgS-Vererzungen zu beobachten (Abb. 31 & 32). Auch die an die Störung angrenzenden und parallel dazu verlaufenden Quarzgänge in den Kalken der Kanzel-Subfm. sind stärker

vererzt, als die von der Störung weiter entfernten Gänge. Auch in diesem Bereich wurden die Ulmen in der geologischen Karte aufgeklappt eingezeichnet.

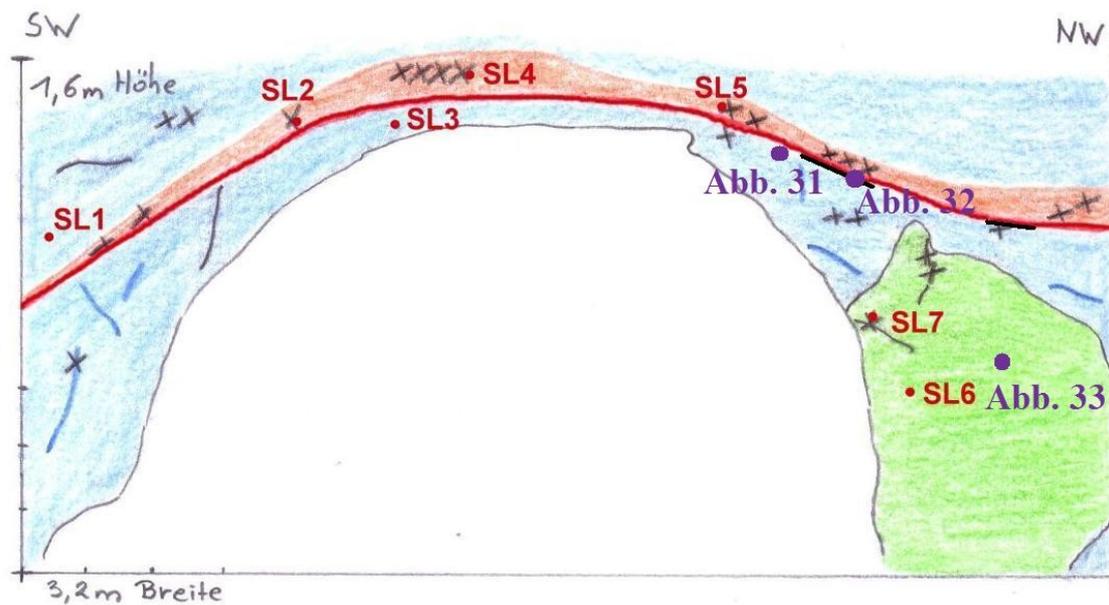


Abbildung 30: Profil 1 im Schneiderloch. Rot: Störungsverlauf und Lettenbereich; Blau: Kanzel-Subfm.; Grün: grobspätiges Karbonat; blaue und schwarze Striche: Kalzit- und Quarzgänge; Schwarze X: HgS-Mineralisation; rote Schrift: Probennahmestellen

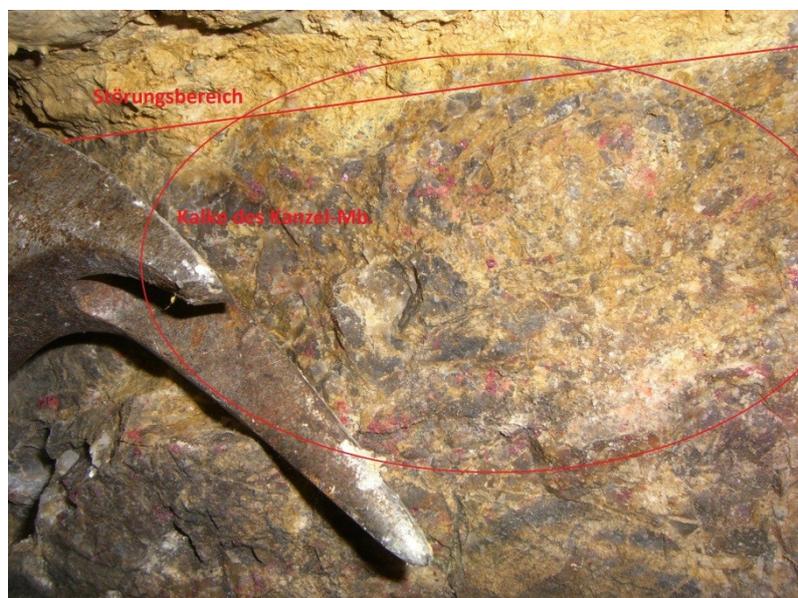


Abbildung 31: HgS-Mineralisation (rot) am Kontakt Kalkes der Kanzel-Subfm. zur Störung

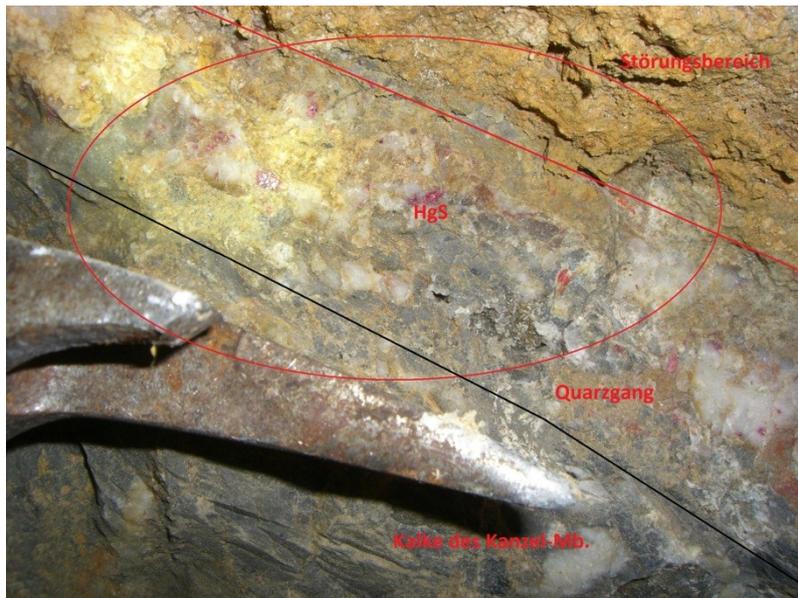


Abbildung 32: HgS-Mineralisation (rot) im Quarzgang am Kontakt zur Störung

Im grobspätigen Karbonat (Abb. 33), das sich am nordwestlichen Rand des Profils nestartig in der Kanzel-Subfm. befindet, sowie in den Kalken der Kanzel-Subfm., können nur vereinzelt kleine Zinnerkristalle in Gängen und Klüften gefunden werden. Die Kalzitgänge zeigen keine bevorzugte Richtung.



Abbildung 33: Grobspätiges Karbonat im Profil 1 im Schneiderloch

Bei der Probe der Kanzel-Subfm. SL1 handelt es sich um einen mikritischen Kalk, in dem unterschiedliche Karbonatgenerationen fein- bis grobkörnige Gänge gebildet

haben. Es lassen sich auch stengelige im Kalzit gebildete Quarze und Pyrit-beziehungsweise Limonitkörner erkennen. Es wurden wiederum Stylolithen, die ein Hinweis auf Drucklösung sind, gefunden. An Fossilresten wurden in diesem Schliff nur Pelloide, Tabularien und Filamente identifiziert (Abb. 34).

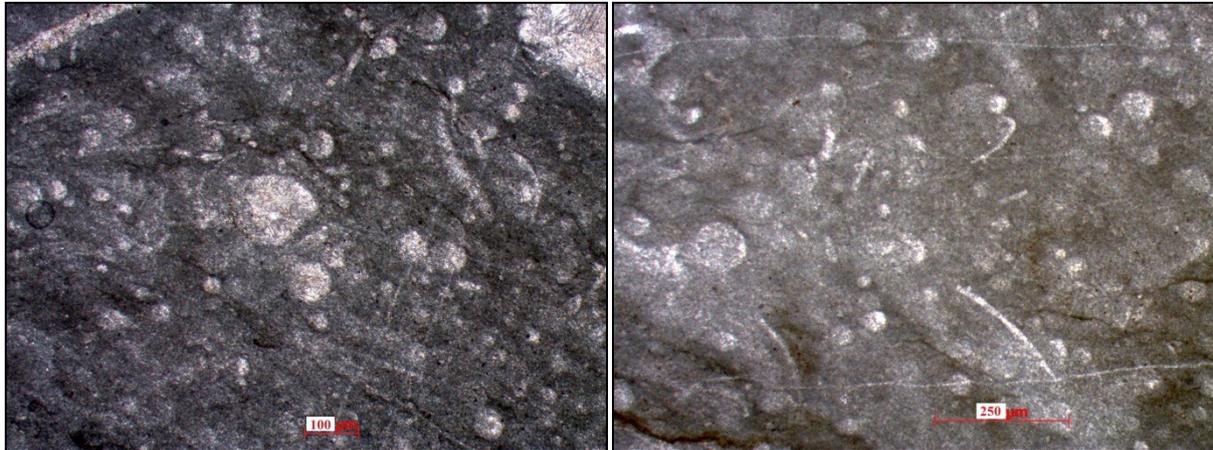


Abbildung 34: Pelloide, Schwammnadeln und Filamente in der Probe SL1

Die Probe SL3 ist ein quarzhältiges mikritisches Karbonat. Es finden sich immer wieder große, in Kalzitgängen gesprossene Quarzkristalle (Abb. 35). Als Nebengemengteile wurden noch feiner Hellglimmer (Serizit), Pyrit, Hämatit und in einigen Kalzitgängen Zinnobererze entdeckt.

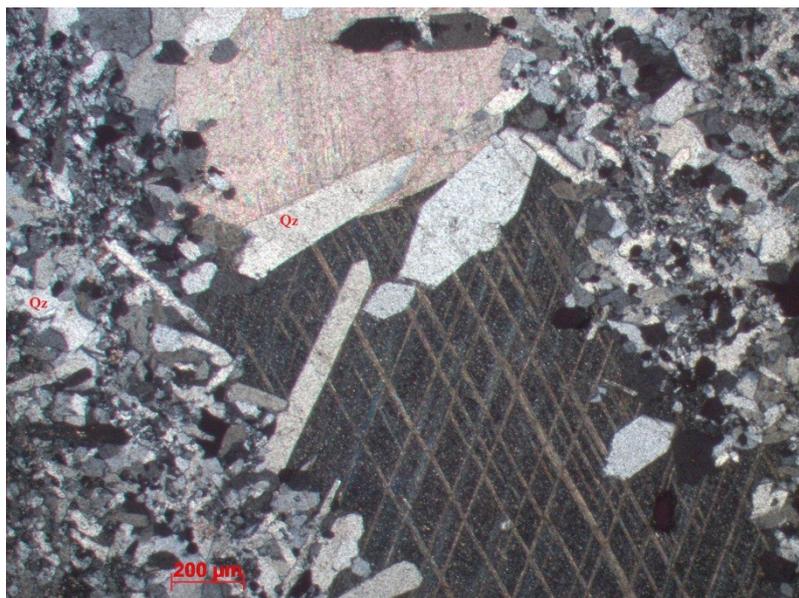


Abbildung 35: Idiomorphe Quarzkristalle in Kalzitgang hineingewachsen im Schliff SL3 (mit Analysator)

Die Proben SL2, SL4 & SL5 wurden aus dem Störungsbereich genommen. Sie bestehen aus dem gleichen Material wie das Umgebungsgestein, nur sind die darin enthaltenen Körner kleiner und oft stark zerbrochen. Außerdem sind die Gesteinsbruchstücke in den Proben gelängt und in Bahnen gerichtet. Das weist darauf hin, dass die tonigen Kataklastite durch den Druck und die Bewegung der Störung aus dem Nebengestein gebildet wurde. Auffallend ist der erhöhte Anteil von Glimmern und Tonmineralen, die in den Schliffen gefunden wurden. Neben Tonmineralen der Kaolinitgruppe wurden bei den Analysen auch welche der Illit/Glimmergruppe und quellfähige Tonminerale wie zum Beispiel Smektit identifiziert. In den kataklastischen Ablagerungen konnten hydrothermale Lösungen durchströmen und dabei die vererzte Mineralisation erzeugen. Die Erzmineralisationen befinden sich alle entlang von kleinen Klüften, die zwischen den Gesteinsbruchstücken durchziehen.

Die beiden Proben des grobspätigen Karbonates (SL6 und SL8) bestehen aus großen Kalzitkörnern, die miteinander verzahnt sind und dazwischen befinden sich kleine Bereiche in denen sehr kleine Quarzkristalle angehäuft wurden (Abb. 36).

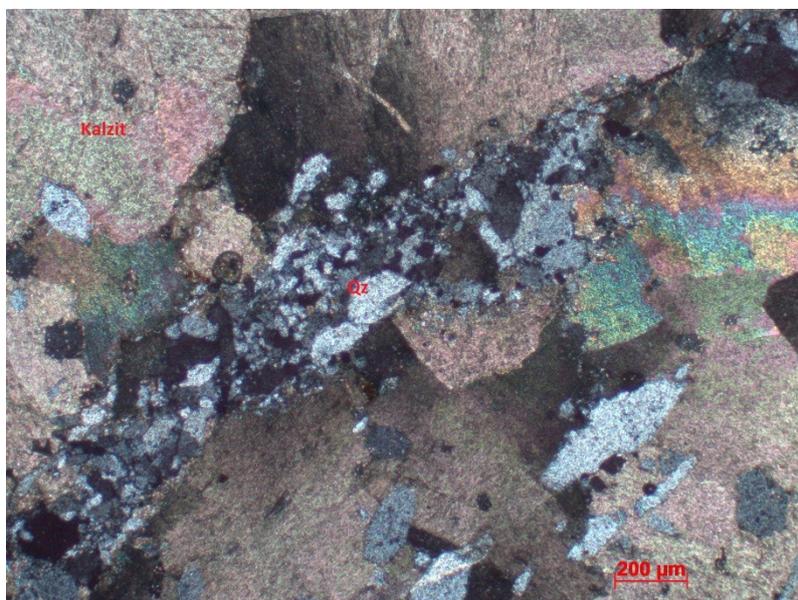


Abbildung 36: Quarzanhäufungen innerhalb des grobspätigen Karbonates im Schliff der Probe SL6 (mit Analysator)

Es können in diesen Gesteinen keine Fossilien mehr festgestellt werden. Diese Gesteine zeigen durch die starke Limonitisierung eine deutliche braune Bänderung entlang der Körner.

Die ältesten Gesteine im Schneiderloch sind die Kalke der Kanzel-Subformation. Die extensionsbedingten Störungen bildeten die Bahnen für das Fluid, das gleichzeitig die grobspätigen Karbonate und die Vererzungen in den Störungsbereichen bildete. Die jüngsten Klüfte im Schneiderloch sind nicht vererzt.

## 6.4 Nördlich Gratwein: Wollschlager

Wie in Abb. 14 ersichtlich, wurde nördlich von Gratwein im Bereich Wollschlager (Nummer 5 in der geologischen Karte) eine deutliche Quecksilberanomalie gefunden. Es befindet sich hier entlang von Störungen ein Wechsel der Lithologie von der Kanzel-Subfm. zur Sanzenkogel-Fm. beziehungsweise zu Schichten der Dult-Gruppe (Abb. 37).

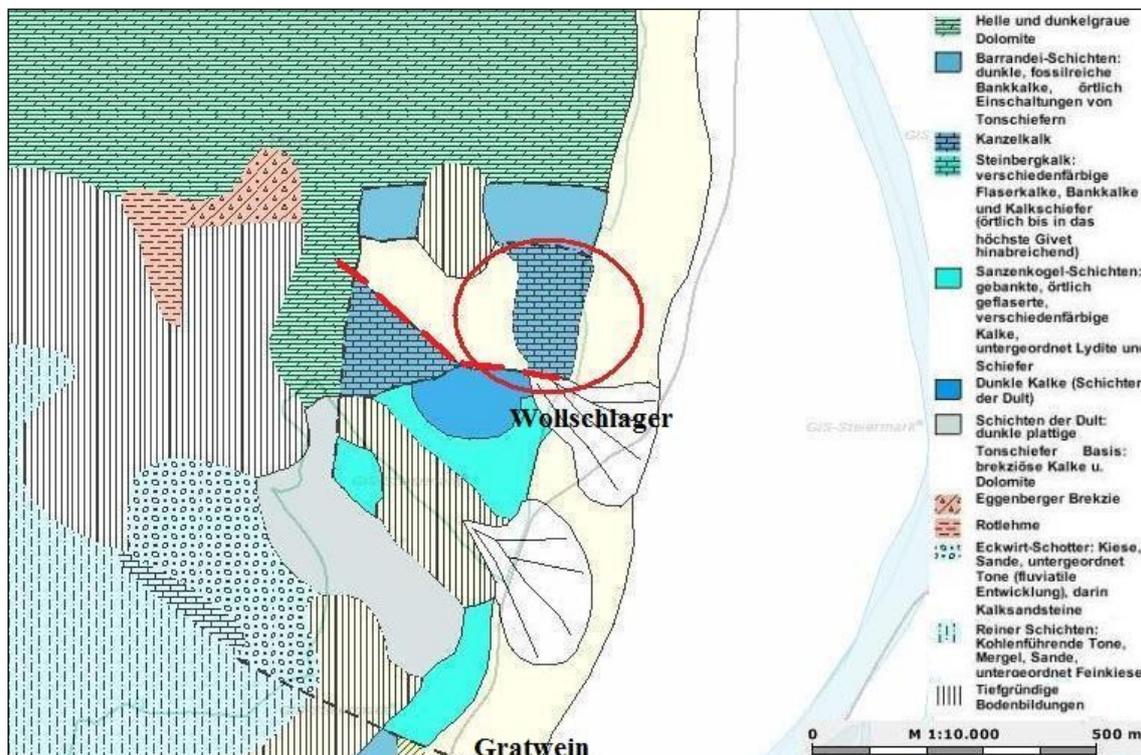


Abbildung 37: Geologie im Bereich Wollschlager nördlich von Gratwein (Gis-Steiermark, verändert). Rote durchbrochene Linie stellte einen Störungsbereich dar

Im Zuge einer Begehung wurden Proben (W1 – W3) von einem Übergangsbereich von grauem Kalk der Kanzel-Subfm. zu hellbraunem grobspätigem Karbonat genommen. Die Probe W1 besteht aus feinem Kalkzement, in dem größere Kalzitkristalle eingeschlossen sind. Im Vergleich zu anderen Schlifften aus der Kanzel-Subfm. ist in W1 wenig Quarz enthalten. Die Kalzitminerale sind teilweise etwas gelängt. Dieses Phänomen weist auf Drucklösung hin. Ein bräunlicher Limonitsaum tritt an den Karbonatkorn Grenzen auf. Als Nebengemengteile finden sich noch Muskowit, Serizit, Pyritkörner und geringe Mengen an Feldspat.

Im Gegensatz dazu zeigt die grobspätige Karbonatprobe W3 eine wolkige Verdrängung mit Eisenkarbonat (Abb. 38), die Gänge mit großen Kalzitmineralen durchziehen. Auch hier dürfte der nahe Störungsbereich die Fluidbahn für die hydrothermale Umwandlung dargestellt haben.



Abbildung 38: Wolkige Eisenkarbonat-Verdrängung in Probe W3 vom Wollschlager

Diese Verdrängungswolke entstand durch Fluide, die die Kalke der Kanzel-Subfm. durchströmten. In dieser Lithologie tritt auch wieder das Antimonsulfid Stibnit auf. Makroskopisch beziehungsweise mikroskopisch sichtbares Zinnober wurde in dieser Lokalität nicht gefunden.

## 6.5 Gratkorn: Zigeunerloch

Das Zigeunerloch liegt in Gratkorn etwa 50 m nördlich vom Kreisverkehr Richtung Gratwein. Diese Lokalität liegt in der Kanzel-Subfm. (Abb. 39), in dem sich unterschiedliche Karbonateinschaltungen (große Gänge, Grobpat, etc.) befinden.

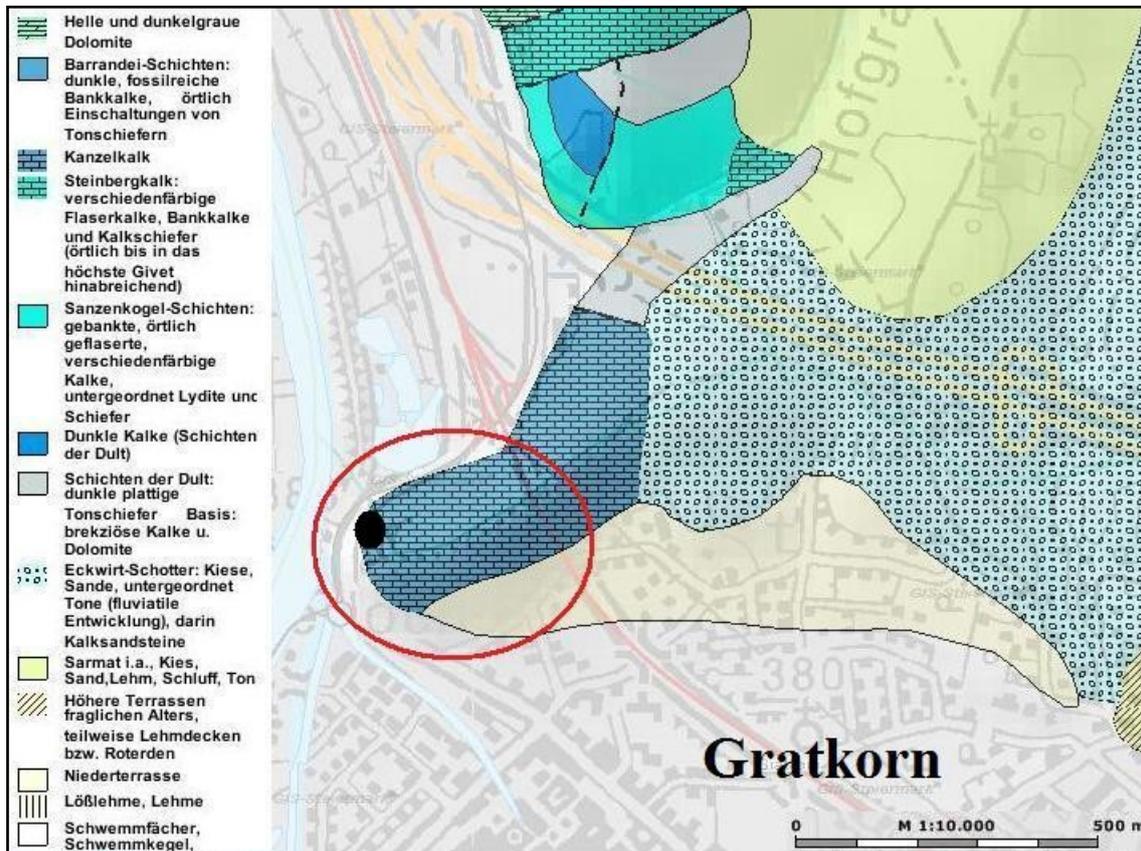


Abbildung 39: Geologie im Bereich Zigeunerloch nördlich von Gratkorn (Gis-Steiermark, verändert). Schwarzer Kreis stellt den Eingang des Zigeunerlochs dar

Direkt über dem Eingangsportal wurde eine große mittelsteil einfallende tektonische Verwerfung gemessen, welche eine Aufschiebung darstellt (Abb. 40).



Abbildung 40: Schräge Aufschiebung im Zigeunerloch

Am nördlichen Wandfuss des Portals wurde ein etwa 5 m hohes Profil aufgenommen (Abb. 41). Diese Abbildung stellt den Lithologieverlauf vom Liegenden bis ins Hangende des aufgenommenen Bereiches dar und wurde auf Grund der besseren Sichtbarkeit aus 3 Fotos zusammengestellt.

Im untersten Bereich besteht das Gestein aus rötlichem mikritischem Kalk (Z1 & Z4), in den horizontale Kalzitgänge (Z2) eingelagert sind. Diese Gänge werden wiederum von jüngeren Kalzitadern durchzogen und beinhalten Zinnobervererzungen (Z3).

Die beiden Kalzitgangproben (Z2 und Z3) repräsentieren unterschiedliche Generationen an Karbonatmineralen und beinhalten bei Fluiddurchdrängung entstandene Quarzkörner (Abb. 42) und verschiedene Erzminerale (Pyrit, Limonit und Zinnober). Die HgS-Vererzungen finden sich in diesen Schliffen nur rund um Quarzansammlungen.

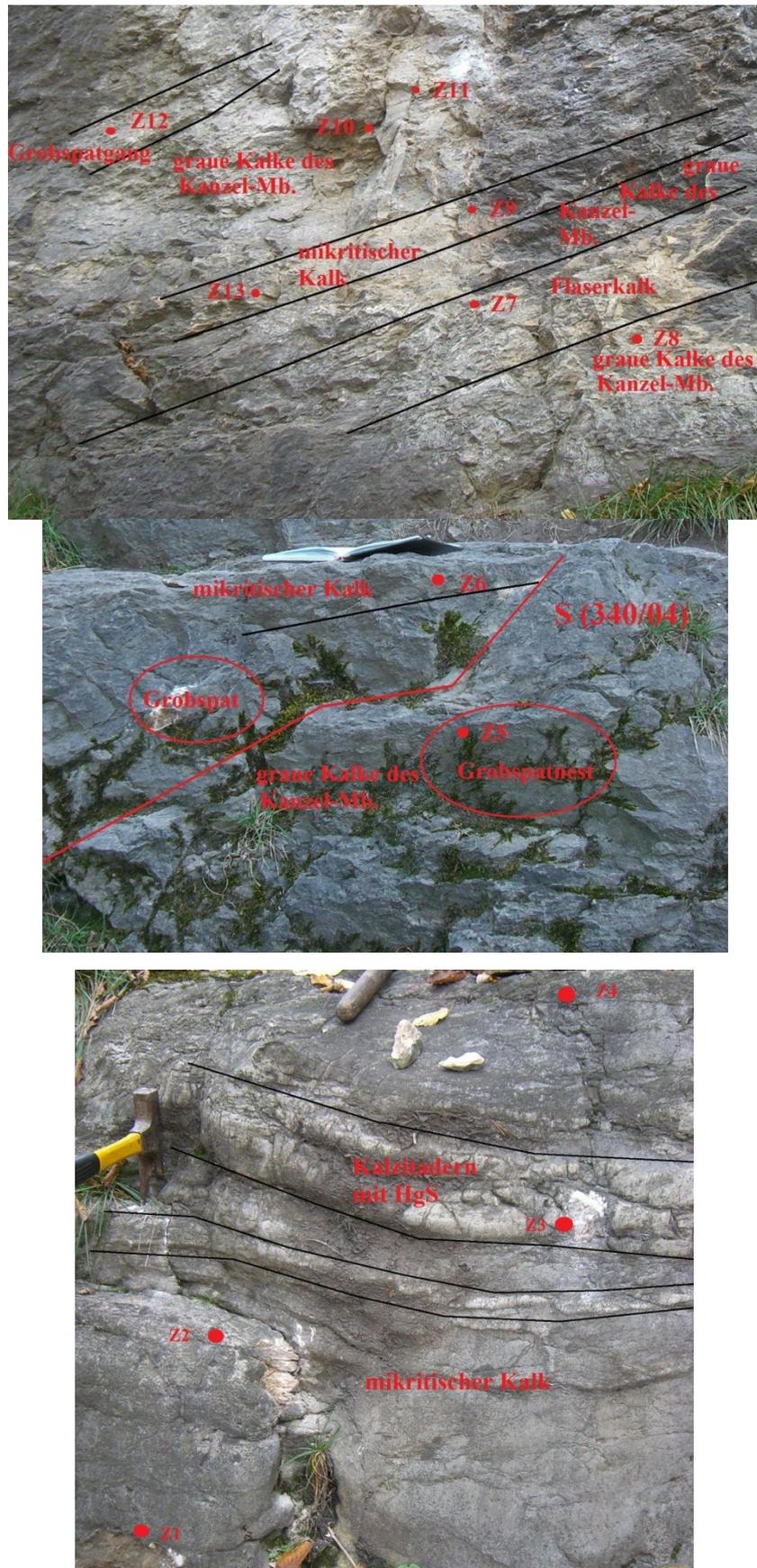


Abbildung 41: Zusammensetzung der Kanzel-Subfm. mit den Probennahmestellen im Profil Zigeunerloch

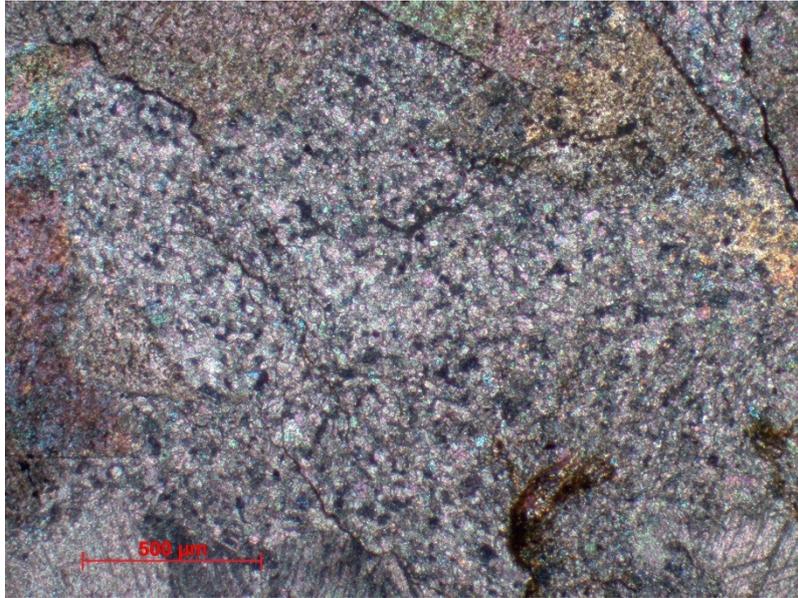


Abbildung 42: Bei Fluiddurchdrängung entstandene Quarzkristalle in der Probe Z2 (mit Analysator)

Der mittlere Bereich besteht aus Kalken der Kanzel-Subformation. Innerhalb dieser Schicht wurden zwei Nester mit grobspätigen Karbonaten (Abb. 43) gefunden.



Abbildung 43: Grobspatnest (Fotomitte) in der Kanzel-Subformation beim Zigeunerloch

Die grobspätigen Karbonate (Z5) bestehen aus groben, miteinander verzahnten Kalzit- und Dolomitkörnern. Neben Quarz- und Eisenkarbonatmineralen wurden auch in diesem Schliff wiederum Pyrit und Limonit entdeckt. Da sich die beiden Nester in

der Nähe einer kleinen Störung befinden, wird vermutet, dass diese bei der Bildung des Grobspates eine Rolle gespielt haben könnte.

Am Randbereich zur obersten kartierten Gesteinswand wurde eine Probe von einem rötlich-gelben mikritischen Kalk genommen (Z6). Diese aus Kalkschlamm gebildeten Kalke zeigen abgesehen von den darin gebildeten Kalzitgängen unterschiedlichster Generationen keine erkennbaren Kristalle (Abb. 44). Diese Kalke sind sehr fossilarm. Neben Pyrit, Limonit und Rutil wurden vereinzelt Glimmerminerale beobachtet.

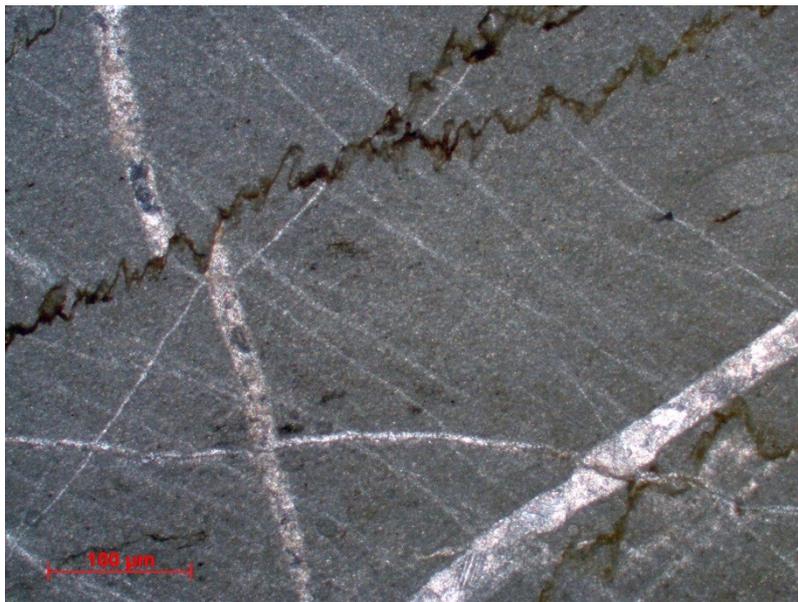


Abbildung 44: Mikritischer Kalk mit Karbonatgängen und Stylolithen im Schliff Z6

Im obersten Bereich des kartierten Profils finden sich neben den grauen Kalken der Kanzel-Subfm. auch Lagen von Flaserkalken (Z7), rotbraune mikritische Kalke und Grobspatgänge (Z12). Während die grauen Kalke der Kanzel-Subfm. einen Clar-Wert von 334/68 besitzen, zeigen die Flaserkalke das gleiche Streichen, aber ein flacheres Einfallen von 10°. In diesen gelblichen Flaserkalken können neben tonigen Einschaltungen auch Crinoiden erkannt werden.

Im Schliff Z8 ist der Hauptbestandteil eine mikritische fossilarme Kalzitmatrix in der Karbonatgänge verlaufen. Auffällig ist, dass sich in diesem Schliff die Gänge immer in fast 90° Winkeln schneiden (Abb. 45). Neben Pyrit und Limonit kommt in diesen Gängen auch wieder die Antimonspießglanzphase Stibnit vor.

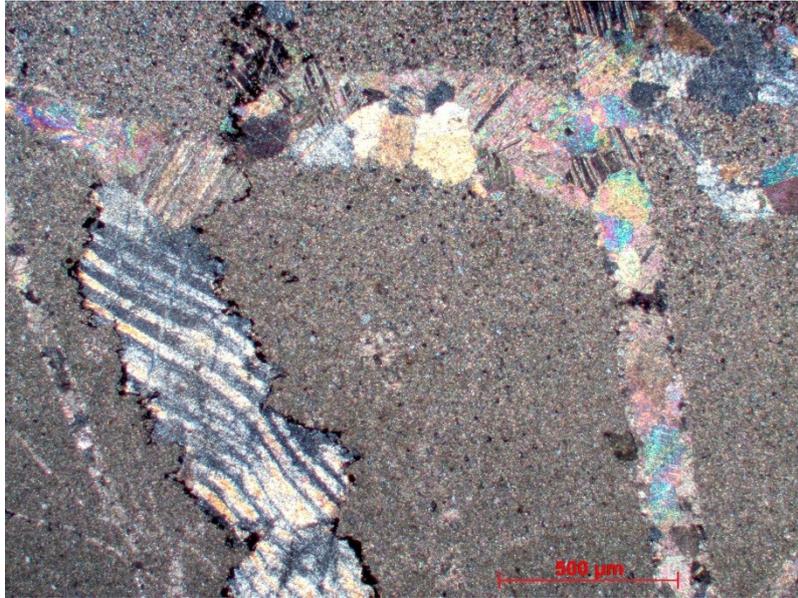


Abbildung 45: Karbonatgänge (mit Stylolithengefüge) im Schliff Z8 schneiden sich in 90°-Winkeln (mit Analysator)

Die Schliffe Z10 & Z11 stammen hingegen aus Mikrospariten mit Quarzbänderung. Die Kalzitgänge in der Kanzel-Subfm. sind bis zu 1 cm breit und von Quarzgängen mit idiomorphen Kristallen umgeben. Im Gestein lassen sich Schwammnadeln, Muschelkrebse und selten Foraminiferen erkennen. Dies weist auf einen lagunären oder flachwasserbezogenen Bildungsraum hin. In Abb. 46 ist ein Schalenrest in mikritischem Kalk abgebildet.



Abbildung 46: Schalenrest im Schliff Z10 (ohne Analysator)

Der Grobspatgang in der Probe Z12 durchschlägt die umliegenden Kalzitgänge und ist damit als jünger einzustufen. Die großen idiomorphen Quarz- und Kalzitminerale sind von karbonatischem Zement umgeben. In den Zementbereichen sind überdurchschnittlich viele Pyrit- und Limonitkörner enthalten. Die Minerale sind meist gelängt. Zinnobererze konnten mikroskopisch jedoch nicht beobachtet werden.

Die Probe Z13 besteht aus dem bereits bekannten rötlich-gelben mikritischen Kalk, in den in diesem Bereich schwarze Dolomitgesteine eingelagert sind (Abb. 47). Der mikritische Kalk besteht aus einer sehr feinen Kalzitmatrix mit einem hohen Anteil an Pyrit und Limonit. Manche Karbonatgänge durchschlagen die limonitisierten Bereiche und sind deshalb später entstanden als die Limonitisierung. Die grobkörnigen schwarzen Dolomite sind lagenförmig im Mikrit eingeschlossen und zeigen sehr deutliche Lamellen (Abb. 48). Der Quarzanteil ist im Gegensatz zu den anderen Proben relativ gering. Es konnten einige Stylolithen entdeckt werden.



Abbildung 47: Mikritischer Kalk mit schwarzem Dolomit (Probe Z13)



Abbildung 48: Dunkle Dolomitminerale mit Lamellen im Schliff Z13 (mit Analysator)

Die Generationsabfolge im Bereich Zigeunerloch: Am ältesten sind die grauen Kalke der Kanzel-Subfm., in dem sich Lagen von Flaserkalken und rötlichen mikritischen Kalken, in den teilweise Dolomitgesteine eingelagert sind, befinden. Es gibt unterschiedliche Generationen an Kalzitgängen, wovon die älteren nicht vererzt sind. Die jüngeren Kalzitgänge und die etwa gleichaltrigen grobspätigen Karbonatnester beinhalten jedoch Zinnober.

## 6.6 St. Pankrazen

Im Raum St. Pankrazen befindet sich im Liegenden die Plabutsch-Fm., darauf die Gaisbergsattel-Subformation und die Platzkogel-Subformation. Darüber folgen Bitumenmergel (St. Pankrazen-Fm.) und Siliziklastika der „Hauptbeckenfolge“ der Kainacher Gosau (Abb. 49).

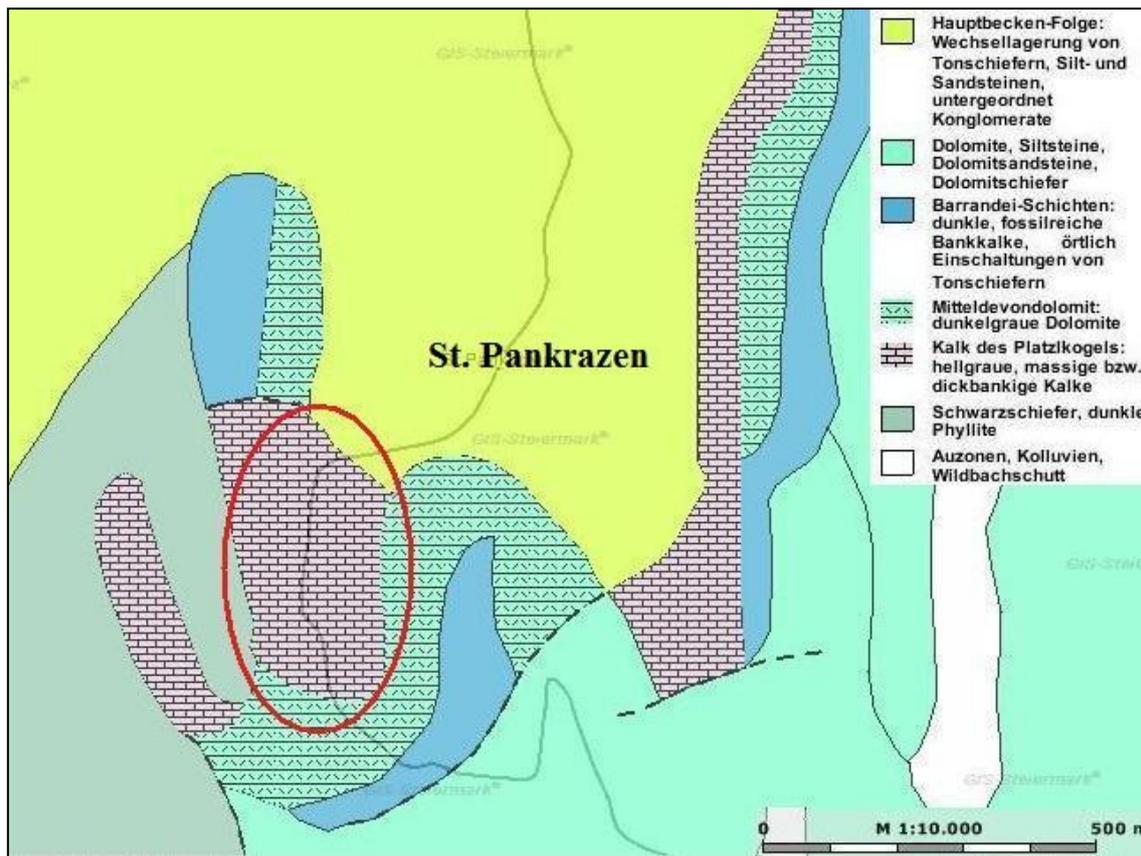


Abbildung 49: Geologie im Bereich St. Pankrazen (Gis-Steiermark, verändert). In Rot das Probennahmegebiet

Im Raum St. Pankrazen wurden aus der Platzkogel-Subfm. (P/80, P/90, P/100) und den in den hangenden Anteilen eingelagerten basischen Vulkaniten (Tuffe P5-P7) Proben entnommen.

Die Kalke aus der Platzkogel-Subfm. bestehen hauptsächlich aus größeren detritären Kalzitkörnern und Kalzitgängen, die in einer mikritischen Matrix liegen. Die größeren Kristalle sind meistens zerbrochen und von einem Limonitsaum umgeben. Es wurden neben Pyrit und Limonit, auch undulös auslöschende, feine, gangförmige Quarzanhäufungen gefunden. Mikroskopisch erkennbares Zinnober konnte in dieser Lithologie nicht entdeckt werden. Die Farben der Gesteine dieser Lithologie sind sehr verschieden. Sie variieren zwischen grauen Proben, in denen Fossilreste (Filamente und Korallenfragmente) gefunden wurden, bis zu rosa-rötlichen Proben.

Die basischen Vulkanitproben hingegen bestehen zu 60-80 % aus  $\text{SiO}_2$ . Obwohl ihre chemische Zusammensetzung durch metasomatische Austauschvorgänge während einer hydrothermalen Durchströmung bei der Abkühlung bzw. auch während der schwachen Temperaturüberprägung in diesem Gebiet verändert worden ist, kann man sie aufgrund ihrer  $\text{TiO}_2$ - und  $\text{P}_2\text{O}_5$ -Gehalte und dem Vorhandensein von Olivin

als basische Vulkanite ansprechen. Das  $\text{SiO}_2$  stammt vermutlich aus Silikaten, die durch Umlagerung bei der Bildung der Kanzel-Subfm. mit den vulkanischen Ablagerungen mitsedimentiert wurden. Es könnte aber auch das Fluid, das die Vererzung verursachte, neben Quecksilber auch mit Kieselsäure angereichert gewesen sein und daraus die hohen  $\text{SiO}_2$ -Gehalte der Tuffe entstanden sein. Die darin vorkommenden Quarzkörner sind meist idiomorph, undulös auslöschend, teilweise miteinander verzahnt und zeigen feine kalzitische Einschlüsse. An den Korngrenzen kann vereinzelt ein karbonatischer Saum festgestellt werden.

Weiters lassen sich noch kleine Feldspäte und selten Olivin, Pyrit und entlang von Klüften Biotit unterscheiden.

Diese Gesteine sind stark verwittert und zeigen meist eine rötliche Färbung. Für die Färbung ist fein verteilter, meist kryptokristalliner Hämatit beziehungsweise Limonit verantwortlich. In dieser Lithologie konnten keine Fossilien festgestellt werden.

Die Tuffprobe P/6 besteht aus einer dunklen roten Matrix in der sich Quarzkörner (teilweise große idiomorphe Minerale) befinden. In den größeren Quarzen konnten Pyrite festgestellt werden, deren Rand schon stark zu Hämatit umgewandelt ist. Es wurden in den weniger kieselsäurereichen Bereichen auch Serizit- und Plagioklasminerale beobachtet.

Auch die Tuffprobe P/7 zeigt eine quarzreiche feinkörnige Matrix und glänzende Eisenhydroxidüberzüge an den Rändern der Kristalle. In diesem Dünnschliff wurden auch Orthopyroxene entdeckt.

## 7 Geochemie

Im Bereich der durch Hg-Anomalien ausgezeichneten Bereiche der Rannach-Decke wurden Kalke der Kanzel-Subfm. beziehungsweise der Platzlkogel-Subfm., sowie Karbonate der unmittelbar darunter und darüber liegenden Formationen beprobt. Zusätzlich wurden im Bereich der Anomalie südöstlich von St. Pankrazen Proben von basischen Tuffen und darüber liegenden Gesteinen der Kainacher Gosau entnommen.

Alle Proben wurden an sieben verschiedenen Entnahmestellen genommen. Diese Stellen werden in Form der Ziffern I – VII den Probenbezeichnungen beigefügt. In Tabelle 1 und in den Abbildungen 50–52 werden die Positionen dargestellt und die Entnahmestellen bezeichnet.

Probenentnahmeziffer	Ortsbezeichnung	Gestein
I	Tallakkogel	Steinberg-Fm; Kanzel-Mb. (Kalke; grobspätige Karbonate)
II	Kalvarienberg	Kanzel-Mb. (Kalke; grobspätige Karbonate)
III	Schneiderloch	Kanzel-Mb. (Kalke; grobspätige Karbonate)
IV	Gratwein-Ort	Plabutsch-Fm; Kanzel-Mb. (grobspätige Karbonate)
V	Zigeunerloch	Kanzel-Mb. (Kalke; grobspätige Karbonate)
VI	Steinbruch Dennig	Plabutsch-Fm; Kanzel-Mb. (Kalke)
VII	St. Pankrazen	Flösserkogel-Fm; Plabutsch-Fm; Gaisbergsattel-Mb; Platzlkogel-Mb; Kainacher Gosau

Tabelle 1: Ortsbezeichnungen der Probennahmestellen

Von den Proben wurde der Haupt- und Spurenelementchemismus vom Labor Actlabs in Kanada analysiert. Die Ergebnisse dieser Analysen können dem Anhang C in den Tabellen 9-13 entnommen werden. Es wurden auch einige Proben mittels Atomabsorptionsspektroskopie (AAS) auf Hg, Sb, As und Te untersucht. Diese Ergebnisse finden sich im Anhang E in Tabelle 13.

Für die AAS wurde das Gerät Perkin-Elmer 3030 Atomic Absorption Spectrophometer verwendet. Zur Herstellung der Aufschlüsse für die AAS werden 0,2 g der zermahlene Probe eingewogen und in einen 50 ml Kolben gegeben. Hierzu werden 5 ml HNO<sub>3</sub> gegeben, aufgeköcht und mit destilliertem H<sub>2</sub>O aufgefüllt. Aus dieser Stammlösung wurden die Hg- und Te-Werte bestimmt. Für die Bestimmung der As- und Sb-Werte wurden 1ml der, wie oben beschrieben, hergestellten Lösung mit 1 ml HCl, 7 ml destilliertem H<sub>2</sub>O und 1 ml von einem Gemisch aus 5 %iger Ascorbinsäure und 5 %igem Kaliumjodid vermischt.

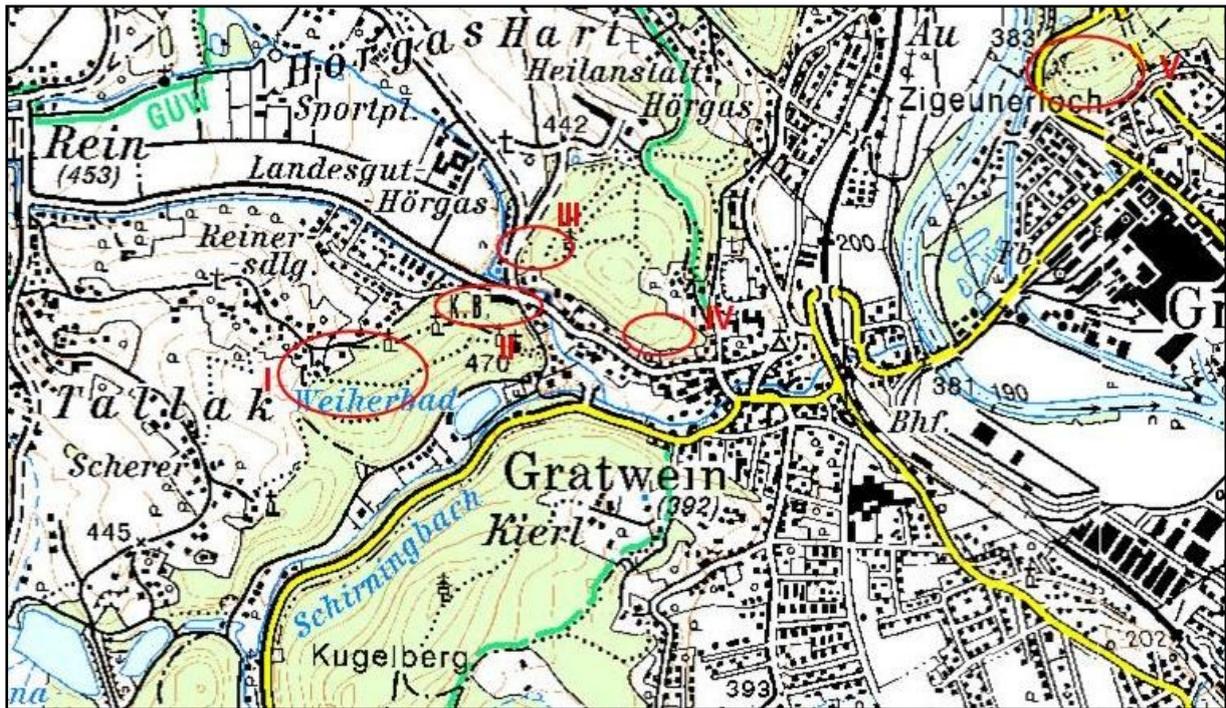


Abbildung 50: Lage der Entnahmestellen I – V (Gis-Steiermark, verändert)

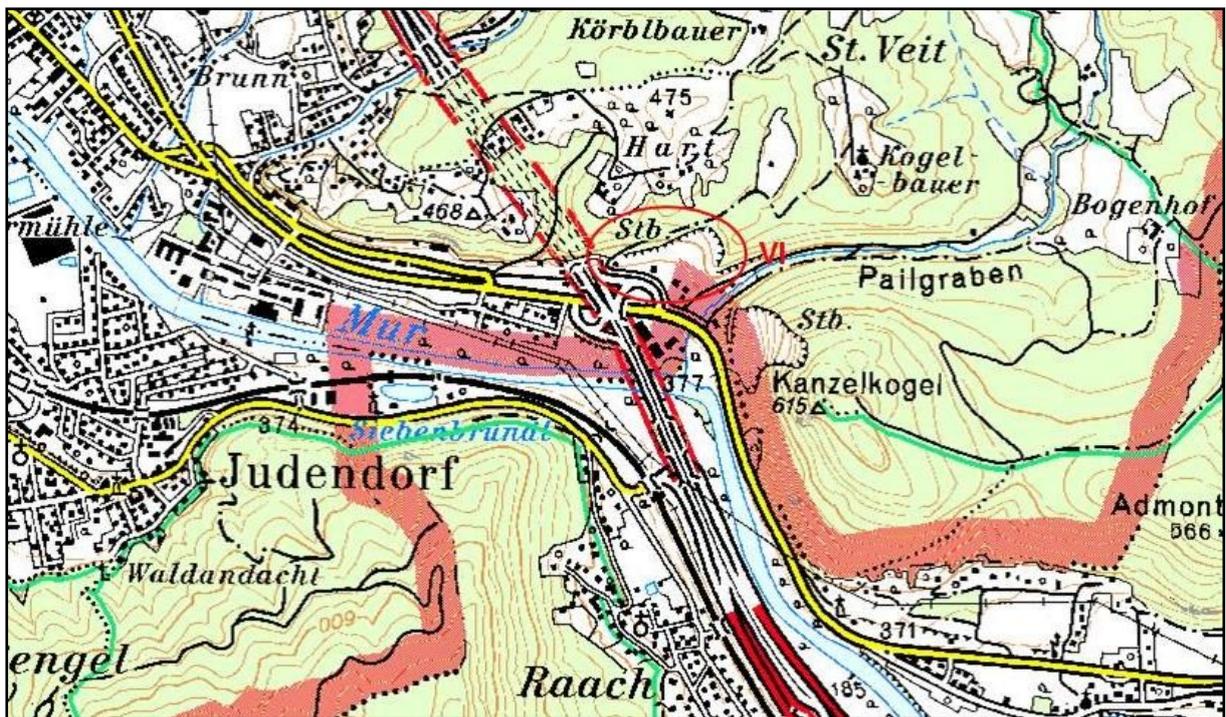


Abbildung 51: Lage der Entnahmestelle VI (Gis-Steiermark, verändert)

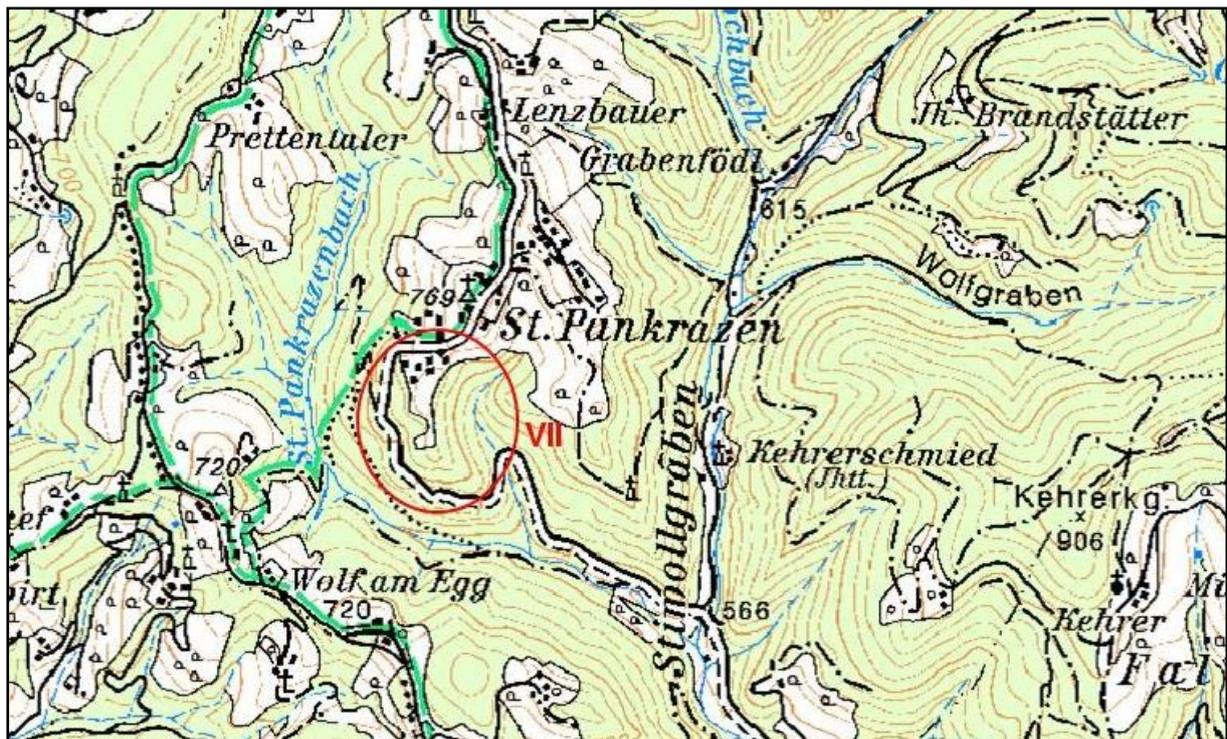


Abbildung 52: Lage der Entnahmestelle VII (Gis-Steiermark, verändert)

## 7.1 Hauptelemente in den untersuchten Lithologien

Die Ergebnisse der Hauptelementanalysen können dem Anhang C in den Tabellen 8 und 12 entnommen werden.

Bei den Karbonatproben der unterschiedlichen Formationen der Rannach-Decke kristallisieren sich bei den Hauptelementen keinerlei Auffälligkeiten heraus. Die Natrium-, Aluminium und Kalium-Gehalte (in Prozenten) der verschiedenen Lithologien unterscheiden sich nur im Zehntel- bis Tausendstelbereich. Die Kalziumwerte schwanken zwischen 19 und 38 %, wobei die Dolomite der Flösserkogel-Fm. (Hg 24 & 25) und der Gaisbergsattel-Subfm. (Hg 29 & 30) die geringsten Gehalte besitzen.

Diese wiederum beinhalten mit 10-13 % die höchsten Magnesiumgehalte. Die restlichen Kalke schwanken zwischen 0,1 und 1 %. Auffällig ist, dass einige der grobspätigen Kristallite (Hg 4 & 11) und die Kalke (Hg 20 & 32) ebenso einen zweistelligen Prozentsatz an Mg zeigen. Das dürfte auf eingeschlossene Dolomitierungen in den Kalken zurückzuführen sein.

Der Eisengehalt ist nicht sehr hoch und liegt generell unter 1 %. In jedem Schichtglied gibt es aber 1-2 Proben, die einen höheren Anteil von bis zu 3 % zeigen.

Die Tuffproben aus St. Pankrazen (P/5, P/6 & P/7) bestehen zu mehr als 2/3 aus  $\text{SiO}_2$ . Sie haben einen sehr hohen Hämatitanteil (13 %), einen Aluminiumoxidwert zwischen 3-9 % und einen Titanoxidgehalt von fast 1 %.

Der Kreidekalk (P/9) hat ein Magnesium- zu Kalziumoxid-Verhältnis von 1:3 und einen Quarzanteil von nur 3 %.

Die Bitumenmergel aus der Kainacher Gosau (P/10 & P/30) beinhalten rund 40 % Kalziumoxid, 16 % Quarz, 6 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und 4 % Hämatit. Auffällig zu den anderen Proben mit 0,4 % ist der mit 1,5 % relativ hohe Anteil an Kaliumoxid.

## 7.2 Spurenelemente in den untersuchten Lithologien

Die Ergebnisse der Spurenelementanalysen können dem Anhang C in den Tabellen 9-13 und dem Anhang E entnommen werden. Die Probennahmestellen lassen sich durch die Probenliste im Anhang B und den Abbildungen 50-52 lokalisieren.

Zur Detektion von Anomalien wurden die Analysewerte mit dem Durchschnittsgehalt in ppm (Clark-Wert) des jeweiligen Elementes in Kalken verglichen (siehe Tabelle 2). Diese Werte wurden von REIMANN & CARITAT (1998) übernommen.

Die Tabelle 2 liefert eine übersichtliche Darstellung, welche chemischen Elemente bei der chemischen Untersuchung in welcher Probe gehäuft vorgefunden wurden. Die Zahlen entsprechen der jeweiligen x-fachen Menge des Clark-Wertes des jeweiligen Elementes in Kalken.

Für alle Elemente (außer Hg):		... geringe Anomalie
		... deutliche Anomalie
Für Quecksilber:		... geringe Anomalie
		... deutliche Anomalie

Quecksilbermobilität in der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums

	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Mo	As	Se	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Ce	Yb	W	Re	Au	Ti	Pb	Bi	Hg	
<b>Clark-Wert in Karbonaten [ppm]</b>	0,1	5	6	40	4	0,3	1,5	0,025	0,01	0,1	0,3	0,15	0,002	12	0,5	0,5	0,0001	0,0001	0,05	5	0,1	0,04	
HG 1 (Steinberg-Formation)	33				3		6					398	164										32
HG 2 (Kalke des Kanzel-Mb.)	14						4			3		23	20										13
HG 3 (Kalke des Kanzel-Mb.)	157	8			4	4	9	5		5		84	280										30
HG 4 (grobspätige Karbonate)	165	5	6					3			4	89	178										26
HG 5 (Kalke des Kanzel-Mb.)	14						5			4		19	13										46
HG 6 (Kalke des Kanzel-Mb.)	12						4					4											11
HG 7 (Kalke des Kanzel-Mb.)	13						5					4	20										11
HG 8 (Kalke des Kanzel-Mb.)	11						5					5	15										51
HG 9 (Kalke des Kanzel-Mb.)	14	3					5			4		12	19										142
HG 10 (grobspätige Karbonate)	379	33	7		8	55	44	3				102	729	4	3					18	4	5	56
HG 11 (grobspätige Karbonate)	38						5					21	20										162
HG 12 (Kalke des Kanzel-Mb.)	15						4	3		5		23	29										2161
HG 13 (Plabutsch-Formation)	17					3	4	3					14				3						8
HG 14 (grobspätige Karbonate)	11						4						12										5
HG 15 (Kalke des Kanzel-Mb.)	11						4					4											79
HG 16 (Kalke des Kanzel-Mb.)	12	3					5					11	25										292
HG 17 (grobspätige Karbonate)	23	3					11	6				54	60										6136
HG 18 (Kalke des Kanzel-Mb.)	13	3					5						18										4
HG 19 (Kalke des Kanzel-Mb.)	14	3					6						11										4
HG 20 (Kalke des Kanzel-Mb.)	11						6						12										
HG 21 (Plabutsch-Formation)	23			3		4	4					6	18				3						4
HG 24 (Flösserkogel-Formation)	10											4											59
HG 25 (Flösserkogel-Formation)	22				4							4	12										9
HG 26 (Plabutsch-Formation)	15						4					10	20										4
HG 29 (Gaisbergsattel-Member)	10						3					8											18
HG 30 (Gaisbergsattel-Member)	16						7					18	12										40
HG 31 (Platzkogel-Member)	11						4					8						9094					851
HG 32 (Platzkogel-Member)	9											3	12										20
HG 33 (Platzkogel-Member)	12						4					4	20										15
HG 34 (Platzkogel-Member)	13	3					6					6	10										38
HG 35 (Platzkogel-Member)	12	3					4					5	18										20
HG 40 (Vererzung Tallakkogel)	34	4			3		24					37	49										924
HG 41 (Vererzung Tallakkogel)	25	3			4		11	3				37	10										387
HG 42 (Vererzung Tallakkogel)	58	4	10		3		17	4		3		121	60										448
HG 43 (Vererzung Tallakkogel)	35		9				6	1412		35		226	1476					8157		8			9999
P/5 (Tuff)		6	11				11		14			89				10					9		64
P/6 (Tuff)		4	15				7					164				6							36
P/7 (Tuff)			25				6					80				3							150
P/9 (Kreidekalk)			4				24					35											85
P/10 (Bitumenmergel)			4				16					6											25
P/30 (Bitumenmergel)			4			13	21		7			19											49
P/80 (Platzkogel-Member)			4																				68
P/90 (Platzkogel-Member)			4																				32
P/100 (Platzkogel-Member)			4																				25
K1 (Kalke des Kanzel-Mb.)							12					10	30										1610
K2 (grobspätige Karbonate)							14					20	81										48
K3 (grobspätige Karbonate)							23					109											712
W1 (Kalke des Kanzel-Mb.)							18					4	66										
W2 (grobspätige Karbonate)							14					6	39										4
W3 (grobspätige Karbonate)							19					12											14
Kanzel-Mb.-Typus							15					4											4
Steinberg-Fm.-Typus							16					6											9
ST1 (grobspätige Karbonate)							12					44											34
ST6 (grobspätige Karbonate)							12					30	14										2895
ST12 (grobspätige Karbonate)							15					12	33										111
ST13 (Kalke des Kanzel-Mb.)							16					7											113
ST16 (Kalke des Kanzel-Mb.)							14					26	30										340

Tabelle 2: Ausgewählte Spurenelemente und deren Anomalien in devonischen Gesteinsformationen der Rannach-Decke. Die Zahlen entsprechen dem x-fachen Faktor der Anreicherung über dem Clark-Wert in Kalken

## 7.3 Quecksilbergehalte

### 7.3.1 Hg in Gesteinen

Im Folgenden werden die Hg-Gehalte der unterschiedlichen Schichten besprochen. Die exakten Analysewerte können den Tabellen 11, 12 im Anhang C und Tabelle 13 im Anhang E entnommen werden. Die Lokalitäten der Probennahmestellen sind in den Abbildungen 50-52 dargestellt.

Der Clark-Wert von Quecksilber in der Erdkruste beträgt nach REIMANN & CARITAT (1998) 40 ppb. In Tabelle 3 sind die Hg-Durchschnittsgehalte für einige Gesteine, für die Erdkruste und für Flüsse dargestellt.

Erdkruste <sup>2</sup>	40 ppb
Basalt	10 ppb
Granit	30 ppb
Schiefer	400 ppb
Sandstein	30 ppb
Kalkstein <sup>2</sup>	20 ppb
Flüsse	0,07 ppb

Tabelle 3: Hg-Durchschnittsgehalte nach DREVER (1997) und REIMANN & CARITAT (1998) [2]

Die Farben der einzelnen Proben in den Abbildungen stellen den jeweiligen Gehalt an Hg dar:

	.... Anreicherungsfaktor: 1-4fach über dem durchschnittlichen Erdkrustengehalt
	.... Anreicherungsfaktor: > 4fach über dem durchschnittlichen Erdkrustengehalt

Abbildung 53: Legende zu den Quecksilbergehaltsabbildungen

#### 7.3.1.1 Kalke der Kanzel-Subformation und -äquivalente

##### 7.3.1.1.1 Kalke der Kanzel-Subformation

Im Zuge der vorliegenden Masterarbeit wurden zahlreiche Kalke der Kanzel-Subfm. (Entnahmestelle I: HG 2, 3; Entnahmestelle II: HG 5, 6, 7, 8, 9, K 1; Entnahmestelle III: HG 12, ST 13, ST 16; Entnahmestelle V: HG 15, 16; Entnahmestelle VI: HG 18, 19, 20; Entnahmestelle Wollschlager: W 1 und Probe 1 von der westlichen Straßenböschungseite der Thalerseestrasse, 50m vor der Abzweigung Am

Kirchberg) auf deren Quecksilbergehalt geochemisch untersucht. Die genauen Hg-Gehalte können der Abbildung 54 entnommen werden.

Grundsätzlich kann gesagt werden, dass bis auf fünf Proben (HG18, 19 & 20 aus dem Steinbruch Dennig, W 1 vom Wollschlager und Probe 1 von der Thalerseestraße), die nur knapp über dem durchschnittlichen Clark-Wert liegen, in allen anderen der Hg-Gehalt weit über den Bereich des durchschnittlichen Erdkrustengehaltes hinausgeht.

Zehn (HG 3, HG 5, HG 8, HG 9, HG 12, HG 15, HG 16, K 1, ST 13, ST 16) der siebzehn aus diesem Schichtglied entnommenen Proben liegen über 1000 ppb Hg. Vor allem die Proben HG 9 und K 1 vom Kalvarienberg in Gratwein, die Proben HG 12 und ST 16 vom Schneiderloch in Gratwein und die im Zigeunerloch bei Gratkorn genommene Probe HG 16 zeigen Anreicherungs-faktoren zwischen dem 142- bis 2161fachen des Durchschnittsgehaltes von Quecksilber in der Erdkruste. Es zeigt sich sehr deutlich, dass die Hg-Gehalte in diesem Schichtglied höher sind, als in den anderen Schichten der Rannach-Decke.

Probennummer	Entnahmestelle	Hg [ppb]	Anreicherungs-faktor
HG 2	I	509	13
HG 3	I	1186	30
HG 5	II	1833	46
HG 6	II	443	11
HG 7	II	439	11
HG 8	II	2022	51
HG 9	II	5664	142
K 1	II	64388	1610
HG 12	III	86428	2161
ST 13	III	4525	113
ST 16	III	13600	340
HG 15	V	3147	79
HG 16	V	11693	292
HG 18	VI	144	4
HG 19	VI	141	4
HG 20	VI	50	1
W 1	Wollschlager	75	2
1	Thalerseestraße	150	4

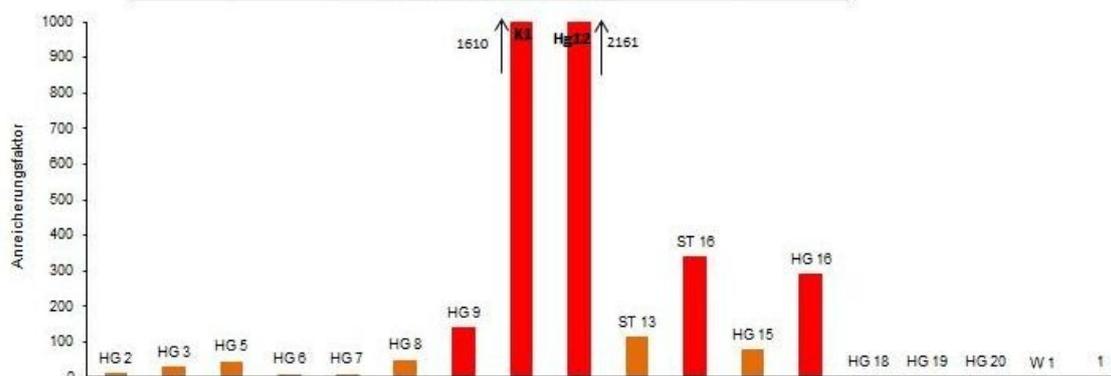


Abbildung 54: Anreicherungs-faktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in den Kalken der Kanzel-Subfm.

### 7.3.1.1.2 Platzkogel-Subformation

In den untersuchten Kalken der Platzkogel-Subfm., welche alle im Bereich VII genommen wurden (Probennr. HG 31, 32, 33, 34, 35, P/80, P/90, P/100), liegen alle Hg-Gehalte deutlich über dem Clark-Wert. Während die anderen Proben alle zwischen 600 und 2700 ppb liegen, weist die Probe Hg 31 mit 34038 ppb eine enorme Anomalie auf (Abb. 55). Daraus ist ersichtlich, dass auch die zeitlichen Äquivalente der Kanzel-Subfm. im Verzahnungsbereich der Rannach-Hochlantsch-Decke einen deutlich erhöhten Hg-Gehalt aufweisen.

Probennummer	Entnahmestelle	Hg [ppb]	Anreicherungsfaktor
HG 31	VII	34038	851
HG 32	VII	819	20
HG 33	VII	606	15
HG 34	VII	1518	38
HG 35	VII	805	20
P/80	VII	2710	68
P/90	VII	1280	32
P/100	VII	1010	25

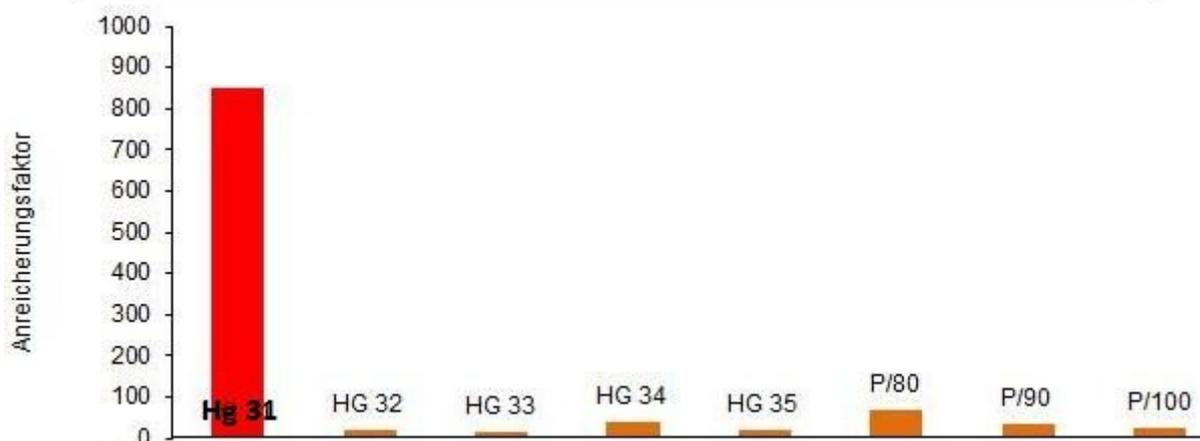


Abbildung 55: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in der Platzkogel-Subfm.

### 7.3.1.2 Weitere karbonatische Schichtglieder der Rannach-Decke

#### 7.3.1.2.1 Plabutsch-Formation

Es wurden drei Kalke der Plabutsch-Fm. (Entnahmestelle IV: HG 13; Entnahmestelle VI: HG 21; Entnahmestelle VII: HG 26) auf deren Quecksilbergehalt analysiert. Beim Vergleich dieser Werte mit dem Clark-Wert zeigt sich, dass diese mit 307 ppb, 146 ppb, und 148 ppb alle drei relativ knapp über dem durchschnittlichen

Erdkrustengehalt von 40 ppb liegen (Abb. 56). Die Plabutsch-Fm. zeigt an keinen Stellen ihres Auftretens Auffälligkeiten hinsichtlich des Hg-Gehaltes.

Probennummer	Entnahmestelle	Hg [ppb]	Anreicherungsfaktor
HG 13	IV	307	8
HG 21	VI	146	4
HG 26	VII	148	4

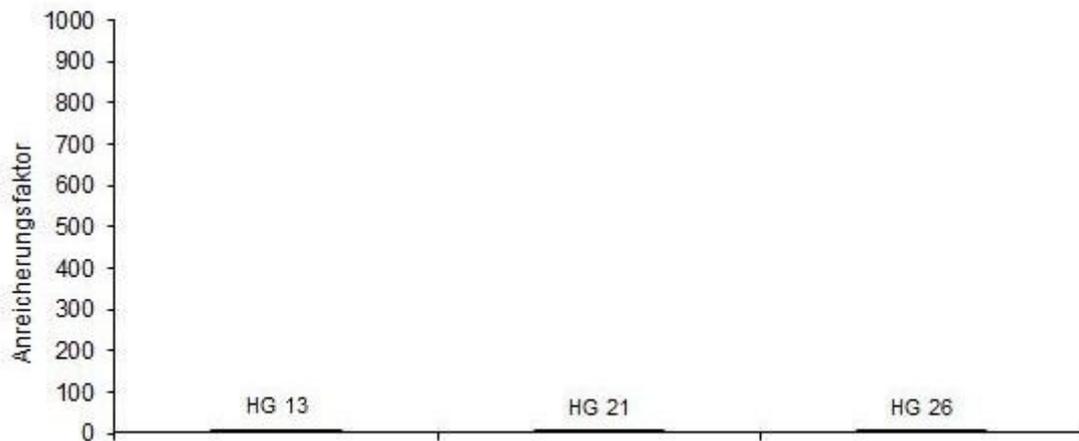


Abbildung 56: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in der Plabutsch-Fm.

### 7.3.1.2.2 Gaisbergsattel-Subformation

Zwei Dolomite der Gaisbergsattel-Subfm. (Probennr. HG 29, HG 30) von der Entnahmestelle VII wurden auf ihren Quecksilbergehalt geochemisch untersucht (Abb. 57). Vergleicht man die Werte mit dem Clark-Wert von Quecksilber, zeigt sich, dass beide Proben mit einem Anreicherungsfaktor von 18 und 40 klar über dem durchschnittlichen Erdkrustengehalt liegen. Im Vergleich zu anderen, im Zuge dieser Arbeit festgestellten Quecksilbergehalten, sind diese allerdings nicht besonders auffällig.

Probennummer	Entnahmestelle	Hg [ppb]	Anreicherungsfaktor
<i>HG 29</i>	VII	715	18
<i>HG 30</i>	VII	1584	40



Abbildung 57: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in der Gaisbergsattel-Subfm.

### 7.3.1.2.3 Steinberg-Formation

Auch von zwei Kalken der Steinberg-Fm. (Entnahmestelle I: HG 1, Probe 4 aus Forstkogel – Steinberg: Steinbruch-Freilichtbühne) wurde der Quecksilbergehalt bestimmt.

Im Vergleich dieser Werte zeigt sich ähnlich der Kanzel-Subfm., dass die Steinberg-Fm. der Typuslokalität relativ geringe Gehalte an Quecksilber besitzt. In den lokalen Bereichen, die für diese Arbeit untersucht wurden, entspricht der Gehalt jedoch mit 1287ppb dem 30-fachen Erdkrustengehalt von 40 ppb (Abb. 58).

Probennummer	Entnahmestelle	Hg [ppb]	Anreicherungsfaktor
<i>HG 1</i>	I	1287	32
4	Forstkogel-Steinberg	350	9

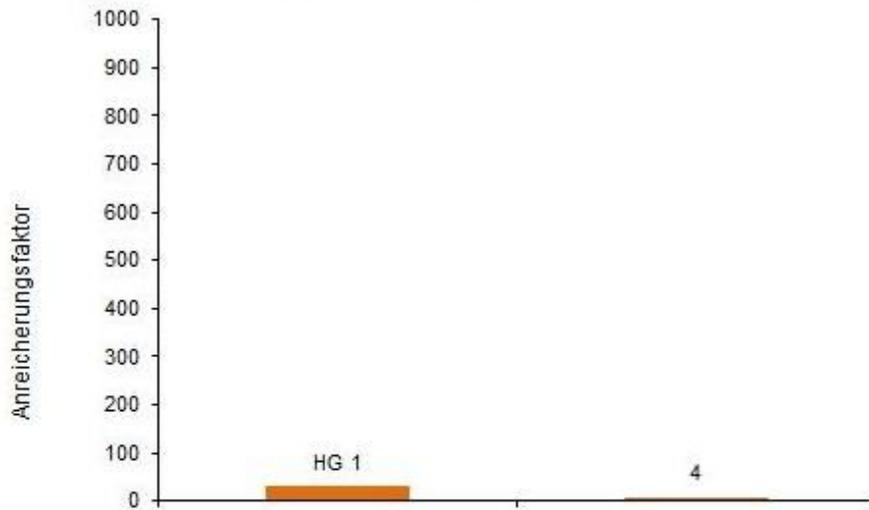


Abbildung 58: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in der Steinberg-Fm.

#### 7.3.1.2.4 Flösserkogel-Formation

Ebenso wurden zwei Dolomite der Flösserkogel-Fm. (Probennr: HG 24 & HG 25) von der Entnahmestelle VII geochemisch auf ihren Hg-Gehalt analysiert. Beim Vergleich der Werte mit dem Clark-Wert von Quecksilber wird ersichtlich, dass der Gehalt dieser Proben mit 2346 ppb und 356 ppb ungefähr dem 60- beziehungsweise weniger als dem 10-fachen durchschnittlichen Erdkrustengehalt entspricht (Abb. 59). Auch hier bestätigt sich, dass die sehr hohen Quecksilbergehalte nur in der Kanzel-Subfm. und deren Äquivalente zu finden sind.

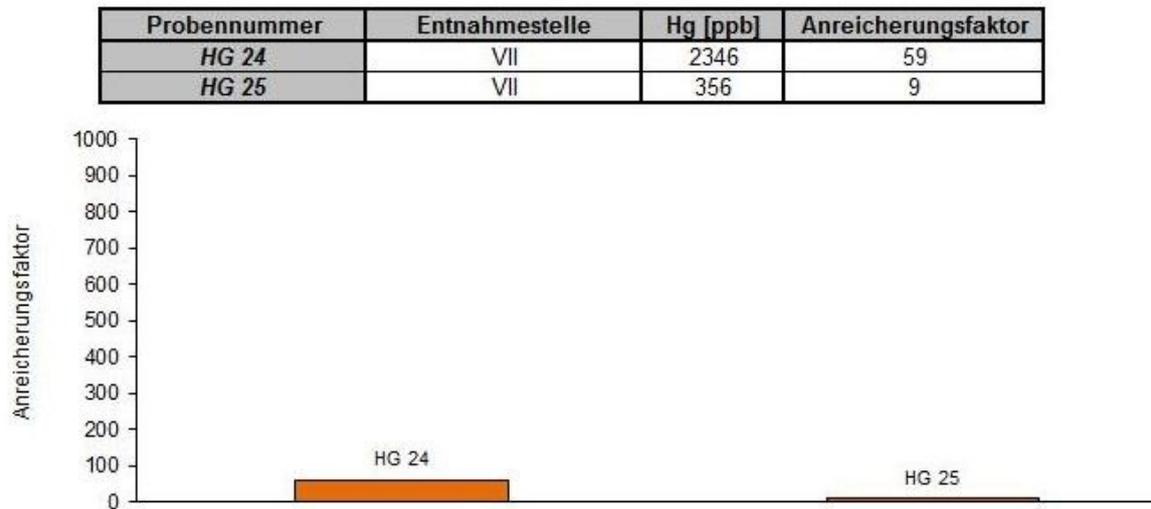


Abbildung 59: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in der Flösserkogel-Fm.

### 7.3.1.2.5 Vererzungsbereich - Tallakkogel

Es wurden vier Proben, die einem bereits am Institut vorhandenen Gesteinsstück mit einer Quecksilbervererzung vom Tallakkogel entnommen wurden, der Analyse beigefügt. Dazu kam noch eine Probe, welche bereits in der Dissertation von MALI (1996) bearbeitet wurde. Die Proben (HG 40-43, DK 1) weisen alle enorme Anomalien auf und ihre Hg-Gehalte liegen zwischen 14000 und 36000 ppb (Abb. 60). Die Probe HG 43 weist eine dermaßen hohe Anomalie auf, dass sie über den auswertbaren Wertebereich hinausragt.

Probennummer	Entnahmestelle	Hg [ppb]	Anreicherungsfaktor
HG 40	Inventarstück	36963	924
HG 41	Inventarstück	15497	387
HG 42	Inventarstück	17930	448
HG 43	Inventarstück	400000	10000
DK 1	Inventarstück	14000	350

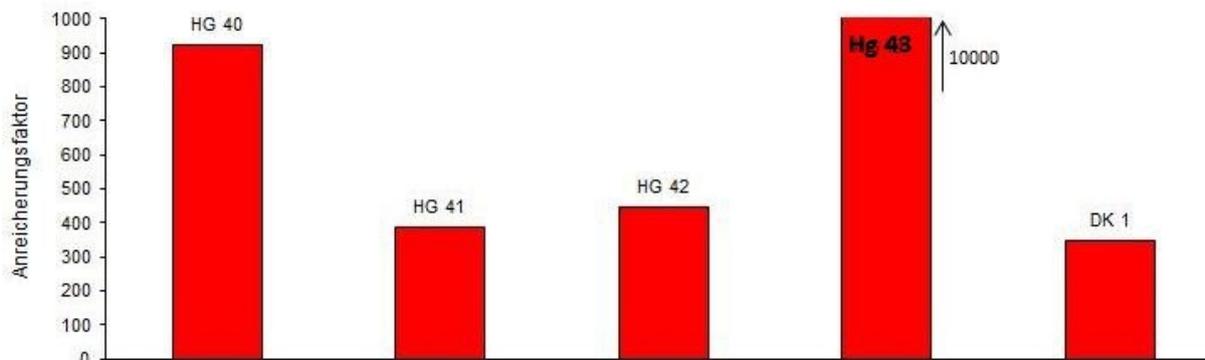


Abbildung 60: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) im Vererzungsbereich am Tallakkogel

### 7.3.1.2.6 Grobspätige Karbonate

Es wurden auch zahlreiche grobspätige Karbonate (Entnahmestelle I: HG 4; Entnahmestelle II: HG 10, K 2, K 3; Entnahmestelle III: HG 11, ST 1, ST 6, ST 12; Entnahmestelle IV: HG 14; Entnahmestelle V: HG 17 und Entnahmestelle Wollschlager: W 2, W 3) auf deren Quecksilbergehalt analysiert. Die genauen Hg-Gehalte können der Abbildung 61 entnommen werden.

Vor allem die am Eingang des Schneiderloches genommene Probe ST 6 und die im Zigeunerloch genommene Probe HG 17 liegen mit Anreicherungsfaktoren von 2895 beziehungsweise 6136 sehr deutlich über dem Durchschnittsgehalt von Quecksilber in der Erdkruste. Es weisen aber auch alle anderen Proben aus den verschiedenen Entnahmestellen, vor allem die Proben aus dem Schneiderloch, mit Quecksilbergehalten zwischen 1000 – 6000 ppb deutliche Anomalien auf. Nur HG 14 aus dem Bereich IV: Gratkorn und die beiden Proben vom Wollschlagern fallen mit Werten von 190, 150 und 550 ppb deutlich aus der Reihe.

Probennummer	Entnahmestelle	Hg [ppb]	Anreicherungsfaktor
HG 4	I	1023	26
HG 10	II	2230	56
K 2	II	1900	48
K 3	II	28475	712
HG 11	III	6491	162
ST 1	III	1350	34
ST 6	III	115813	2895
ST 12	III	4425	111
HG 14	IV	190	5
HG 17	V	245440	6136
W 2	Wollschlager	150	4
W 3	Wollschlager	550	14

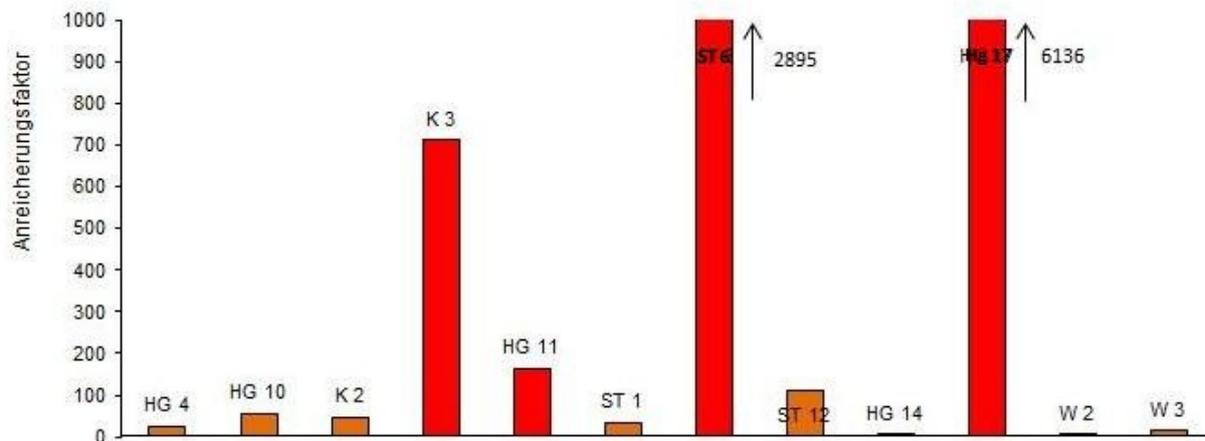


Abbildung 61: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in den grobspätigen Karbonaten

### 7.3.1.3 Basische Tuffe

Drei basische Tuffe (Probenr. P/5, P/6, P/7) aus der Platzkogel-Subfm. von der Entnahmestelle VII wurden auf ihren Quecksilbergehalt untersucht. Beim Vergleich dieser Werte mit dem Clark-Wert in der Erdkruste zeigt sich, dass der Gehalt dieser Proben mit 2540 ppb, 1440 ppb und 6010 ppb zwischen dem 36- bis 150-fachen durchschnittlichen Erdkrustengehalt von 40 ppb liegt (Abb. 62).

Probennummer	Entnahmestelle	Hg [ppb]	Anreicherungsfaktor
P/5	VII	2540	64
P/6	VII	1440	36
P/7	VII	6010	150

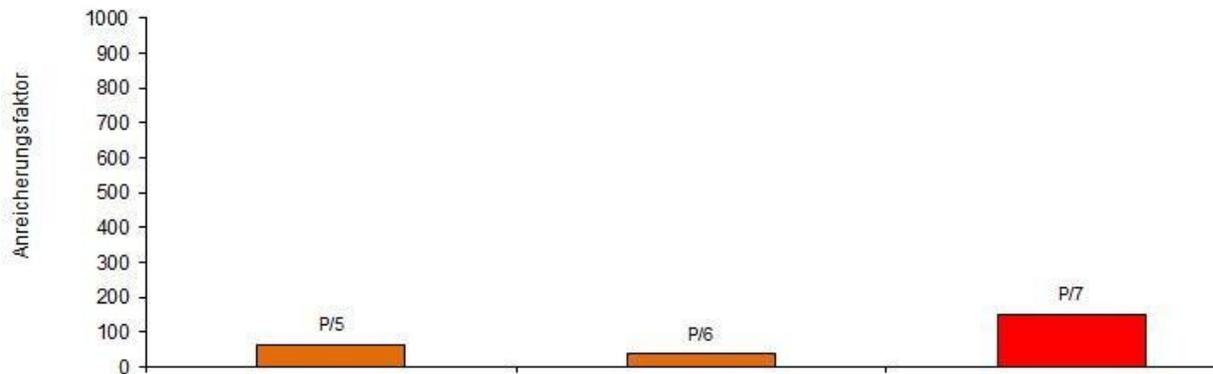


Abbildung 62: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in basischen Tuffen innerhalb der Platzkogel-Subfm.

### 7.3.1.4 Gosauschichten

#### 7.3.1.4.1 Kreidekalk

Von diesem Gestein wurde nur eine Probe (P/9) aus der Entnahmestelle VII analysiert (Abb. 63). Der Anreicherungsfaktor von 85 ist zwar relativ hoch, aber trotzdem um einiges geringer als die Werte der Kalke in der Kanzel-Subformation.

Probennummer	Entnahmestelle	Hg [ppb]	Anreicherungsfaktor
P/9	VII	3400	85

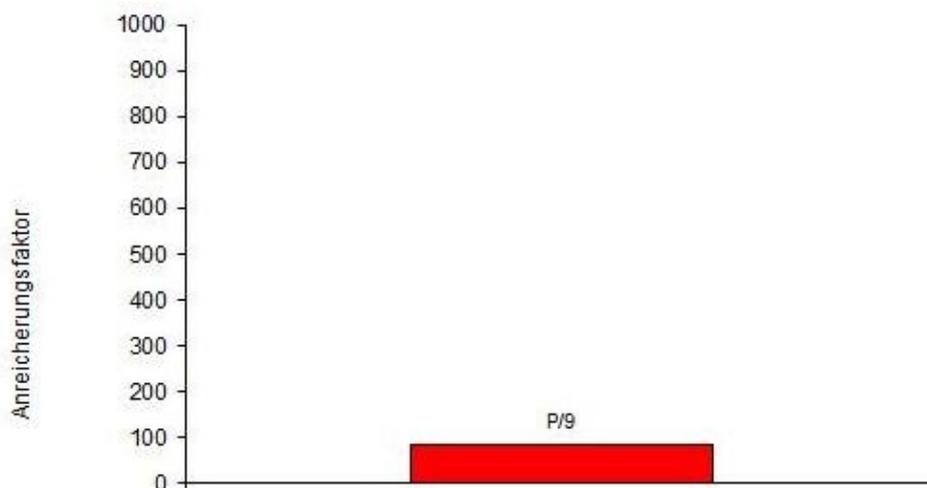


Abbildung 63: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) im Kreidekalk

### 7.3.1.4.2 Bitumenmergel

Der Bitumenmergel der St. Pankrazen-Fm. der Kainacher Gosau liegt dem Paläozoikum mit der Platzkogel-Subfm., in dem Tuffunde gemacht wurden, auf. Vom Bitumenmergel aus der Entnahmestelle VII wurden zwei Proben analysiert (P/10, P/30). Diese zeigen relativ unauffällige Werte von 1000 ppb und 1960 ppb (Abb. 64). Aus diesem Grund sind in diesen Schichten auch keinerlei Anomalien in den Bodenkarten aufgefallen.

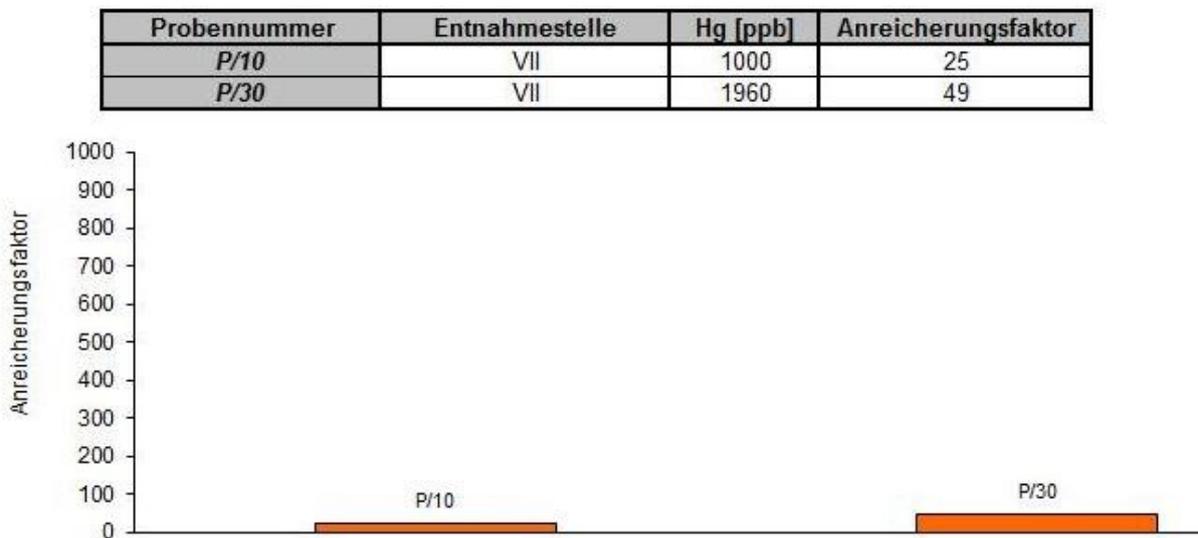


Abbildung 64: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) im Bitumenmergel

### 7.3.2 Hg in Böden

Für die Bodenuntersuchungen dieser Masterarbeit wurden zwei Bodenproben von unterschiedlichen Lokalisationen (Abb. 65) genommen.

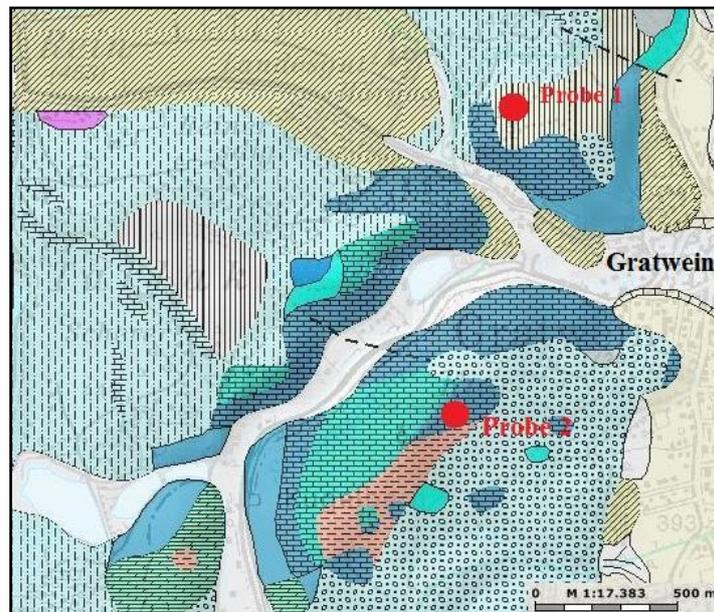


Abbildung 65: Lage der Bodenproben (Probe 1 nördlich vom Schneiderloch; Probe 2 südöstlich Gehöft Kierl)

Die beiden Probennahmestellen befinden sich jeweils über einer von EBNER & WEBER (1982) detektierten Hg-Anomalie direkt über beziehungsweise in der direkten Umgebung von der Kanzel-Subformation. Die Proben wurden anschließend luftgetrocknet und händisch gesiebt. Für die Analysen wurden von den unterschiedlichen Horizonten jeweils die beiden Fraktionen < 0,25 mm und 0,25-0,5 mm verwendet.

#### 7.3.2.1 Bodenbeschreibung und Mineralogie

Bei der Probennahme wurden die Bodenprofile in Abb. 66 aufgenommen:

Profilbeschreibung: Probe 1 – Schneiderloch		Profilbeschreibung: Probe 2 – Kierl	
Kalkhaltige Lockersedimentbraunerde aus feinem Sediment in Mischwald; trockene Wasserverhältnisse, Seehöhe: 477m		Lockersedimentbraunerde aus feinem Sediment in Mischwald; trockene Wasserverhältnisse, Seehöhe: 540m	
NE 15° Hangneigung		NW 40° Hangneigung	
L	0-5 cm: weitgehend unzersetztes organisches Ausgangsmaterial, vermischt mit feinem Sand, feinkrümelig, humos, Graubraun, gut durchwurzelt, gering belebt, übergehend	L	0-3 cm: weitgehend unzersetztes organisches Ausgangsmaterial, vermischt mit Lehm, feinkörnig, humos, Schwarzbraun, gut durchwurzelt, gering belebt, übergehend
A	5-39 cm: leicht toniger und schluffiger Feinsand mit geringem Kiesgehalt, humos, leicht zerdrückbar, feinkrümelig, Kiesanteil kantengerundet, Kastanienbraun, gering durchwurzelt, gering belebt, übergehend	A	3-10 cm: leicht toniger Feinsand, stark humos, leicht zerdrückbar, mittelkörnig, Dunkelbraun, stark durchwurzelt, belebt, scharfer Übergang
Bv	39-58 cm: Lehm mit hohem Feinsandgehalt, leicht schluffig, sehr geringer kantengerundeter Grobanteil, schwer zerdrückbar, dunkleres Braun, nicht durchwurzelt, gering belebt, übergehend	Bv	10-40 cm: toniger Schluff mit Feinsandgehalt, geringer Grobanteil, feinkörnig, schwer zerdrückbar, Kastanienbraun, durchwurzelt, gering belebt, scharf übergehend
Cv	58-60 cm: Lehm mit hohem Kies- und Schottergehalt des Muttergesteins, kalkhaltig, schwer zerdrückbar, Weißgrau, nicht durchwurzelt, nicht belebt	BC	40-50 cm: toniger Schluff mit großem Grobanteil, Muttergestein kantengerundet, deutlich feinblockig strukturiert, kalkhaltig, schwer zerdrückbar, Braungrau, nicht durchwurzelt, nicht belebt

Abbildung 66: Profilbeschreibungen der beiden Bodenproben. L: Streu, wenig zersetztes organisches Ausgangsmaterial; A: oberster mineralischer Horizont; Bv: B-Horizont mit Verwitterung; BC: B-Horizont mit sehr hohem Anteil an Ausgangsmaterial; Cv: angewitterter, oft quellender Teil des C-Horizontes

Mit Hilfe der Röntgendiffraktometrieanalyse (XRD) und texturfreier Präparate wurde die Mineralogie der Fraktion < 0,25 mm der jeweiligen Bodenhorizonte bestimmt. Es wurde diese Fraktion verwendet, da besonderes Augenmerk auf die Bestimmung der Tonminerale gelegt wurde. Das Quecksilber bindet sich bei der Verwitterung aus dem Festgestein adsorptiv an die Tonminerale.

### **7.3.2.1.1 Probe 1 – Schneiderloch**

Die Horizonte unterscheiden sich in der mineralogischen Zusammensetzung in dieser Bodenprobe kaum. Dies spricht für einen ungestörten Boden.

Der Hauptbestandteil ist Quarz, daneben finden sich nur noch größere Anteile an Plagioklas und an der Illit/Glimmergruppe der Tonminerale. An Tonmineralen finden sich, absteigend nach ihren Gehalten, auch noch: Kaolinit, Dickit, Chlorit und die quellfähigen Tonminerale: Smektite mit Mg-reichen Montmorilloniten und Fe-reichen Nontroniten und die aus der Verwitterung von Chlorit entstehenden Vermiculite. Außerdem finden sich noch Feldspäte wie Albit, Dolomite, die eng verbunden mit den Zinnobererzen sind, Pyrit und aus der Verwitterung entstehender Göthit, außerdem noch Rutil, Siderit, Hämatit und ein kleiner Anteil von Kalzit.

Nur die Anteile an Plagioklas und Illit sind im B-Horizont der Probe 1 deutlich geringer als im restlichen Boden. Außerdem fällt auf, dass die Zinnoberpeaks im A-Horizont einen höheren Gehalt als im restlichen Boden anzeigen.

### **7.3.2.1.2 Probe 2 – Kierl**

Auch im A-Horizont der Probe 2 finden sich die gleichen Bestandteile wie in der Probe 1. Neben sehr viel Quarz, wurde noch Illit, Muskowit und Plagioklas identifiziert. Es finden sich ebenfalls die Tonminerale Kaolinit, Dickit, Chlorit und die quellfähigen Tonminerale: Smektite und Vermiculite und die bereits oben beschriebenen Minerale: Albit, Mikroklin, Zinnober, Dolomit, Pyrit, Göthit, Siderit, Hämatit und einige Kalzitminerale.

Im Bv-Horizont gibt es einige kleine Unterschiede. Der Anteil an Kalzit ist um ein Vielfaches höher und auch die Gehalte an Feldspäten und Zinnober nehmen zu.

Da die Probe aus der Kanzel-Subfm. entnommen wurde, besteht der BC-Horizont der Bodenprobe größtenteils aus Kalzit und einem kleineren Anteil an Quarz. Der Feldspatanteil ist auch sehr viel geringer als in den anderen Horizonten. Ansonsten finden sich die gleichen Minerale in derselben Quantität wie in den oberen Horizonten.

### 7.3.2.2 Hg-Gehalte in den Bodenhorizonten

Die Hg-Gehalte der einzelnen Horizonte wurden mit Hilfe der Atomabsorptionsspektroskopie (AAS) untersucht. In Tabelle 4 sind die jeweiligen Quecksilbergehalte der einzelnen Bodenhorizonte jeweils mit beiden Fraktionen dargestellt.

	Probennummer	Tiefenangabe [cm]	Korngröße [mm]	Hg [ppb]
<b>Schneiderloch</b>	P1 L	0-5	< 0,25	7600
	P1 L	0-5	0,25 - 0,5	6600
	P1 A	5 - 39	< 0,25	7400
	P1 A	5 - 39	0,25 - 0,5	16900
	P1 Bv	39 - 58	< 0,25	8750
	P1 Bv	39 - 58	0,25 - 0,5	6700
<b>Kierl</b>	P2 A	3-10	< 0,25	2775
	P2 A	3-10	0,25 - 0,5	2550
	P2 Bv	10 - 40	< 0,25	3950
	P2 Bv	10 - 40	0,25 - 0,5	4100
	P2 BC	40 - 50	< 0,25	3400
	P2 BC	40 - 50	0,25 - 0,5	3350

Tabelle 4: Hg-Gehalte in den einzelnen Fraktionen der Bodenhorizonte

### 7.3.3 Hg in Wasserproben

Im Untersuchungsgebiet wurden an vier Brunnen in der Nähe des Tallakkogels (Abb. 67) Wasserproben gezogen und von der Firma Hydroisotop GmbH ausgewertet. Diese ergaben Quecksilbergehalte unter der Nachweisgrenze.



Abbildung 67: Wasserprobenentnahmeorte im Raum Gratwein/Tallakkogel (Gis-Steiermark, verändert). In Rot der ehemalige Schurfbereich Tallakkogel

## 7.4 Stabile Isotopenuntersuchungen

Die Isotopenproben wurden von Prof. Gratzner an der Universität Leoben analysiert.

Für die Probenvorbereitung wurden 0,2-0,3 mg aus den polierten Probenstücken herausgebohrt und anschließend in vorbereitete Probenbehälter gegeben.

Die Analyse wurde mit einem ThermoFisher-Delta-V-Massenspektrometer durchgeführt. Dabei reagieren die Proben bei 70°C für 8 Stunden mit wasserfreier Orthophosphorsäure.

Die Standardisierung wurde mit dem Kalzitstandard AK5, welcher unter denselben Bedingungen wie der internationale Standard MBS 19 ( $\delta^{13}\text{CV-PDB}$  1,95;  $\delta^{18}\text{OV-PDB}$  2,2) (GONFIANTINI et al., 1993) referenziert wurde, durchgeführt. Der Standard zeigt einen konstanten Durchschnittsgehalt von  $\delta^{13}\text{CV-PDB}$   $3,68 \pm 0,08$  und  $\delta^{18}\text{OV-PDB}$   $-3,72 \pm 0,07$  (n=80). Die Kohlenstoff- und Sauerstoffgehalte werden im Vienna Pee-DeeBee (V-PDB)-Standard ausgegeben. Die Umrechnung in Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) erfolgte durch die Gleichung:  $\delta^{18}\text{OV-SMOW} = 1.03091 * \delta^{18}\text{OV-PDB} + 30.91$  (COPLEN, 1996).

### 7.4.1 Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopie

Die  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte können der Tabelle 5 und die exakten Probennahmestellen dem Anhang B und den Abbildungen 50-52 entnommen werden.

Quecksilbermobilität in der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums

Probennummer	Lithologie	$\delta^{13}C/12C$ (PDB) [‰]	$\delta^{18}O/16O$ (SMOW) [‰]	$\delta^{18}O/16O$ (PDB) [‰]
ST1	grobspätiges Karbonat	1,25	17,07	-13,42
ST5	grobspätiges Karbonat	0,98	16,98	-13,51
ST6	grobspätiges Karbonat	1,03	16,98	-13,51
ST7a	Kalk des Kanzel-Mb.	1,05	18,20	-12,33
ST8	grobspätiges Karbonat	1,56	17,39	-13,12
ST9	grobspätiges Karbonat	1,03	17,08	-13,41
ST11	grobspätiges Karbonat	0,74	19,07	-11,49
ST12	grobspätiges Karbonat	0,32	17,49	-13,02
ST13	Kalk des Kanzel-Mb.	1,84	19,28	-11,28
ST15	Kalk des Kanzel-Mb.	2,60	19,80	-10,77
SL1	Kalk des Kanzel-Mb.	1,21	20,10	-10,49
SL2a	Kalk des Kanzel-Mb.	-2,62	25,43	-5,31
SL2b	Störungslette	-4,89	23,14	-7,54
SL5a	Kalk des Kanzel-Mb. in Störungslette	-0,71	24,49	-6,23
SL5b	Störungslette	-6,02	22,96	-7,72
SL5d	Kalzitgang im Kalk des Kanzel-Mb.	-1,43	23,07	-7,60
SL6a	grobspätiges Karbonat	1,39	17,23	-13,27
SL6b	Kalzit in grobspätigem Karbonat	1,41	17,42	-13,09
SL8a	Kalk des Kanzel-Mb.	-0,14	22,24	-8,41
SL3a	Kalk oben	1,33	21,56	-9,07
SL3b	Kalzit	0,95	23,51	-7,18
SL3c	Kalk unten	-0,26	23,26	-7,42
SL3d	Kalzitgang	1,76	24,00	-6,71
K1a	Kalk des Kanzel-Mb.	1,28	24,95	-5,78
K2a	Spatnest	-4,71	23,29	-7,39
K3	toniger Kalk	-0,14	24,35	-6,37
SC4a	Kalzitgang	-1,05	21,09	-9,52
SC4a	Spatnest	-4,91	22,98	-7,69
M1a	Spatgang	-1,42	23,18	-7,50
M1b	Kalk des Kanzel-Mb. unten	-0,27	24,92	-5,81
M1c	Kalzitgang	0,26	25,21	-5,53
M1d	Kalk des Kanzel-Mb. oben	-2,53	24,15	-6,56
W2	grobspätiges Karbonat	1,09	16,19	-14,27
W3a	Kalk des Kanzel-Mb.	0,42	18,68	-11,86
W3b	Spatnest	-6,76	22,40	-8,26
2	Kanzel-Mb.-Typus	-0,69	23,49	-7,20
3	Steinberg-Fm.-Typus	-2,09	22,35	-8,31
Z1a	Kalk des Kanzel-Mb.	0,90	23,52	-7,17
Z1b	mikritischer Kalk	-1,10	22,71	-7,95
Z2a	jüngerer Kalzitgang	1,84	22,89	-7,78
Z2b	älterer Kalzitgang	-0,77	23,44	-7,24
Z2c	mikrit. Kalk	-0,74	23,34	-7,34
Z3a	Quarz - Kalzit - HgS	1,11	23,95	-6,75
Z4	Kalk	0,67	23,57	-7,12
Z5a	Kalk des Kanzel-Mb.	1,07	23,40	-7,28
Z5b	Spatgang	1,55	21,81	-8,83
Z5c	Kalzit	1,35	23,32	-7,36
Z5d	Spatgang	-2,96	22,58	-8,08
Z6b	Kalk	0,65	21,20	-9,42
Z6c	Kalk	-0,87	22,25	-8,40
Z7b	Kalk	1,87	24,53	-6,19
Z7c	Kalk	0,01	24,05	-6,65
Z8a	Kalk des Kanzel-Mb.	1,24	23,80	-6,90
Z9	Kalk	0,69	23,43	-7,26
Z10a	Kalk des Kanzel-Mb.	0,25	23,51	-7,18
Z10b	Kalzitgang	0,56	23,80	-6,90
Z10c	Spatnest	-3,02	22,62	-8,04
Z12a	Kalzitgang	0,57	23,89	-6,81
Z12b	Kalk	-2,59	23,25	-7,43
Z12c	Spatnest	-3,26	22,59	-8,07
Z13b	Kalk	0,41	22,92	-7,75
b	Kalzit	0,43	24,36	-6,35
b	Kalzit	0,41	24,35	-6,37
c	Karbonat	-1,55	23,68	-7,01
c	Karbonat	-1,60	23,80	-6,90
d	Kalk des Kanzel-Mb.	-0,34	24,59	-6,13
d	Kalk des Kanzel-Mb.	-0,43	24,52	-6,20
hg1	Steinberg-Fm.	-2,46	22,78	-7,89
hg1	Steinberg-Fm.	-2,43	22,75	-7,92
hg4	grobspätiges Karbonat	-1,68	21,33	-9,29
hg4	grobspätiges Karbonat	-1,58	21,31	-9,32
hg7	Kalk des Kanzel-Mb.	0,79	24,59	-6,13
hg7	Kalk des Kanzel-Mb.	0,86	24,37	-6,34
hg8	Kalk des Kanzel-Mb.	1,53	22,39	-8,26
hg10	grobspätiges Karbonat	-0,78	23,37	-7,31
hg11	grobspätiges Karbonat	-2,52	21,18	-9,44
a	Quarz		27,60	
a	Quarz		27,80	
GW	Quarz		27,06	
GW	Quarz		27,40	
GW	Kalzit	0,70	24,10	
Erzberg	Kalzit	-2,3	19,78	-10,8
Erzberg	Kalzit in Kalkstein	-0,5	18,23	-12,3

Tabelle 5: O/C-Isotopenzusammensetzungen aller untersuchten Proben

## 7.4.2 Sulfidschwefelisotopie

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden vier Quecksilberproben von unterschiedlichen ostalpinen Erzlagerstätten auf ihre Schwefelisotopenzusammensetzung untersucht.

Weiters wurden in WEBER (1997) noch ältere Angaben über Schwefelisotopenverhältnisse in diesen Lagerstätten gefunden. Die Ergebnisse sind in Tabelle 6 dargestellt.

Sulfid	Probenname	Herkunft	<sup>34</sup> S [‰]
HgS	Hg	Tallakkogel	5
HgS	E1	Erzberg	0,5
HgS	E2	Erzberg	8,4
HgS	Tur 20b	Turrach	14,9
Fe	Literatur	Erzberg	-2,2 - 5,1

Tabelle 6: Schwefelisotopiedaten (Literaturwerte aus MALEKGASEMI, 1979)

## 7.5 Fluidcharakteristik

### 7.5.1 Fluide in den Zinnobervererzungen

In der Arbeit von MALI (1996) wurden Mikrothermometrieuntersuchungen bei Proben aus dem Vererzungsbereich vom Tallakkogel durchgeführt. Es wurden zwei unterschiedliche Fluidphasen gefunden.

Bei der ersten handelt es sich um eine hochsalinare Phase, mit einem durchschnittlichen Salzgehalt von 18 Gew.% NaCl-Äq. und einer Homogenisierungstemperatur in die Flüssigphase zwischen 78 – 154,7°C. Die zweite Phase ist niedrigsalinärer (2-6 Gew.% NaCl-Äq.) und hat eine höhere Homogenisierungstemperatur zwischen 109,3 – 160,2°C. Es wurde auch die Bildungstemperatur eines Quarz-Kalzit-Paares vom Tallakkogel, welches vor dem Zinnober gewachsen ist, mit 210°C berechnet. Der Bildungsdruck betrug bei der Lagerstätte am Tallakkogel nur wenige bar (MALI, 1996).

## *7.5.2 Flüssigkeitseinschlüsse in den Gesteinen der Rannach-Decke*

Seit einigen Jahren wird in der Lagerstättenforschung versucht, mittels der in Karbonaten konservierten Flüssigkeitseinschlüsse Aussagen über die primäre Natur der Fluide und das Paläomilieu zu treffen. Dazu wird eine chemische Analyse der Flüssigkeitseinschlüsse mit Hilfe der Crush-Leach-Methode durchgeführt. Die Zielsetzung hierbei ist, die Flüssigkeitseinschlüsse aufzubrechen und mittels eines geeigneten Lösungsmittels zu extrahieren und zu analysieren (PROCHASKA, 1997). Im Fall von Flüssigkeitseinschlüssen bei grobspätigen Karbonatgesteinen kann man davon ausgehen, dass die mineralisierenden Fluide in den extrahierbaren Salzen konserviert wurden. Es ist anzunehmen, dass die wasserlöslichen Salze das Porenfluid repräsentieren, das bei der Diagenese der Sedimente eingeschlossen und konserviert wurde. Damit wäre die ermittelte chemische Zusammensetzung repräsentativ für die kogenetischen Wässer dieser Karbonate. Falls in einem späteren Stadium andere Fluide (z. B. während der meteorischen Diagenese oder metamorpher Ereignisse) durch das unkonsolidierte Gestein zirkulieren, kann die ursprüngliche Fluidsignatur verändert werden. Das Resultat derartiger Fluidaktivität sind spätige Kalke und Dolomite (PROCHASKA, 1997).

So können aufgrund der Na-Cl-Br-Verteilung meteorische Wässer, Meerwasser und evaporitische Wässer eindeutig unterschieden werden.

Die hier verwendete Methode ist mit Ausnahme kleiner Änderungen bei BOTTRELL et al. (1988) für die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen bei Gangvererzungen beschrieben. Für diese Arbeit wurden Karbonatgesteine gebrochen und die Fraktion 0,5 bis 2 mm abgeseibt. Danach wurden Verunreinigungen manuell entfernt und anschließend die Proben wiederholt in destilliertem Wasser gewaschen, bis das Wasser klar blieb. Zuletzt wurden die Proben bei 60°C getrocknet.

1 g gereinigte Probe wird in 5 ml destilliertem Wasser im Achatmörser aufgemahlen. Die daraus resultierende Suspension wird filtriert und zur Analyse verwendet.

Das Ziel dieser Untersuchungen ist, nur die nicht gittergebundenen Anteile der Proben zu erfassen, da diese als repräsentativ für die originale Fluidzusammensetzung betrachtet werden. Der Gesamtgehalt an den analysierten Elementen in den Gesteinen ist im Allgemeinen wesentlich höher als der gelaugte

Anteil.

Für die Analyse wurde Atomabsorption und Ionenchromatographie, wobei Natrium, Kalium, Chlorid, Bromid, Jodid, Magnesium, Kalzium und Lithium analysiert wurden, angewendet.

Da die Effizienz der Extraktion von vielen Faktoren abhängig ist (z. B. die Korngröße beim Aufmahlen, gesteinspezifische Parameter etc.) und der absolute Gehalt an Einschlussfluid nicht bekannt ist, kann auf diese Weise natürlich nicht die absolute Konzentration des Fluids ermittelt und zur Interpretation herangezogen werden, sondern nur die relativen Elementverhältnisse (PROCHASKA, 1997).

Es wurden dieselben Proben, an denen auch die Haupt- und Spurenelementanalysen durchgeführt wurden, verwendet. Die genauen Probenentnahmestellen sind dem Anhang B und den Abbildungen 50-52 zu entnehmen. Die Messdaten finden sich im Anhang D.

Mit Hilfe der Daten wurden auch Berechnungen im Programm SolGeo von VERMA, PANDARINATH & SANTOYO (2008) für verschiedenste Kationen-Geothermometer ausgeführt. Die einheitlichsten Ergebnisse ergaben sich bei den Na-Li-Geothermometern von KHARAKA & MARINER (1989), FOUILLAC & MICHARD (1981) und VERMA & SANTOYO (1997) (Tabelle 7).

Die Formeln für diese Geothermometer sind (Einheiten: mg/kg):

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1590}{0,779 + \log(\text{Na} / \text{Li})} - 273,15 \quad \text{KHARAKA \& MARINER (1989)}$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000(\pm 47)}{0,38(\pm 0,11) + \log(\text{Na} / \text{Li})} - 273,15 \quad \text{FOUILLAC \& MICHARD (1981)}$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1049(\pm 44)}{0,44(\pm 0,10) + \log(\text{Na} / \text{Li})} - 273,15 \quad \text{VERMA \& SANTOYO (1997)}$$

Probenbezeichnung	Na-Li Kharaka & Mariner 1989	Na-Li Fouillac & Michard 1981	Fehlerbereich	Na-Li Verma & Santoyo 1997	Fehlerbereich
	[°C]	[°C]	[°C]	[°C]	[°C]
HG 1 (Steinberg-Fm.)	215,31	154,93	28,57	164,66	26,00
HG 2 (Kalke des Kanzel-Mb.)	193,41	128,64	26,00	138,41	23,72
HG 3 (Kalke des Kanzel-Mb.)	251,91	200,99	33,40	210,46	30,27
HG 4 (grobspätiges Karbonat)	214,75	154,25	28,50	163,98	25,94
HG 5 (Kalke des Kanzel-Mb.)	266,57	220,23	35,55	229,52	32,15
HG 6 (Kalke des Kanzel-Mb.)	266,38	219,97	35,52	229,27	32,12
HG 7 (Kalke des Kanzel-Mb.)	205,49	143,03	27,39	152,78	24,96
HG 8 (Kalke des Kanzel-Mb.)	266,43	220,04	35,53	229,34	32,13
HG 9 (Kalke des Kanzel-Mb.)	203,32	140,42	27,13	150,18	24,73
HG 10 (grobspätiges Karbonat)	166,33	97,39	23,11	107,09	21,15
HG 11 (grobspätiges Karbonat)	237,29	182,25	31,39	191,86	28,49
HG 12 (Kalke des Kanzel-Mb.)	198,14	134,25	26,54	144,02	24,20
HG 13 (Plabutsch-Fm.)	246,86	194,46	32,69	203,99	29,64
HG 14 (grobspätiges Karbonat)	179,04	111,90	24,43	121,64	22,32
HG 15 (Kalke des Kanzel-Mb.)	201,30	138,01	26,90	147,77	24,52
HG 16 (Kalke des Kanzel-Mb.)	315,73	288,36	43,75	296,68	39,29
HG 17 (grobspätiges Karbonat)	260,57	212,30	34,65	221,67	31,37
HG 18 (Kalke des Kanzel-Mb.)	191,00	125,81	25,73	135,57	23,48
HG 19 (Kalke des Kanzel-Mb.)	159,99	90,26	22,48	99,93	20,58
HG 20 (Kalke des Kanzel-Mb.)	169,73	101,24	23,46	110,96	21,46
HG 21 (Plabutsch-Fm.)	204,67	142,05	27,29	151,81	24,87
HG 24 (Flösserkogel-Fm.)	182,69	116,12	24,82	125,87	22,67
HG 25 (Flösserkogel-Fm.)	194,76	130,25	26,15	140,01	23,86
HG 26 (Plabutsch-Fm.)	226,07	168,19	29,92	177,87	27,20
HG 29 (Gaisbergsattel-Mb.)	202,84	139,85	27,08	149,61	24,68
HG 30 (Gaisbergsattel-Mb.)	217,03	157,03	28,78	166,76	26,19
HG 31 (Platzkogel-Mb.)	218,05	158,28	28,91	168,00	26,30
HG 32 (Platzkogel-Mb.)	209,50	147,86	27,86	157,61	25,38
HG 33 (Platzkogel-Mb.)	207,34	145,26	27,61	155,01	25,15
HG 34 (Platzkogel-Mb.)	234,31	178,50	30,99	188,13	28,14
HG 35 (Platzkogel-Mb.)	204,85	142,27	27,31	152,03	24,89
HG 40 (Tallakkogelvererzung)	281,76	240,67	37,91	249,72	34,21
HG 41 (Tallakkogelvererzung)	301,58	268,14	41,22	276,81	37,09
HG 42 (Tallakkogelvererzung)	276,27	233,21	37,04	242,36	33,45
HG 43 (Tallakkogelvererzung)	268,52	222,82	35,84	232,08	32,41

Tabelle 7: Bildungstemperaturen der Crush-Leach-Proben (mittels Na-Li-Geothermometer berechnet)

## 8 Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

Im Folgenden werden die in den vorigen Kapiteln beschriebenen Ergebnisse ausgewertet und diverse Aspekte herausgearbeitet.

Die Werte für die erstellten Elementgehalt-Diagramme stammen aus den geochemischen Analysen, deren Ergebnisse im Anhang C und Anhang E zu finden sind.

In der Nähe von Sulfidlagerstätten sind die Elemente Kobalt, Arsen, Kadmium und Antimon mit hohen Gehalten vertreten (SAUKOV & OZEROVA, 1963). In den Kalken der Rannach-Decke ist erkennbar, dass Kobalt, Arsen und Antimon in überdurchschnittlich hohen Mengen enthalten sind (Abb. 68-70).

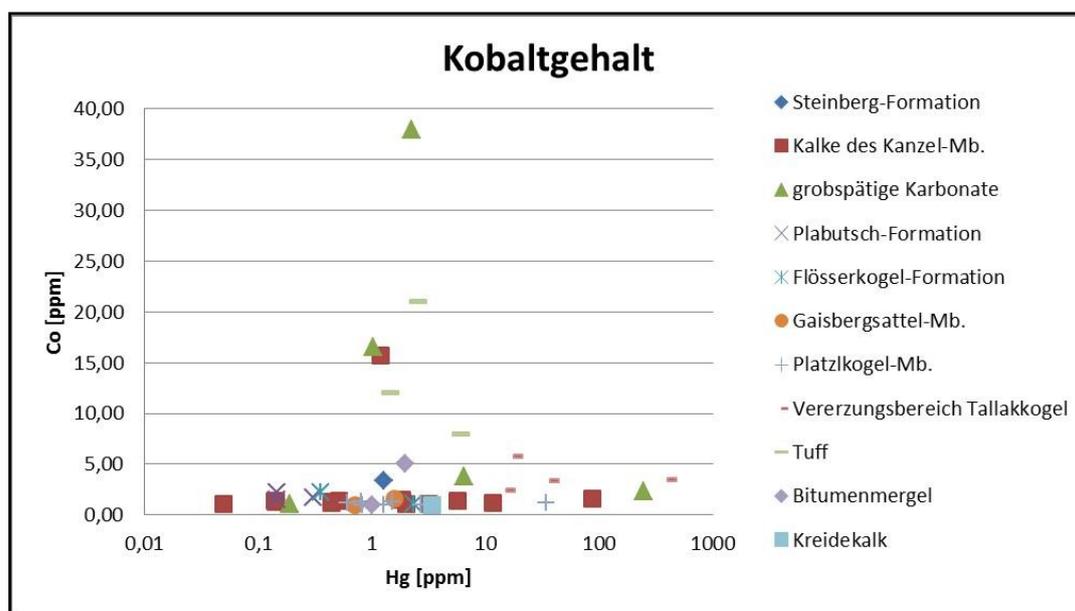


Abbildung 68: Korrelationsdiagramm von Co- zu Hg-Gehalten nach Lithologien geordnet

Der Durchschnittsgehalt an Kobalt in Kalkgesteinen liegt nach REIMANN & CARITAT (1998) bei 0,1 ppm, in vulkanischen Gesteinen bei 45 ppm. Alle analysierten karbonatischen Proben liegen deutlich über diesem Wert, sind jedoch sehr homogen in Bereichen zwischen 1 ppm und 3 ppm vertreten. Erst ab einem Gehalt von mehr als einem ppm Hg zeigen die grobspätigen Karbonate und die Kalke der Kanzel-Subfm. einen Trend zu höheren Werten bis zu 38 ppm und auch die Proben aus dem Vererzungsbereich am Tallakkogel haben generell einen höheren Gehalt im Vergleich zu den Umgebungsgesteinen. In den Tuffproben aus St. Pankrazen lässt

sich, wie auf Grund des höheren Clark-Wertes zu erwarten, ein höherer Kobaltgehalt als in den Umgebungsgesteinen feststellen.

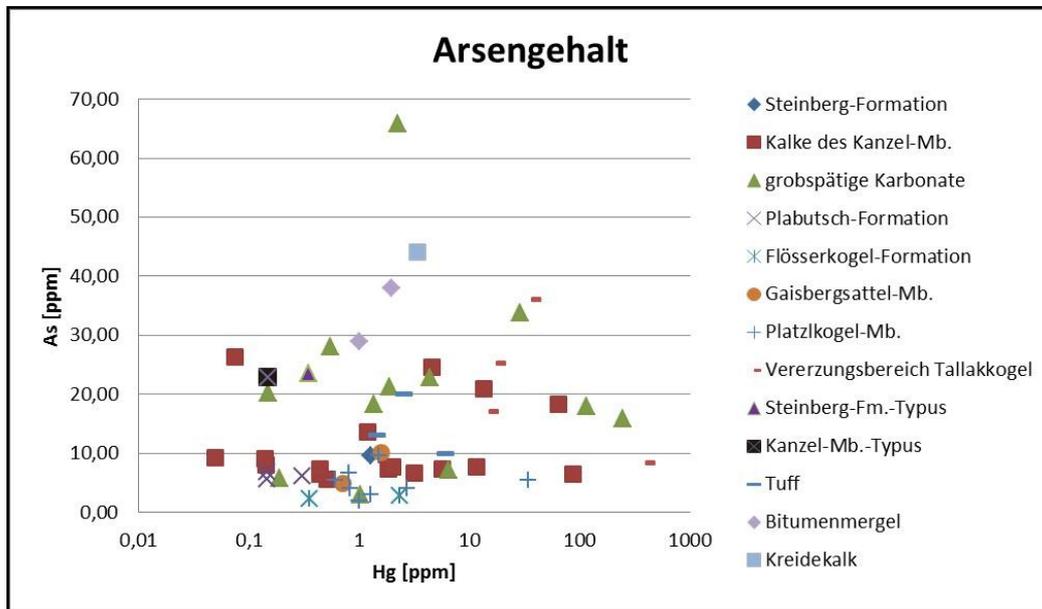


Abbildung 69: Korrelationsdiagramm von As- zu Hg-Gehalten nach Lithologien geordnet

Ebenso zeigt sich bei den Arsengehalten (Abb. 69), dass alle Proben klar über dem Clark-Wert von Kalkgesteinen von 1,5 ppm und von vulkanischen Gesteinen von 0,7 ppm liegen. Die grobspätigen Karbonate, die vererzten Kalke der Kanzel-Subfm. und die Proben aus dem Vererzungsbereich am Tallakkogel liegen mit bis zu 66 ppm wieder deutlich über den Gehalten der meisten anderen Proben. Auffallend ist jedoch, dass im Gegensatz zu Kobalt bei Arsen auch einige Proben mit geringen Hg-Gehalten einen hohen Arsenanteil aufweisen. Auch die Proben der Kainacher Gosau zeigen deutlich erhöhte Werte.

Die Typuslokalitäten von der Steinberg-Fm. und von der Kanzel-Subfm. zeigen bei Arsen einen höheren Grundgehalt als die im Untersuchungsgebiet genommen Proben derselben Kalke. Generell zeigen alle Gesteine des Untersuchungsgebietes unabhängig von ihren Hg-Vererzungen einen hohen Arsengehalt.

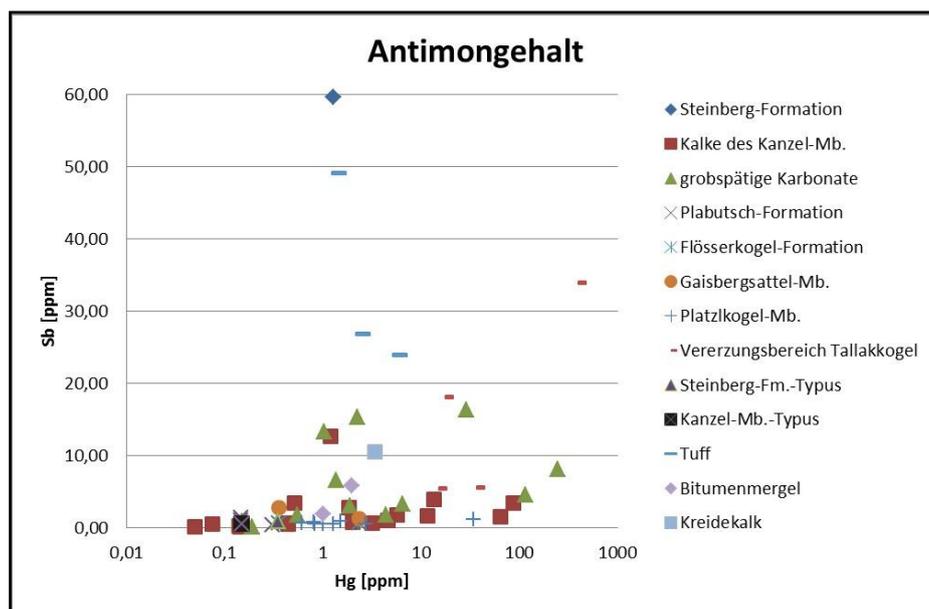


Abbildung 70: Korrelationsdiagramm von Sb- zu Hg-Gehalten nach Lithologien geordnet

Bei den Antimongehalten (Abb. 70) verhält es sich ähnlich wie beim Element Kobalt. Grobspätige Karbonate und der Vererzungsbereich am Tallakkogel liegen deutlicher über dem Clark-Wert von Kalkgesteinen von 0,15 ppm als der Rest der Proben. Die hohen Gehalte finden sich wiederum erst in den Proben die mehr als 1 ppm an Hg aufweisen. Dies lässt auf eine Verbindung der Antimongehalte mit den Quecksilbervererzungen schließen.

Auch hier stechen die Tuffproben mit ihren hohen Gehalten an Antimon heraus. Der Durchschnittsgehalt von vulkanischen Gesteinen liegt nach REIMANN & CARITAT (1998) bei 0,2 ppm. Auffallend ist der enorm hohe Wert (59,69 ppm) der Steinberg-Fm.-Probe. Da die Typuslokalität der Steinberg-Fm. jedoch nur einen Gehalt von 0,83 ppm zeigt, könnte es sich bei dem hohen Wert um einen Messfehler bei der Analyse handeln.

Der Gehalt an Kadmium ist jedoch, entgegen den Erwartungen von Umgebungsgesteinen von Sulfidlagerstätten, im gesamten Untersuchungsgebiet unauffällig und nur in sehr wenigen Kalken der Kanzel-Subfm. gering erhöht.

Neben den erwähnten Elementen fällt auch der Gehalt an Tellur auf. Dieser ist in allen gemessenen Proben mindestens um das Zehnfache gegenüber dem Clark-Wert von 0,002 ppm erhöht und in manchen sogar um das Tausendfache (Abb. 71).

Im Gegensatz zu den vorigen Elementen sind die Tellurgehalte nur bei einigen wenigen der vererzten Proben deutlich über den Clark-Wert von Kalkgesteinen von 0,002 ppm erhöht und nicht bei allen. Im Allgemeinen sind die Werte über alle Lithologien zusammen in einem sehr homogenen Bereich.

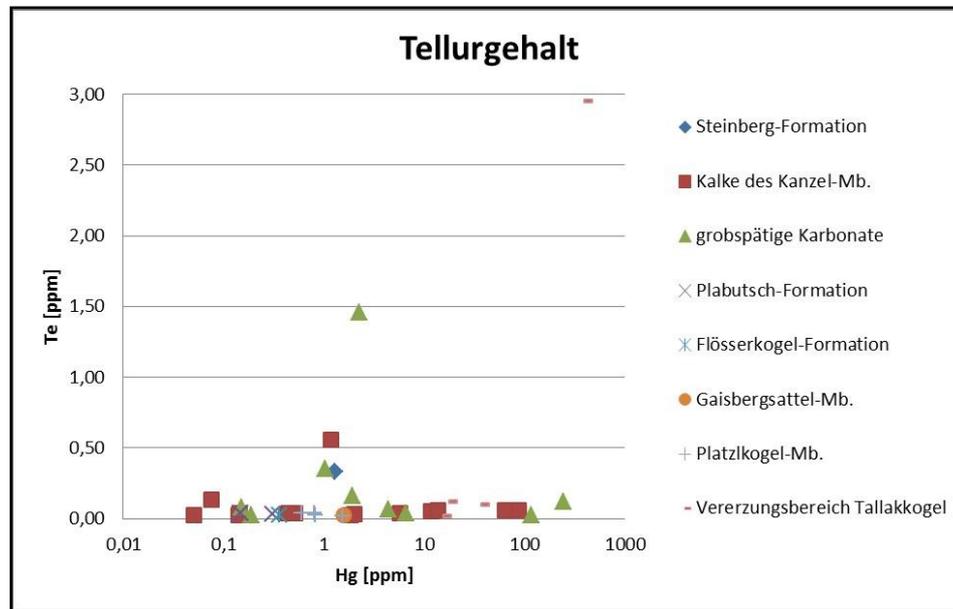


Abbildung 71: Korrelationsdiagramm von Te- zu Hg-Gehalten nach Lithologien geordnet

Vergleicht man die Kanzel-Subfm. und deren zeitliche Äquivalente mit den basischen vulkanischen Gesteinen, erkennt man, dass sich die Letztgenannten vor allem durch die höheren Gehalte an Kupfer und Wolfram von den Kalken abheben.

Die diskordant auflagernden Gesteine der Kainacher Gosau zeigen nur gering ausgeprägte Anomalien. Nur die Arsen- und Antimongehalte sind erhöht. Dies dürfte aber auf die Mobilität dieser Elemente zurückzuführen sein. Diese Elemente haben sich von den Gesteinen in der Kanzel-Subfm. in die aufliegenden Schichten bewegt.

Die restlichen Elemente Sr, Mn, etc. zeigen bei den Proben aus dem Untersuchungsgebiet keine großen Auffälligkeiten bei der chemischen Analyse. Sie bewegen sich alle um oder knapp unter dem Clark-Wert von Kalken.

Auch wenn man die Proben nach ihren Lithologien oder Probenentnahmestellen ordnet, sind sie sich in ihrem Chemismus alle sehr ähnlich und weisen keine eklatanten Unterschiede auf. Bei Eisen fällt jedoch auf, dass vor allem die grobspätigen Karbonate einen höheren Prozentanteil (> 1 %) als der Rest der Gesteine besitzen. Auch die Tuffe von St. Pankrazen zeigen einen stark erhöhten

Eisenanteil. Da Eisen und Mangan im Allgemeinen häufige Begleiter von Hg-Mineralisationen sind (BARNES & SEWARD, 1997), könnte das Quecksilber für Zinnober ursprünglich aus den Tuffen stammen.

Zinnober in unmittelbarer Umgebung von hohen Gehalten an Kupfer, Silber, Antimon, Eisen und Zink ist ein Hinweis auf Kondensation aus der Gasphase, im Kontrast zu hydrothermal entstandenem Zinnober (BARNES & SEWARD, 1997). Da die erhöhten Kupfergehalte nur in den basischen Vulkaniten nachgewiesen wurden, die Verwitterungsprodukte wie Malachit, nur in den schwach vererzten Proben aus dem Gebiet Rannach entdeckt wurden und die mit Zinnober vererzten Kalke im Untersuchungsgebiet (Tallakkogel, Schneiderloch, Zigeunerloch) nur an Antimon angereichert sind, weist das auf hydrothermale Bildung der Zinnobervererzungen hin. In den mit Kupfer angereicherten Gebieten werden die Temperaturen der Fluide für die Ausfällung von Zinnober noch zu hoch gewesen sein und erst nach Abkühlung der Fluide werden sich in den bekannten Lokalitäten die Vererzungen gebildet haben.

Die Ergebnisse wurden auch mit dem IRIS (Interaktives Rohstoff-Informationssystem) verglichen. Dort werden die Spurenelementgehalte von Streamsedimenten angezeigt. Im Umfeld der Hg-Anomaliebereiche in der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums scheinen keine großen geochemischen Anomalien auf. Es lassen sich nur, wie auch in den Analysen beobachtet, leicht erhöhte Werte von Arsen und Kobalt finden. Im Gegensatz zu den Kalkproben finden sich im IRIS jedoch auch gering erhöhte Werte an Scandium und Vanadium.

Die geochemische Analyse der Gesteinsproben zeigt keine großen Gegensätze zwischen den einzelnen Lithologien. Das spricht für einen kontinuierlichen chemischen Übergang wie bei sedimentären Lagerstätten. Da die Zinnobererze nur in der Kanzel-Subfm. und deren Äquivalente gefunden werden, könnte es daher stoffliche Umlagerungen im m - 10er m Bereich von schichtgebundenen Erzen gegeben haben.

Die genauen Hg-Werte der Proben sind in den Abbildungen im Kapitel 7.3.1 ersichtlich.

Wenn man die Hg-Gehalte der Kalke der Kanzel-Subfm. und der Platzkogel-Subfm. miteinander vergleicht, fällt auf, dass die hohen Werte nur in einem räumlich abgrenzbaren Gebiet auftauchen (Abb. 72).

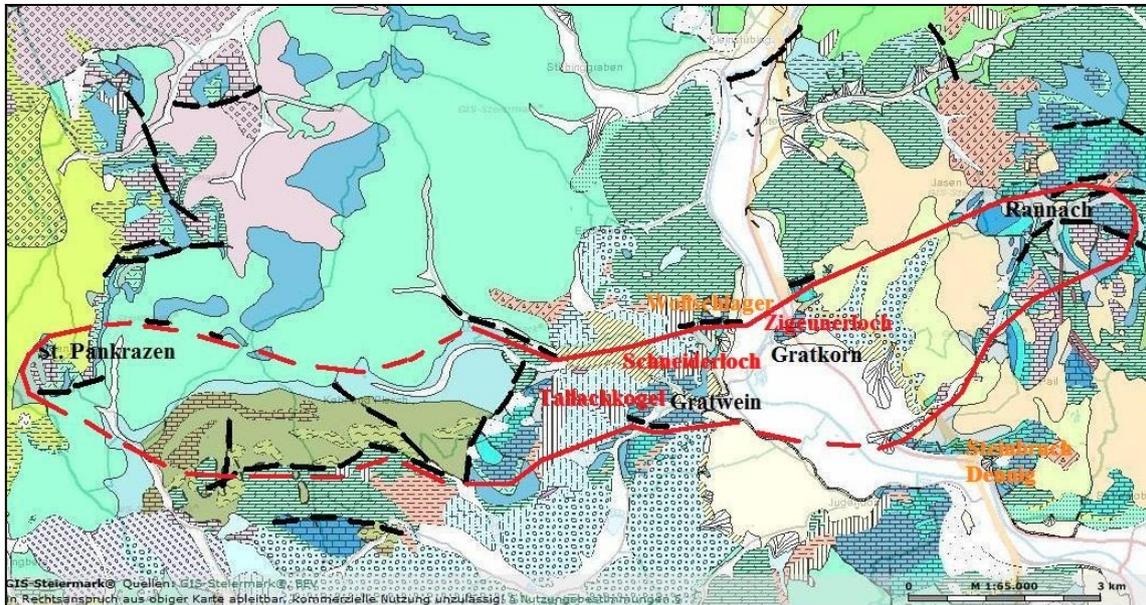


Abbildung 72: Räumlich begrenzter Bereich der stark erhöhten Quecksilbergehalte (Rot). Verlauf der Störungsbereiche (Schwarz). Gebiete mit sehr niedrigen Hg-Gehalten (Orange)

Außerdem wird das Gebiet mit den Hg-Anomalien von größeren Störungssystemen umgeben. Diese meist E-W verlaufenden Störungen finden sich sowohl nördlich von St. Pankrazen, wie auch südlich der Linie St. Pankrazen-Gratwein, entlang der Rannach und auch nördlich von Gratkorn. Das Reiner-Becken wurde auch durch diese Störungstektonik angelegt und durch sie begrenzt. Die Störungen könnten den Korridor für die Fluidbewegungen gebildet haben und dies könnte der Grund sein warum die Zinnobervererzungen nur in diesem eng begrenzten Gebiet zu finden sind.

Die verschiedenen Typuslokalitäten der unterschiedlichen Formationen besitzen nur durchschnittliche Quecksilbergehalte. Auch die Proben von Kalken der Kanzel-Subfm. aus dem Steinbruch Dennig (Hg 18, 19 & 20) sowie der Bereich Wollschlager fallen mit den sehr niedrigen Hg-Werten auf und der gesamte Bereich um den Plabutsch zeigt keinerlei Auffälligkeiten. Das lässt darauf schließen, dass das Phänomen, welches in den Schichtgliedern im Raum Gratwein/Gratkorn/St. Pankrazen zu deutlichen Anomalien führte, nur lokal im Bereich der untersuchten Gebiete aufgetreten ist.

Bei den Analysen von Proben der Steinberg-Fm. stellte sich heraus, dass in diesem Schichtglied nur in der Nähe von größeren Kanzel-Subfm.-Bereichen höhere Hg-Gehalte auftreten. Dies lässt vermuten, dass sich die Hg-Mobilität zum Teil bis in die stratigraphisch über der Kanzel-Subfm. folgende Steinberg-Fm. ausgewirkt hat.

Die Proben der Plabutsch-Fm. stammen alle von unterschiedlichen Probennahmestellen (Gratwein, Rannach, St. Pankrazen) und keine davon besitzt höhere Quecksilberwerte. Daraus wird deutlich, dass dieses Schichtglied allgemein keine hohen Gehalte an Quecksilber erwarten lässt.

Die grobspätigen Karbonate zeigen fast alle deutlich erhöhte Werte. Daraus kann man schließen, dass die vererzenden Vorgänge nicht nur die Kanzel-Subfm., sondern auch die grobspätigen Karbonate betroffen haben, beziehungsweise dass die Bildung der grobspätigen Karbonate genetisch mit der Hg-Vererzung gleichzusetzen ist. Nur die grobspätigen Karbonate aus dem Bereich Wollschlager fallen wiederum aus der Reihe und besitzen nur sehr geringe Gehalte von Quecksilber.

Bei den Untersuchungen der basischen Tuffe von St. Pankrazen fällt auf, dass alle Proben deutlich über dem Clark-Wert von 40 ppm liegen.

Eine mögliche Erklärung für diese besonders in der Probe P/7 sehr hohen Werte ist, dass es dort durch Vulkanismus zu einer Anreicherung im vulkanischen Gestein und durch exhalative Prozesse in karbonatischen Sedimenten im Bereich der Kanzel-Subfm. kam.

Nach KÜMMEL & PAPP (1990) betragen die Hg-Konzentrationen im Boden durchschnittlich 20 – 50 ppb. Die Hg-Gehalte in den Bodenhorizonten des Untersuchungsgebietes sind jedoch viel höher und liegen in jeder Probe über 2000 ppb (Tab. 4). In der Probe 1 nördlich des Schneiderlochs fällt auf, dass der Quecksilbergehalt in der feinen Fraktion immer höher ist als in der groben Fraktion. Das liegt daran, dass das HgS an die Tonminerale gebunden ist. Nur die gröbere Fraktion des A-Horizonts fällt mit fast 17000 ppb aus der Reihe. Das lässt sich vermutlich darauf zurückführen, dass sich in der Analysenprobe ein größeres Zinnoberkorn befand und dadurch die Messung verfälschte. Die hohen Werte zwischen 6000 und 17000 ppb lassen sich darauf zurückführen, dass die Bodenprobe in unmittelbarer Umgebung der großen Vererzungen im Schneiderloch genommen wurde.

In der Bodenprobe 2 sind die Gehalte viel niedriger und zwischen den Fraktionen der einzelnen Horizonte viel homogener. Die Fraktionen unterscheiden sich jeweils nur um ca. 100 ppb. Der A-Horizont zeigt die niedrigsten Gehalte von 2500 ppb.

Aus den Bodenproben ist ersichtlich, dass das Zinnober bei der Verwitterung des Festgesteins in den Boden übernommen und dort adsorptiv an die Tonminerale (Illit, Smektit, Kaolinit) gebunden wird. Es wird nicht vom Wasser abtransportiert sondern verbleibt immobil im Boden. Dies kann besonders oberhalb von großen Vererzungen auch zu enorm hohen Hg-Werten im Boden führen.

Die Mobilität des Quecksilbers in flüssigen Medien wird von den pH-Eh-Bedingungen, der primären Phase des Quecksilberminerals und von der Menge an organischem Material gesteuert (NAVARRO, 2008). Grundsätzlich hat Hg aber eine sehr geringe Wasserlöslichkeit (ca. 20 µg/L) (HIRNER et al., 2000). Allgemein wird Hg stark an organische Bodeninhaltsstoffe gebunden, so dass Mobilität durch Auswaschungen minimal und eine Grundwasserkontamination unwahrscheinlich ist (VON BURG & GREENWOOD, 1991).

Zu einer Kontamination kann es nur kommen, wenn Quecksilber aus einer Deponie ausgewaschen wird. Da dieser Fall für keinen der Orte in der Umgebung der Quecksilberanomalien in Frage kommt und die Wasserproben alle unter der Nachweisgrenze von Quecksilber liegen, ist eine Hg-Kontamination der im Umgebungsbereich liegenden Aquifere nicht anzunehmen.

Die genauen Isotopiewerte aller Proben sind in Tabelle 5 dargestellt.

Die untersuchten Kalkproben plotten im  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm im Bereich der marinen Kalksteine. Die Nester mit den grobspätigen Karbonaten in der Kanzel-Subfm. und bei der Lokalität Wollschlager und die Kataklasitbereiche im Schneiderloch zeigen eine etwas leichtere kohlenstoffisotopische Zusammensetzung und befinden sich in Abb. 73 an der Grenze vom marinen Kalkstein zum hydrothermal gebildeten Karbonat. Die grobspätigen Karbonate des Schneiderlochs hingegen besitzen nur ein etwas leichteres Sauerstoffisotopenverhältnis als die Kalke der Rannach-Decke.

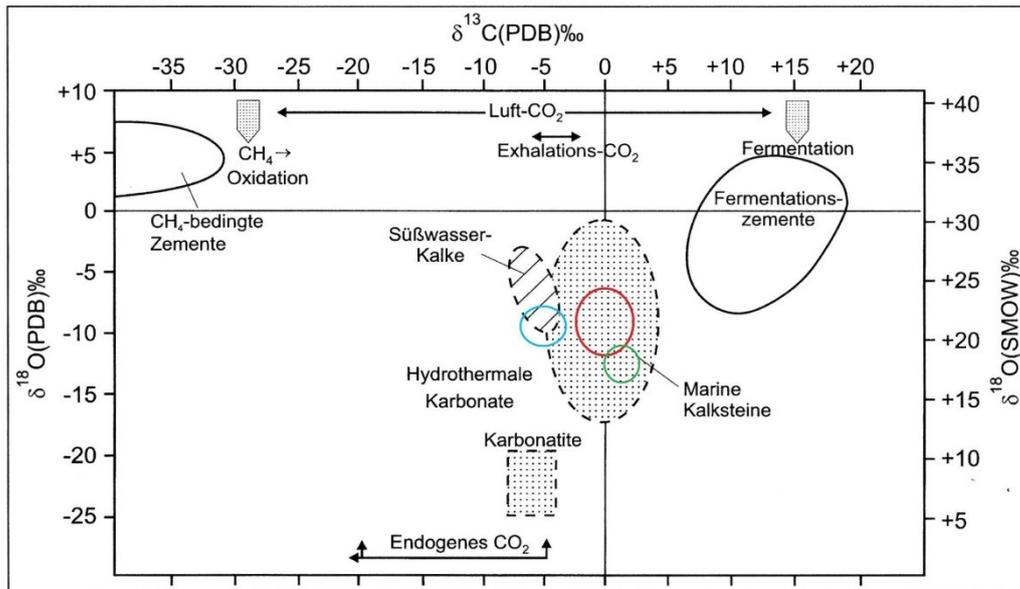


Abbildung 73: Generelles  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm (SCHROLL & PROCHASKA, 1997; verändert). Roter Kreis: Kalkproben; blauer Kreis: Grobspat aus der Kanzel-Subfm. und Kataklasitbereiche (höhere Hg-Konzentrationen); grüner Kreis: grobspätige Karbonate vom Schneiderloch (sehr hohe Hg-Gehalte)

In Abbildung 74 sind die gesamten Isotopenergebnisse in einem Diagramm dargestellt. Es ist sofort ersichtlich, dass die Kalke in diesem Gebiet alle ein sehr homogenes Kohlenstoffisotopenverhältnis zwischen  $-3$  und  $+3$  ‰ und ein homogenes Sauerstoffisotopenverhältnis zwischen  $+18$  und  $+26$  ‰ aufweisen. Die Typuslokalitäten von der Kanzel-Subfm. und der Steinberg-Fm. wurden ebenfalls isotopisch untersucht. Diese fallen in denselben Bereich und zeigen keine Unterschiede zu den Kalken der Kanzel-Subfm. im Untersuchungsgebiet.

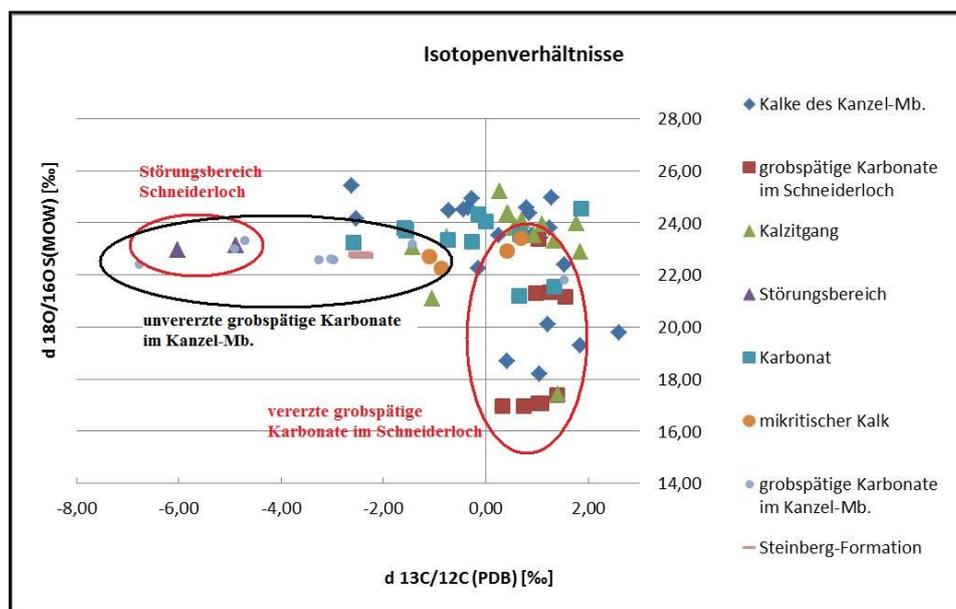


Abbildung 74: Isotopenverhältnisse im gesamten Untersuchungsgebiet

Die Kalzitgänge in den Kalken sind zwar jünger als das Umgebungsgestein, zeigen jedoch in der Isotopiezusammensetzung keine großen Auffälligkeiten und befinden sich auch in dem bereits beschriebenen homogenen Bereich der Kalke. Dies lässt bei den Kalzitgängen auf sehr kleinräumige Mobilisationen schließen beziehungsweise weist dies darauf hin, dass der Kalzit der Gänge aus Fluiden der Drucklösung entstanden ist.

Die Grobspatnester, die in der Kanzel-Subfm. und bei der Lokalität Wollschlager gefunden wurden, sind in der Isotopiezusammensetzung des Kohlenstoffs leichter als die Kalke in direkter Umgebung und zeigen Werte zwischen  $-7\text{‰}$  und  $-2\text{‰}$ . Die geringen Promilledifferenzen weisen auf eine geringe Transportweite hin, da sonst die Unterschiede bei den Isotopen stärker ausgeprägt sein müssten. Außerdem muss das Fluid eine ähnliche Kohlenstoffzusammensetzung wie das Umgebungsgestein aufgewiesen haben.

Die grobspätigen Karbonate aus dem Schneiderloch hingegen werden in der Sauerstoffisotopiezusammensetzung leichter als die benachbarten Kalke und besitzen Werte zwischen  $+16,5\text{‰}$  und  $+22\text{‰}$ . Auch dies lässt auf geringe Transportentfernungen schließen, da durch Erwärmung bei der Versenkung der Kanzel-Subfm. die leichten Sauerstoffisotope abgeführt wurden und danach in den grobspätigen Karbonaten wieder ausgeschieden wurden. Die geringen Unterschiede, nur wenige Promille, weisen auf niedrigtemperierte diagenetisch ausgepresste

Wässer aus dem Karbonat vom Nahbereich der grobspätigen Karbonate hin. Die Temperatur für diese lokale Mobilisation wird bereits durch geringe Überdeckung von wenigen km (Temperaturgradient der Erdkruste: 30°C/km) erreicht.

Auch die Fluide, die zur Anreicherung des Zinnobers geführt haben, waren wahrscheinlich diagenetisch ausgepresste Formationswässer. Die gemessenen Isotopieveränderungen (2-5‰) in den verschiedenen Lithologien weisen auf ein Water/Rock-Verhältnis von 1:100 und ein wenig fraktioniertes Fluid hin. Bei diesem Water/Rock-Verhältnis kommt es beim offenen System zu einer negativen Sauerstoff- und/oder Kohlenstofffraktionierung. Die lagerstättenbildenden Fluide standen also in isotopischem Gleichgewicht mit dem Nebengestein und haben die Signatur vom Umgebungsgestein übernommen. Deshalb zeigen die Gesteine keine allzu großen Isotopieunterschiede. Meteorischer Einfluss ist, wenn überhaupt, nur sehr geringfügig denkbar, da bei einem Einsickern von meteorischen Wässern ein größerer Unterschied in den Isotopieverhältnissen herrschen müsste. Auch frisches Regenwasser würde nicht den von MALI (1996) gemessenen hochsalinaren Fluiden in den Kalken entsprechen.

Der Kalzitkohlenstoff aus dem Zinnobergang vom Tallakkogel ist mit 0,7 ‰ dem Kohlenstoff von Meerwasserkarbonaten sehr nahe. Das lässt darauf schließen, dass der Kalzit aus dem Zinnobergang mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Nebengestein, Kalke der Kanzel-Subfm., übernommen wurde (MALI, 1996).

Erzlagerstätten im Grazer Paläozoikum sind generell durch eine große Variationsspanne in der Sulfidschwefelisotopenverteilung geprägt (WEBER, 1997). Schwefelisotopenwerte im Bereich um 0 ‰ zeigen eine magmatische Quelle beziehungsweise Tiefenprozesse, die zur Homogenisierung der Schwefelisotope geführt haben, an (WEBER, 1997). Werte um 20 ‰ weisen auf eine Beteiligung von Seewasser hin. Da die gemessenen Werte genau im Bereich dazwischen liegen (zum Beispiel Tallakkogel 5‰ <sup>34</sup>S), lässt das auf eine Mischung aus den beiden genannten Quellen beziehungsweise auf eine distale, durch hydrothermale Fluide verursachte Bildung schließen. Letzteres stimmt mit den von MALI (1996) in den Karbonaten aus dem untersuchten Gebiet gefundenen Einschlüssen mit hochsalinaren niedrig-temperierten Fluiden (78-154°C) überein.

Quecksilber wandelt sich in sauerstofffreien Sedimenten in Sulfide um. Solange nur Schwefel anwesend ist, bleiben diese relativ immobil. Sobald aber Sauerstoff ins Sediment kommt, oxidieren die Sulfide und die Sulfide gehen in Lösung (DREVER, 1997).

Der leicht positive Promillewert der Schwefelisotope aus dem Zinnober lässt darauf schließen, dass der Schwefel nur eine geringe Transportweite hinter sich hat. Der Schwefel wurde vermutlich bei Erwärmung schichtparallel aus den Tuffablagerungen oder anderen organisch reichen Schichten in der Kanzel-Subfm. beziehungsweise in der Platzkogel-Subfm. in diesen Formationen weitertransportiert und ist dann in Verbindung mit dem Quecksilber im passenden Temperaturfenster (50-160°C) als Zinnober ausgefallen.

Die Crush-Leach-Ergebnisse finden sich im Anhang D und die vom Programm SolGeo berechneten Bildungstemperaturen sind in Tabelle 7 ersichtlich.

Wie in den Na-Li-Geothermometer-Abbildungen 75-77 dargestellt, sind die Bildungstemperaturen der einzelnen Proben relativ homogen. Die nur vereinzelt Ausreißer mit höheren Bildungstemperaturen (Hg 5, 6, 8 und Hg 17) sind auf Flüssigkeitseinschlüsse mit etwas niedrigeren Natriumwerten als der Rest zurückzuführen. Auch bei den verschiedenen Lithologien zeigen sich keine großen Unterschiede. Nur die Proben aus dem Vererzungsbereich vom Tallakkogel scheinen bei allen Berechnungen gegenüber dem Umgebungsgestein eine höhere Bildungstemperatur (ca. 250°C) anzuzeigen. Da die Proben aus dem Schurfbau alle aus einem einzigen vererzten Gang stammen, könnte dies darauf hinweisen, dass die Zinnobererze vom Tallakkogel, die frühesten Erzausscheidungen des, die Gesteine durchströmenden, Fluids darstellen.

Nach der Formel von KHARAKA & MARINER beträgt die Durchschnittsbildungstemperatur 224°C, nach derjenigen von FOUILLAC & MICHARD liegt diese jedoch etwas niedriger. Sie beträgt ca. 167°C, wobei die Fehlerabweichung bei +/- 30°C liegt. Auch bei VERMA & SANTOYO liegt die Durchschnittstemperatur bei 177°C, mit einer Fehlerabweichung von +/- 27,3°C. Wenn man auch bei KHARAKA & MARINER eine durchschnittliche Messungengenauigkeit von +/- 2 % annimmt (ca. 35°C) wird ersichtlich, dass alle Na-Li-Thermometer im selben Temperaturbereich um die 170-200°C herum plotten.

Dies passt wiederum sehr gut mit den von MALI (1996) in den Karbonaten aus dem untersuchten Gebiet gefundenen Einschlüssen mit niedrig-temperierten Fluiden (78-154°C) überein.

Die Na-Ka-Geothermometer konnten nicht zur Überprüfung der Temperaturen der Na-Li-Geothermometer herangezogen werden, da diese viel zu hohe Bildungstemperaturen ergaben. Dies liegt wohl daran, dass die Kaliumwerte der untersuchten Proben durch mitanalytierte kaliumreiche Minerale, wie Tonminerale, sehr hoch sind.

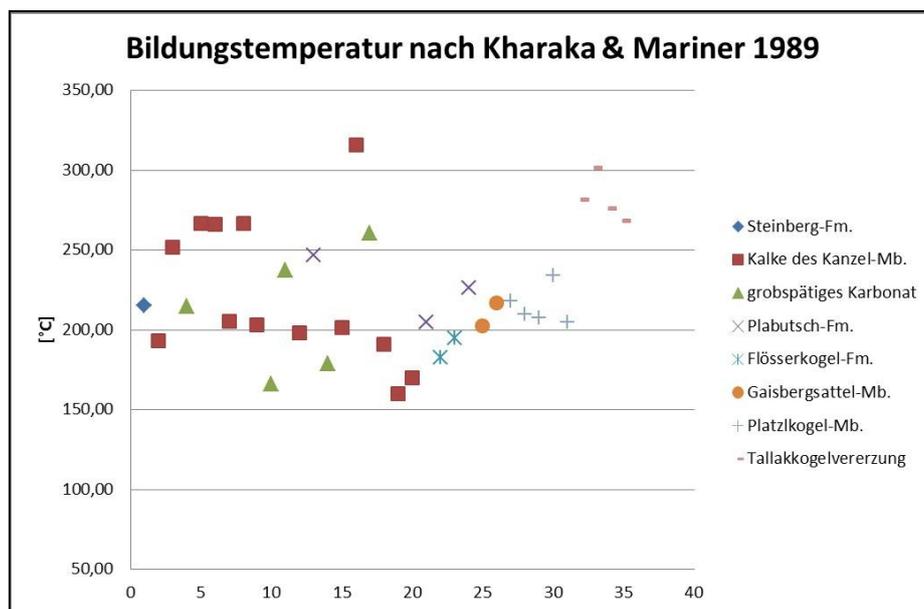


Abbildung 75: Darstellung der Bildungstemperaturen nach dem Na-Li-Geothermometer von Kharaka & Mariner, 1989

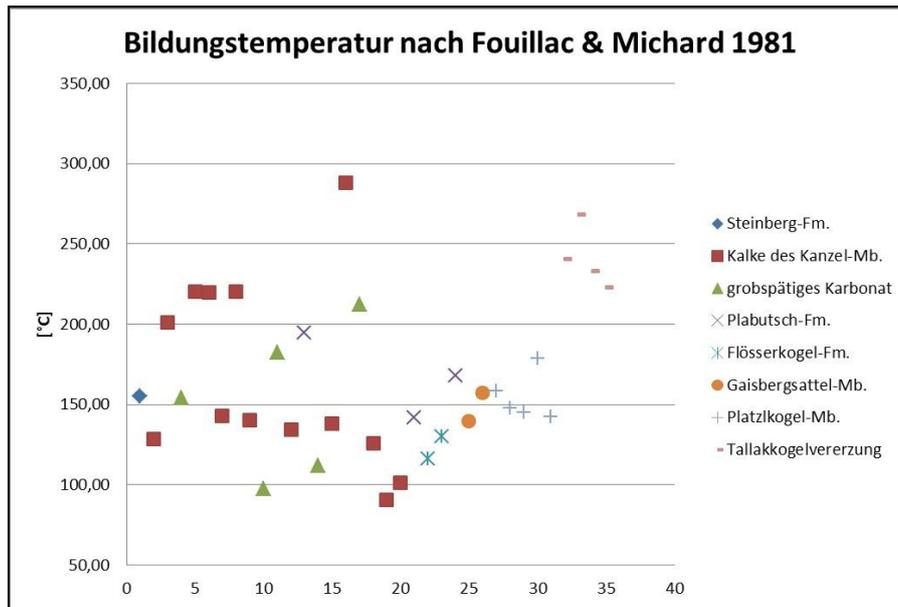


Abbildung 76: Darstellung der Bildungstemperaturen nach dem Na-Li-Geothermometer von Fouillac & Michard, 1981

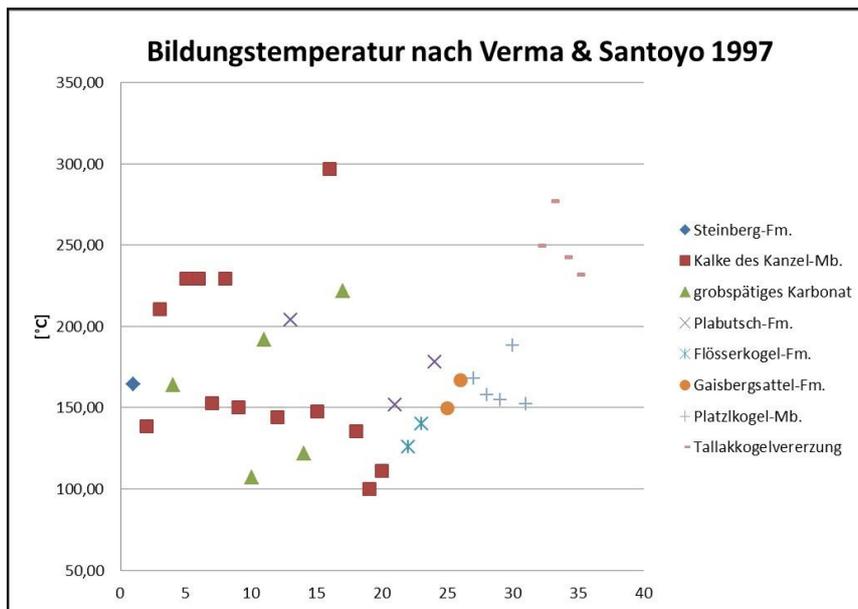


Abbildung 77: Darstellung der Bildungstemperaturen nach dem Na-Li-Geothermometer von Verma & Santoyo, 1997

Quecksilbererze sind vorwiegend an Zerrüttungszonen gebunden und imprägnieren oft klüftigen Kalkstein mit bituminösem Nebengestein (OKRUSCH & MATTHES, 2005). Auch Wärmeeffekte, wie Erhitzung durch Metamorphose oder durch magmatische Intrusionen können zur Mobilisation und Anreicherung führen (MCNEAL & ROSE, 1974). Die Vererzungen bilden sich großteils aus epithermalen

Lösungen, zeichnen sich durch ihre Nähe zur Oberfläche (bis 1500 m) aus und sind bei niedrigen Temperaturen (50 – 160°C) entstanden (MCNEAL & ROSE, 1974). Für die Präzipitation ist vermutlich die Bildung von Zinnober aus der wässrigen Phase verantwortlich (WHITE, 1981). Hg in Sedimentgesteinen kann in die Porenfluide freigesetzt werden, wenn der regionale thermische Gradient ansteigt (RYTUBA, 2005). Eine höhere Temperatur kann für Zinnoberlagerstätten ausgeschlossen werden, da HgS bereits bei 250°C einen so hohen Dampfdruck besitzt, dass es allein aufgrund der hohen Sublimationsrate keine mit zirkulierenden Wässern verbundene grünschieferfazielle Metamorphose mehr überdauern würde (MALI, 1996).

Sowohl die Illitkristallinität als auch Inkohlungsuntersuchungen des Grazer Paläozoikums zeigen einen Metamorphosebereich von später Diagenese bis zur Epizone, wobei die Rannach-Decke als einzige Decke diagenetische Anteile aufweist. Das heißt, die Temperaturüberprägung fand während der alpidischen Deckenstapelung statt und war nur schwach temperiert (< 250°C). Auch der Aufstieg der Kristallindome ab dem Obersantonium bewirkte keine thermische Überprägung des Grazer Paläozoikums mehr, wohl aber eine Aufheizung der Gosau (HASENHÜTTL & RUSSEGGER, 1992).

Die in einigen Proben gefundenen Muskowit- und Serizitminerale weisen ebenfalls auf eine thermische Überprägung in diesen Gesteinen hin. Muskowit kann aber auch schon bei niedriggradigen Metamorphosearten, wie in der Zeolith-Fazies (< 250°C), entstehen und ist deshalb kein Hinweis auf eine höher temperierte Metamorphose im Untersuchungsgebiet.

In Abb. 78 wurden die Na/Br – Cl/Br-Verhältnisse der analysierten Proben in einem Diagramm dargestellt. Die Kalke der Rannach-Decke sind marine Bildungen und die Ergebnisse der Crush-Leach-Analyse zeigen, dass die Proben genau entlang des Evaporationstrends verlaufen. Da in diesem Gebiet aber keinerlei Ansammlungen von evaporitischen Ausscheidungen gefunden wurden, kann der erhöhte Bromgehalt der Proben nur auf vulkanische Tätigkeiten zurückgeführt werden. Das Fluid, das zu den Hg-Mineralisationen geführt hat, war durch die basischen Tuffe auch mit Brom angereichert und erhöhte dadurch die Bromgehalte in den umliegenden Kalkschichten. Die grobspätigen Karbonate zeigen die höchsten Werte von Brom. Da diese durch hydrothermale Umwandlung aus den Kalken entstanden sind, konnte dort durch das Fluid verstärkt Brom ausgefällt werden.

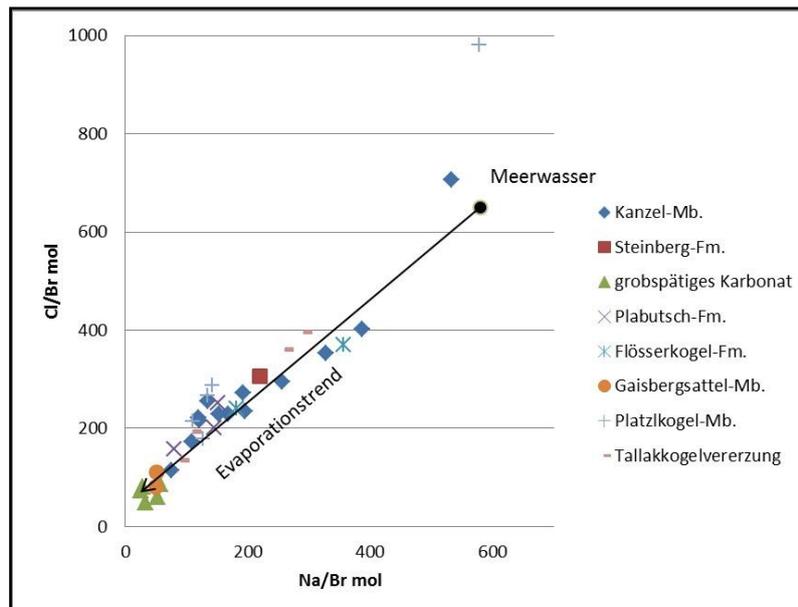


Abbildung 78: Na/Br zu Cl/Br-Diagramm

### Grundsätzliches zum Verhalten von Quecksilber und Zinnober

Das Element Quecksilber (Hg) mit der Ordnungszahl 80 im chemischen Periodensystem aus der Gruppe der Übergangsmetalle besitzt eine mittlere Atommasse von 200,59 g/mol. Es ist eines von den Elementen, das als typisch chalkophil gilt. Quecksilber bildet bevorzugt Sulfide. Hg hat im Vergleich zu anderen Metallen einen niedrigen Schmelz- (-38,9°C) und Siedepunkt (356,7°C) und ist daher das einzige Metall, das bei Raumtemperatur flüssig ist. Das Wort leitet sich aus dem Lateinischen von „Hydrargyrum“ ab und bedeutet so viel wie „flüssiges Silber“ (OKRUSCH & MATTHES, 2005).

Cinnabarit, auch Zinnober (HgS), ist ein Mineral aus der Mineralklasse der Sulfide mit dem Stoffmengenverhältnis Metall: Schwefel = 1:1. Es kristallisiert im trigonalen Kristallsystem und entwickelt tafelige oder prismatische Kristalle, meistens aber massige derb-körnige Aggregate in Imprägnationen in roter, braunroter oder schwarzer Farbe. Seine Härte beträgt 2 bis 2,5 und seine Dichte 8,1 g/cm<sup>3</sup> (OKRUSCH & MATTHES, 2005).

Quecksilbersulfid zählt zu den unlöslichsten Salzen (Löslichkeit von 10 ng/l). Das rote Sulfid ist sehr verwitterungsbeständig und viel weniger flüchtig und laugungsfähig als andere Formen von Quecksilber. Daher besitzt es auch nur eine geringe Mobilität (NAVARRO, 2008). Die Gleichung für die Verwitterung von Zinnober bei Lösung (BARNETT et al., 2001):  $\text{HgS}_{(s)} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Hg}(\text{OH})_2^0 + \text{H}_2\text{S}$

HgS-Bildung kann durch mikrobielle Prozesse begünstigt werden, bei denen überschüssige  $S^{2-}$  - Ionen benötigt werden. Diese liegen in Böden über Erzkörpern in besonders hohen Konzentrationen vor (KRÖMER, 1981). Zinnober bildet sich aber auch hydrothermal, vor allem in Bruchzonen um vulkanische Schlote und an heißen Quellen.

Aus umweltchemischer Sicht ist Hg ein nicht essentielles, aber hochtoxisches Element, welches anthropogen in die Umwelt eingebracht wird und aufgrund seiner außerordentlich hohen Mobilität über die gesamte Geosphäre verteilt wird (KRÖMER, 19981).

Der Dampfdruck des Quecksilbers macht sich bereits bei gewöhnlichen Temperaturen (20°C; 0,0013 mm Hg-Säule) bemerkbar und nimmt bei Erwärmung deutlich zu. Die Fähigkeit des Dampfes das umgebende Gestein zu durchdringen ist im Vergleich zu Hg-Lösungen wesentlich höher. Deshalb sind die Quecksilberaureolen sehr viel ausgeprägter, wenn nicht nur Erzlösungen, sondern auch Quecksilberdampf an der Bildung beteiligt sind. Diese Aureolen werden vor allem über Sulfidervorkommen gefunden und zwar nicht nur über Quecksilberlagerstätten, sondern auch bei Antimon, monometallischen und polymetallischen Lagerstätten. Es gibt primäre (Lagerstätten), sekundäre (diagenetische und durch metamorphe Prozesse entstandene) und tertiäre (durch post-uplift Hebung entstandene) Aureolen (LUTZ, 2005).

Nach der unterkretazischen Deckenstapelung durch Kollision kontinentaler Platten (mit der damit verbundenen höchsten Temperaturüberprägung durch die höchste Überlagerungsdicke) bedingt in der Oberkreide der Aufstieg des metamorphen Gleinalm-Domes einen erhöhten Wärmefluss und es folgt eine Exhumation ostalpiner Kruste und eine damit verbundene Extensionstektonik entlang von duktilen Abschiebungen und Seitenverschiebungen. Auch die Subsidenz des Kainacher Gosaubeckens wird durch diese tektonischen Vorgänge bedingt (EBNER & RANTITSCH, 2000).

Bei dieser Tektonik kam es vermutlich zu den Bildungen der großen E-W verlaufenden Störungsbereiche, die das Gebiet der Quecksilbermineralisationen begrenzen, zu den die Vererzung verursachenden Fluidaktivitäten und zur Umwandlung des Kalkes in die grobspätigen Karbonate. Da die neogene Sedimentablagerung ab dem Baden nicht mehr vererzt ist, kann der Bereich der Zinnoberbildung auf höchste Oberkreide – Baden eingegrenzt werden.

Die Skizze des Profils vom Schneiderloch bei Gratwein findet sich in Abb. 30. Die Ergebnisse der Atomabsorptionsspektroskopie sind in Anhang E und die Isotopenzusammensetzungen in Tabelle 5 aufgelistet.

In allen Proben dieses Profils ergaben die Analysen enorme Hg-Gehalte. Es konnten auch schon bei der makroskopischen Begutachtung der Proben viele Zinnermineralisationen festgestellt werden. Innerhalb des Störungsbereiches im Profil 1 vom Schneiderloch wurden außerdem noch erhöhte Tellur- und Arsenwerte festgestellt.

In Abb. 79 ist ersichtlich, dass die grobepätigen Karbonate, sowohl beim Eingangsbereich der Höhle als auch beim Detailprofil, die gleiche Isotopenzusammensetzung besitzen. Die Kalke der Kanzel-Subfm. scheinen hingegen in der Nähe des Störungsbereiches im Detailprofil sauerstoffisotopisch schwerer zu werden. Da sich das allerdings nur in einem Bereich von höchstens 3 ‰ bewegt, lässt es sich mit Hilfe kurzer Transportweiten und der Bildung der grobepätigen Karbonate aus der Kanzel-Subfm. erklären. Bei Erwärmung der Kanzel-Subfm. werden die leichten Sauerstoffisotope von den Kalken der Kanzel-Subfm. abgeführt und danach in den grobepätigen Karbonaten wieder ausgeschieden. Dadurch werden die Kalke der Kanzel-Subfm. isotopisch schwerer.

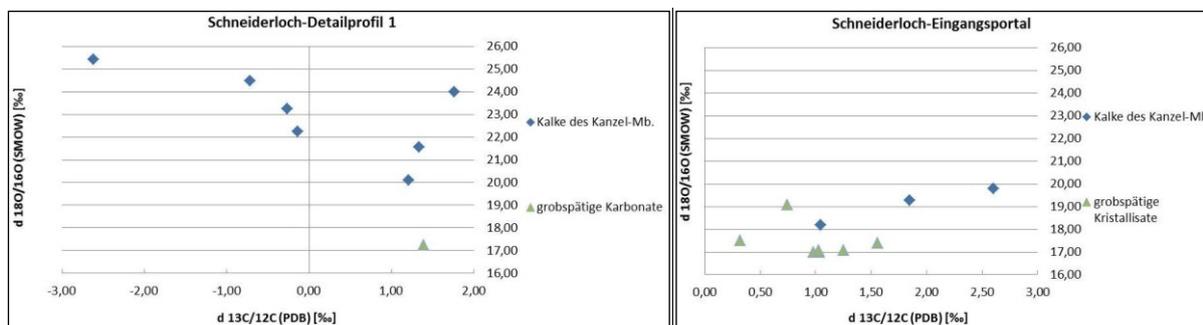


Abbildung 79: Isotopenverhältnisse der Karbonatproben vom Detailprofil und vom Eingangsportale des Schneiderlochs

Die direkt benachbarten Proben im Detailprofil werden in Abb. 80 miteinander verglichen. Die grobepätigen Karbonate und die darin eingeschlossenen Kalzitgänge zeigen in der Probe SL6 keine isotopischen Unterschiede. Auch der im Kalk der Kanzel-Subfm. eingeschlossene Kalzitgang der Probe SL5 ist bei den Isotopenverhältnissen jeweils nur um knapp 1 ‰ leichter als das Umgebungsgestein. Das lässt wiederum auf eine geringe Transportweite und auf ein Fluid mit einer

ähnlichen Kohlen- und Sauerstoffzusammensetzung wie das Umgebungsgestein schließen.

Die Störungsletten sind kohlenstoffisotopisch leichter als die darin eingeschlossenen Kanzel-Subfm.-Stücke. Daraus kann man folgern, dass hydrothermale Wässer während der Bildung anwesend waren.

Probenname	Lithologie	d 13C/12C (PDB) [‰]	d 18O/16O (SMOW) [‰]	d 18O/16O (PDB) [‰]
SL2a	Kanzel-Mb.	-2,62	25,43	-5,31
SL2b	Störungslette	-4,89	23,14	-7,54
SL5a	Kanzel-Mb. in Störungslette	-0,71	24,49	-6,23
SL5b	Störungslette	-6,02	22,96	-7,72
SL5d	Kalzit	-1,43	23,07	-7,60
SL6a	grobspätiges Karbonat	1,39	17,23	-13,27
SL6b	Kalzit in grobspätigem Karbonat	1,41	17,42	-13,09

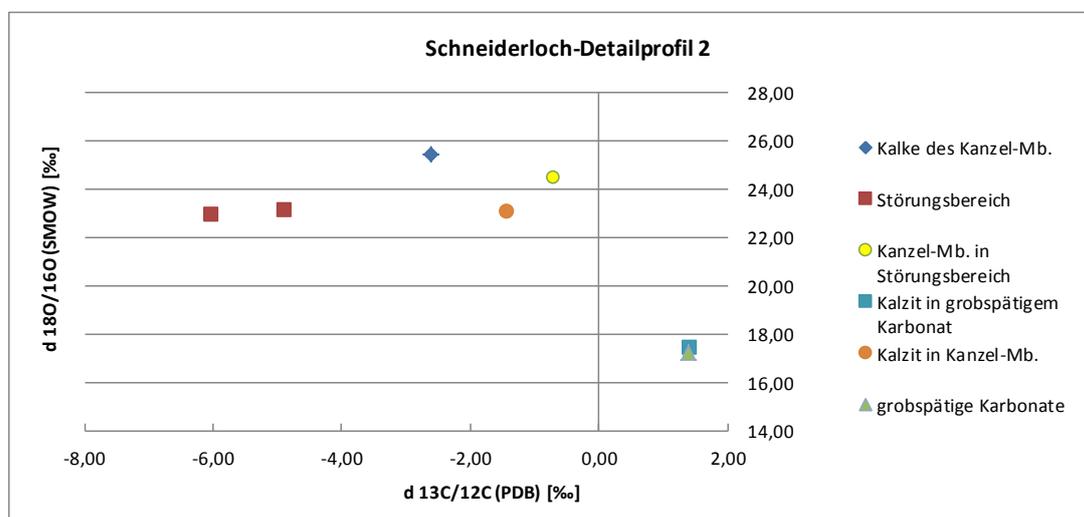


Abbildung 80: Isotopenverhältnisse der Lithologien im Detailprofil vom Schneiderloch

Eine Darstellung des Profils und die Probenahmestellen vom Zigeunerloch bei Gratkorn finden sich in Abb. 41. Die Ergebnisse der geochemischen Analyse befinden sich im Anhang E und die Isotopenanalysewerte in Tabelle 5.

In allen Proben dieses Profils wurden stark erhöhte Hg-Werte festgestellt. Besonders deutlich fällt die Anomalie mit 62000 ppb bei der Probe Z3, in welcher auch makroskopisch Zinnobererze gefunden wurden, aus.

Bei den Arsengehalten fällt die Probe Z13 aus der Reihe. Sie zeigt mit über 200000 ppb den mit Abstand höchsten Wert im ganzen Untersuchungsgebiet. Es wurden jedoch im Schliff keine eigenständigen Arsensulfide gefunden. Das Arsen ist wahrscheinlich an die Limonitkörner gebunden.

Im Allgemeinen sind die Elementwerte aller Lithologien im Profil (Kalke der Kanzel-Subfm., grobspätige Karbonate, Flaserkalke, etc.) sehr homogen. Dies spricht einerseits dafür, dass die Schichten alle im gleichen Bildungsraum und bei den gleichen Bildungsbedingungen abgelagert wurden, beziehungsweise dafür, dass die grobspätigen Karbonate durch Umwandlung aus den vorliegenden Kalken der Kanzel-Subfm. entstanden sind.

Das Diagramm in Abb. 81 stellt die Isotopenwerte der Proben Z1-Z9 dar.

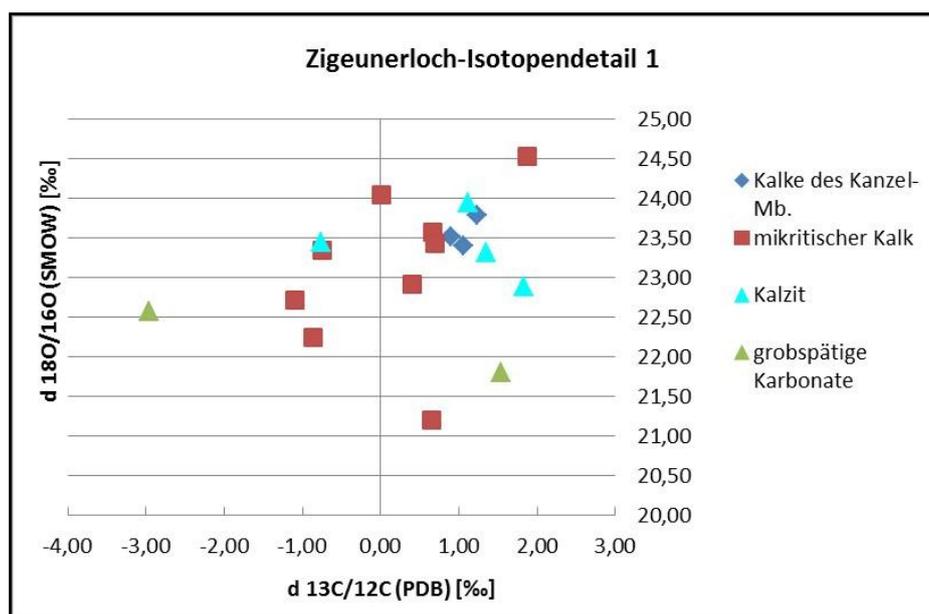


Abbildung 81: Isotopenverhältnisse der Proben Z1-Z9 im Profil Zigeunerloch

Ein gefundener älterer Kalzitgang ist kohlenstoffisotopisch leichter (-0,77 ‰), als die durch ihn durchschlagenden jüngeren Gänge (1,1 – 1,8 ‰). Die Werte aus dem grobspätigen Karbonatnest von der Probe Z5 unterscheiden sich im  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis um fast 5‰. Da sie sich auch in der Farbe unterscheiden, lässt sich daraus schließen, dass es sich wahrscheinlich um zwei verschiedene Generationen handelt. Die Werte der mikritischen Kalke und der Kalke der Kanzel-Subfm. befinden sich alle homogen in einem eng umfassten Bereich. Diese Kalke wurden alle in einem marinen Flachwasserbereich gebildet.

Im Isotopendetail-2-Diagramm (Abb. 82) wird ersichtlich, dass die Kalzitgänge auch im hangenden Bereich des Profils die gleiche Isotopenzusammensetzung besitzen. Sie dürften also alle in etwa zur gleichen Zeit unter denselben Bedingungen gebildet worden sein.

Hier fällt jedoch auf das die Kohlenstoffisotope der grobspätigen Proben mit ca. -3 ‰ sehr leicht sind. Dies weist eindeutig auf eine hydrothermale Entstehung der Grobpatnester und -gänge hin.

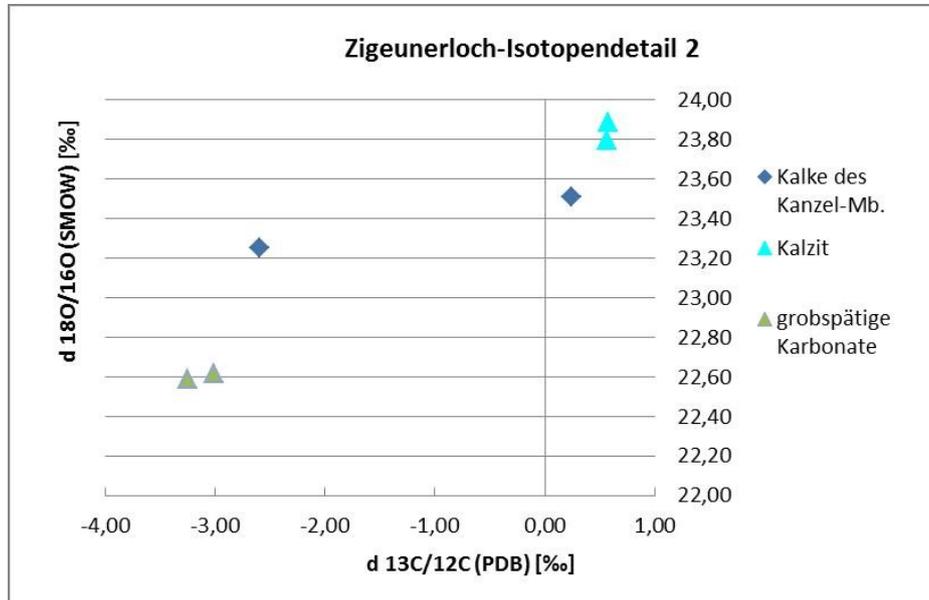


Abbildung 82: Isotopenverhältnisse der Proben Z10-Z12 im Profil Zigeunerloch

## 9 Schlussfolgerungen – Conclusions

Durch Interpretationen der vorliegenden Analysewerte wird versucht die zeitliche Abfolge der Anreicherungsmechanismen und -bahnen des Quecksilbers zu veranschaulichen.

Mit Hilfe der verschiedenen Analysen, die vor und im Laufe dieser Arbeit durchgeführt wurden, kristallisiert sich die Entstehungsgeschichte der Zinnobervorkommen in der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums in etwa wie folgt heraus:

Die Isotopenwerte und der Fossilinhalt der Kalkproben der Kanzel-Subfm. weisen auf eine flachmarine Bildung hin. Die Kalzitgänge in den Gesteinen besitzen dieselbe Isotopenzusammensetzung wie das Umgebungsgestein. Dies lässt auf Herkunft der Lösungen aus dem umliegenden Gestein schließen. Diese Gänge sind extensionsbedingt bei der Escape-Tektonik bei der Hebung des Gleinalm-Domes entstanden und im Vergleich mit der Kanzel-Subfm. relativ jung. Es gibt verschiedene Generationen von Kalzitgängen. Manche sind älter als Nester von grobspätigen Karbonaten und werden von diesen durchschlagen, andere Gänge wiederum durchziehen diese umgewandelten Karbonate.

Die grobspätigen Karbonate des Schneiderlochs hingegen werden sauerstoffisotopisch leichter. Da es sich bei den Differenzen aber nur um geringe Promillewerte handelt, kann es sich nur um geringe Transportentfernungen und metasomatische Umwandlungen durch hydrothermale Fluide aus den Kalken der Kanzel-Subformation handeln. Auch die wolkenartigen Übergänge der grobspätigen Karbonate zu den Kalken der Kanzel-Subfm. sind ein Hinweis auf hydrothermale Bildungen. Ansonsten müssten die Übergänge immer lagenförmig oder genau entlang von Störungen verlaufen.

Sedimente mit hohem organischen Anteil und Voranreicherungen in vulkanischen Ablagerungen stellen eine wichtige Quelle für Quecksilberansammlungen dar. Der Erdmantel hat einen um zwei Größenordnungen höher liegenden Hg-Wert als die Kruste. Deshalb besitzen Laven, die mit tiefreichenden Störungen verbunden sind, einen großen Anteil an Hg (MALI, 1996). In der Platzkogel-Subfm. bei St. Pankrazen wurden im Hangenden basische Vulkanite aus einem extensionalem Intraplattenmilieu gefunden und auch erfolgreich auf erhöhte Hg-Gehalte untersucht (bis zu 6000 ppb).

Vulkanische Gesteine enthalten auch einen hohen Anteil an Schwefel. Durch Diagenese und Epigenese wird Hg und Schwefel aus diesen Sedimentablagerungen mobilisiert. Bei den passenden Bedingungen reagiert das Quecksilber dann mit dem Schwefel zu Zinnober und fällt aus (RYTUBA, 2005). Die organischreichen Substanzen spielten auch eine Rolle im Mineralisationsprozess. Sie führten zu Erhöhung der Mobilität und der Konzentration von Hg und zur Erhöhung der Verfügbarkeit von reduziertem Schwefel, der für die Ausfällung von Erzsulfiden und zur Verhinderung der Oxidation und Remobilisierung vom Erz wichtig war (LAVRIC, 2004).

Der erhöhte Eisenoxid- und Schwefelanteil wurde in den basischen Tuffen nachgewiesen. Der Schwefel für die Bildung von HgS könnte aus dem, sowohl in den Tuffen als auch in den Karbonaten, lokal häufig angereicherten Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ) stammen. Pyrit entsteht frühdiagenetisch aus dem marinen Porenwasser in einem reduzierenden Milieu. Bei der Verwitterung zu Limonit, wie es in den Dünnschliffen häufig beobachtet wurde, kann auch Schwefel freigesetzt werden. Jedoch fehlt im Untersuchungsgebiet das reduzierende Milieu für die Pyritbildung während der Ablagerung der Schichten. Der Pyrit hat eine relativ junge Entstehungsgeschichte und auch die Limonitisierung ist auf die Verwitterung der jüngeren Zeit zurückzuführen.

Deshalb stammt der Schwefel für die Zinnoberbildung wahrscheinlich von der vulkanischen Tätigkeit bei der Bildung der basischen Tuffe. Große Mengen natürlichen Schwefels werden durch direkte und durch postvulkanische Aktivitäten freigesetzt. In solfatarischen Lagerstätten entsteht Schwefel über die Reaktion von Schwefelwasserstoff mit Sauerstoff. Schwefel entsteht aus den schwefelreichen Gasen durch die unvollständige Oxidation von Schwefelwasserstoff ( $\text{H}_2\text{S}$ ) und scheidet sich rund um die Austrittsstellen als monokline Kristalle ab (OKRUSCH & MATTHES, 2005).

Wenn die Kalke, in denen die basischen Tuffe liegen, versenkt werden, wird diagenetisch das Porenwasser ausgepresst. Bei den richtigen Stabilitätsbedingungen geht sowohl der Schwefel als auch das Hg in Lösung und bewegt sich entlang der Fluidbahnen innerhalb des Gesteins. Die Sulfidschwefelisotopenverteilung weist auf eine Bildung durch hydrothermale Fluide hin. Für die frühdiagenetische Bildung der Quecksilbermineralisation spricht, dass man nur zu diesem Zeitpunkt durch die Diagenese genug Fluid auspressen konnte, um in der gesamten Kanzel-Subfm. des

Untersuchungsgebietes die stark erhöhten Hg-Gehalte zu erzeugen. Ein weiteres Indiz für diesen Bildungszeitraum ist, dass die Steinberg-Fm. nur geringe Werte an Quecksilber aufweist. Dies kann darauf zurückzuführen sein, dass diese Formation bei der Bildung des Zinnobers noch gar nicht existierte. Da Quecksilber und Zinnober jedoch sehr mobil sind, hätte diese frühdiagenetische Erzbildung die alpidische Orogenese in diesem Gebiet nicht überstanden.

Da die Vererzungen und die vererzten Gänge in der Kanzel-Subfm. keinerlei Deformation aufweisen, spricht vieles für eine jüngere Entstehung der Hg-Anreicherungen. Die Extensionstektonik in der Oberkreide, die durch den Aufstieg des Gleinalm-Doms zur Bildung der Kainacher Gosau geführt hat, könnte die Wegigkeit für Fluide erzeugt und dadurch auch die Bildung der Zinnobervererzungen begünstigt haben. Auch der extensionsbedingte Intraplattenvulkanismus kann durch den erhöhten Wärmefluss eine wichtige Rolle für die Fluidbewegungen gespielt haben. Dies würde auch erklären, warum die postalpidischen Störungen und Gänge am stärksten vererzt sind.

Es wurden bei den Untersuchungen zum Teil hochsalinare niedrigtemperierte Fluide (80-160°C), zum Teil auch etwas niedrigrsalinere Fluide der gleichen Temperatur gefunden. Auch die Temperaturen der Kationen-Geothermometer weisen auf diese Bildungstemperaturen hin.

Wenn das mit S und Hg angereicherte Fluid entlang der Klüfte und Poren strömt, kühlt es mit der Zeit ab und es fällt dann bei den richtigen Stabilitätsbedingungen (bei Temperaturen zwischen 50°C und 160°C) Zinnober aus. Die Untersuchungen haben gezeigt, dass die höchsten Gehalte immer in der Nähe von Störungen zu finden sind, da sich dort das Fluid am leichtesten entlangbewegen konnte.

Die chemischen Analysen zeigen keine großen Unterschiede in den einzelnen Lithologien. Das spricht für einen kontinuierlichen chemischen Übergang wie es oft bei sedimentären Lagerstätten vorkommt. Die Hg-Vererzungen befinden sich in den Kalken entlang von Klüften und Gängen, wobei die Gangart aus Karbonat und Quarz besteht. Besonders in den grobspätigen Karbonaten sammeln sich die Zinnobererze aber auch entlang der Korngrenzen von größeren Karbonat- und idiomorphen Quarzmineralen. Der Mineralabsatz in die ehemaligen offenen Hohlräume im Gestein weist auf epigenetische Entstehung der Erze hin. Die hydrothermalen Lösungen haben während der Metasomatose und der Vererzung die Nebengesteinskomponenten ausgelaugt und gleich wieder ausgeschieden. Teilweise sind die roten

Zinnoberbutzen aber auch diffus und ganz fein im Gestein verteilt. Im Schneiderloch wurden größere Mineralisationen auch in sogenannten Störungsletten beziehungsweise Kataklasitbereichen gefunden. Dies wurde durch die bessere Wegigkeit für Fluide innerhalb der Störungszone bedingt. Dieses Phänomen lässt aber auch darauf schließen, dass die Mineralisation erst nach oder während der Störungsbildung geschehen ist und daher auf keinen Fall älter als diese sein kann.

Die Zinnobermineralisationen lassen sich nur in den Kalken der Kanzel-Subfm. und in den darin befindlichen grobspätigen Karbonaten im Raum Gratwein/Gratkorn beziehungsweise in der Platzlkogel-Subfm. im Raum St. Pankrazen finden und können daher als schichtgebunden bezeichnet werden. Alle anderen Lithologien in der Rannach-Decke zeigen keine Quecksilberanomalien in den geochemischen Untersuchungen. Nur in manchen Proben der Steinberg-Fm. finden sich etwas höhere Gehalte, die aber höchstwahrscheinlich durch Mobilisation von Hg entlang von Überschiebungsflächen von der darunterliegenden Kanzel-Subfm. entstanden sind. Sowohl in den Typuslokalitäten, als auch in den Kalkabbauen in der Umgebung der untersuchten Gebiete konnten weder mikroskopisch noch bei den chemischen Untersuchungen Anreicherungen von Quecksilber gefunden werden. Das Gebiet, in dem die Vererzungen gefunden wurden, ist von großen E-W verlaufenden Störungsbereichen umgeben. Diese dürften die Fluidbewegungen lokal begrenzt haben und so kam es nur im Bereich St. Pankrazen-Gratwein-Gratkorn-Rannach zu den Quecksilbermineralisationen. Aufgrund dieser Tatsachen ist eine Voranreicherung an Hg in der Kanzel-Subfm. schon im Devon die wahrscheinlichste Variante.

Da im Grazer Paläozoikum der grünschieferfazielle Metamorphosegrad in keiner Deckenschicht erreicht wurde und die gesamten Analysen dieser Arbeit eine Temperatur von höchstens 200° C anzeigen, wird es sich bei der Vererzung um ein spätrogenes Phänomen der alpidischen Bildung gehandelt haben.

Zusammengefasst stellt sich die Generationsabfolge im Untersuchungsgebiet so dar: Als erstes wurden im Devon die Kalksedimente mit den darin befindlichen Vulkaniten abgelagert, in denen es auch schon zur primären Voranreicherung an Hg und Schwefel kam. Bei der Diagenese kam es zu ersten Fluidbewegungen. Danach wurden in der Zeit zwischen Oberkreide bis ins Baden durch die Escape-Tektonik die Störungen, die Kalzit- und die Quarzgänge verursacht. Durch die Überlagerung und den Wärmefluss, den der Aufstieg des Gleinalm-Domes verursachte, kam es in

dieser Zeit auch zu den Fluidaktivitäten, die sowohl die Vererzung als auch die Bildung der grobspätigen Karbonate verursachten. Dann kam es zur Heraushebung der Schichten und damit verbundenen nicht vererzten jüngeren Extensionsgängen und zur teilweisen Überlagerung mit neogenen Sedimenten.

Im Laufe der Zersetzung durch organische Substanz im Boden kommt es neuerlich zu deutlich erhöhten Quecksilbergehalten. Durch die Verwitterung des Hg-hältigen Festgesteines gelangt das Quecksilber in die Bodenhorizonte und bindet sich adsorptiv an die Tonminerale ((Illit, Smektit – Montmorillonit und Nontronit, Kaolinit). Der Hg-Gehalt wird von unten nach oben in den Horizonten geringer. Die Gehalte von 4000-9000 ppb in den B-Horizonten verursachen die Anomalien, die EBNER & WEBER (1982) in ihrer Arbeit detektiert haben. Auffällig ist nur, dass diese gemessenen Anomalien mit Höchstwerten von 2000 ppb doch etwas geringer waren, als die neu untersuchten Bodenhorizonte im selben Probennahmegebiet.

Da Quecksilber und Zinnober eine sehr geringe Wasserlöslichkeit haben und diese stark an organische Bodeninhaltsstoffe gebunden werden, ist eine Hg-Mobilität durch Auswaschungen minimal und es kann eine Grundwasserkontamination im Untersuchungsgebiet ausgeschlossen werden.

Aufgrund des derzeit sehr niedrigen Quecksilberpreises und der zunehmenden Substitution wegen der toxischen Eigenschaften ist eine Gewinnung der heimischen Quecksilberlagerstätten in nächster Zeit schwer vorstellbar (EBNER & WEBER, 1982). Außerdem ist aufgrund der geringen Tonnagen und der zu erwartenden schwierigen Abbaubedingungen (oft nur punktuell im Gestein auftretende Vererzungen) in Bezug auf die Wirtschaftlichkeit an einen Abbau nicht zu denken.

## Literaturverzeichnis

BARNES, H. L. & SEWARD, T. M. (1997): Geothermal systems and mercury deposits. – Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd Edition: 699–736, John Wiley & Sons, New York.

BARNETT, M.; TURNER, R. & SINGER, P. (2001): Oxidative dissolution of metacinnabar ( $\beta$ -HgS) by dissolved oxygen. – Applied Geochemistry **16**: 1499 – 1512, Elsevier Ltd., Kidlington.

BOTTRELL, S. H., YARDLEY, B. W. D. & BUCKLEY, F. (1988): A modified crush-leach method for the analysis of fluid inclusion electrolytes. – Bulletin de Mineralogie **111**: 279-290, Masson Éditeur, Paris.

BUCHROITHNER, M. (1978): Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Verein Steiermark **108**: 77-93, Graz.

CHATTERTON, B.D.E. (1976): Distribution and paleoecology of Eifelian and Early Givetian conodonts from Western and Northwestern Canada. – (In: Barnes, C.R. (Ed.): Conodont paleoecology), Geological Association Canada Spec. Paper **15**: 1-323, Toronto.

CLAR, E. (1933): Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins Steiermark **70**: 24-47, Graz.

COPLEN, T. (1996): New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon, and oxygen isotoperatio data. - Geochimica et Cosmochimica Acta **60**: 3359–3360, Pergamon Press, Oxford.

DREVER, J. (1997): The geochemistry of natural waters - Surface and Groundwater Environments. – 436 S., Prentice Hall, Upper Saddle River.

DUNNINGTON, H. V. (1967): Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs. – World Petrological Congress 7th, **2**: 339-352, Elsevier Ltd., Kidlington.

EBNER, F. (1978): Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz. - Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft **69**: 163-169, Deuticke, Wien.

EBNER, F. (1980a): Conodont localities in the surroundings of Graz/Styria. – Abhandlung der Geologischen Bundesanstalt **35**: 101-127, Geologische Bundesanstalt, Wien.

EBNER, F. (1998): Das Paläozoikum auf ÖK-Blatt 163 Voitsberg. – Mitteilungen Referat Geologie und Paläontologie des Landesmuseum Joanneum **SH 2**: 111- 136, Graz.

EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.L. (1979): Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies/Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum im Raume St. Pankrazen/Großstübing. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins Steiermark **109**: 85-95, Graz.

EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.L. (1980): Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau des Landesmuseum Joanneum **41**: 45-65, Graz.

EBNER, F. & HUBMANN, B. (in press; 2012): The Rannach Facies of the Graz Palaeozoic (Eastern Alps, Austria). – Field Trip Guide: 29th IAS Meeting of Sedimentology – Journal of Alpine Geology **55**, Geoaustria, Wien.

EBNER, F., HUBMANN, B. & WEBER, L. (2000): Die Rannach- und Schöckl-Decke des Grazer Paläozoikums. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich **44**: 1-44, Wien.

EBNER, F. & RANTITSCH, G. (2000): Das Gosaubecken von Kainach – ein Überblick. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich **44**: 157-172, Wien.

EBNER, F. & WEBER, L. (1982): Geochemische Prospektion auf Quecksilbervererzungen im Mitteldevon von der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt **2**: 47-62, Wien.

EDLINGER, M. & WURMBAUER, P. (2002): Geochemische Prospektion auf Quecksilbervererzungen im Mitteldevon von der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Unveröffentlichter Bericht Montanuniversität Leoben, 54 S., Leoben.

FLÜGEL, H. (1972): Das Paläozoikum von Graz. – (In: Flügel, H.W. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz): 117-140, Graz.

FLÜGEL, H. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1960. – 2. Auflage, Mitteilungen der Abteilung Geologie Joanneum **1**: 1-288, Graz.

FLÜGEL, H.W. (2000): Die lithostratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz (Österreich). – (In: Flügel, H.W. & Hubmann, B.: Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie), Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe Erdwissenschaftliche Kommission **13**: 7-59, Wien.

FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1: 200.000. – Geologische Bundesanstalt: 44-53, Wien.

FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – Geodinamica Acta **2**: 53-62, Taylor & Francis Ltd., Paris.

FRITZ, H. (1991): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **134/2**: 227-255, Wien.

FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1990): „Grazer Paläozoikum“. – Exkursions-Führer, TSK III, 3. Symp. Tektonik, Strukturgeologie Kristallingeologie: 1-24, Graz.

FOUILLAC, C. & MICHARD, G. (1981): Sodium/lithium ratios in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. – *Geothermics* **10**: 55-70, Elsevier Ltd., Kidlington.

GASSER, D., STÜWE, K. & FRITZ, H. (2010): Internal structural geometry of the Paleozoic of Graz. – *International Journal of Earth Sciences* **99**: 1067- 1081, Springer Verlag, Berlin.

GONFIANTINI, R., STICHLER, W., & ROZANSKI, K. (1993): Reference and intercomparison materials for stable isotopes of light elements, International Atomic Energy Agency. - Standards and intercomparison materials distributed by the International Atomic Energy Agency for stable isotope measurements: 13–29, Wien.

GRÄF, W. (1975): Ablagerungen der Goasu von Kainach. – (In: H. W. FLÜGEL (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. 2. Auflage).- Mitteilungen der Abteilungen für Geologie, Paläontologie und Bergbau des Landesmuseums Joanneum **SH 1**: 83-102, Graz.

HANSELMAYER, J. (1957): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung IX. Die Chonetenschiefer des Grazer Paläozoikums. – Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften, Math.-naturwiss. Kl. (I) **1956**: 19-24, Wien.

HASENHÜTTL, C. & RUSSEGGER, B. (1992): Niedergradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **135**: 287-297, Wien.

HIRNER, A. V., REHAGE, H. & SULKOWSKI, M. (2000): Umweltgeochemie - Herkunft, Mobilität und Analyse von Schadstoffen in der Pedosphäre. – 836 S., Steinkopffverlag, Darmstadt.

HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **79**: 155-181, Zürich.

HUBMANN, B. (1993): Ablagerungsraum, Mikrofazies und Paläoökologie der Barrandeikalk-Formation (Eifelium) des Grazer Paläozoikums. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **136/2**: 393-461, Wien.

HUBMANN, B. & HASENHÜTTL, C. (1995): Zur Entwicklung der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums. Exkursionspunkte zu ausgewählten Profilen. – Exkursionsführer zur 2. Tagung der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft, 1-43, Graz.

HUBMANN, B. & MESSNER, F. (2007): „Stein im Bild“. Die fazielle Entwicklung der Rannach-Decke (Grazer Paläozoikum). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **147**: 277-299, Wien.

- KHARAKA, Y.K. & MARINER, R.H. (1989): Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. – (In: Naeser, N.D., McCulloh, T.H. (Hrsg.): Thermal History of Sedimentary Basins – Seiten: 99–117, Springer Verlag, New York.
- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Verein Steiermark **108**: 31-43, Graz.
- KRÖMER, E. (1981): Geochemische Untersuchungen zur Verteilung von Quecksilber und Quecksilberverbindungen in Böden und Gesteinen. – Dissertation Technische Universität Aachen, 140 S., Aachen.
- KÜMMEL, R. & PAPP, S. (1990): Umweltchemie – Eine Einführung. – 312 S., Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- KRAJICEK, E. (1954): Der Quecksilberschurfbau Dallakkogel bei Gratwein. – Mitteilungen der Abteilung für Mineralogie des Landesmuseum Joanneum **1**: 15-22, Graz.
- KREUTZER, L.H., SCHÖNLAUB, H.P. & HUBMANN, B. (1997): The Devonian of Austria. – (In: Schönlaub, H.P. (Hrsg.): Guidebook IGCP 421 North Gondwanan Mid-Paleozoic Biodynamics), Bericht der Geologischen Bundesanstalt **40**: 42-59, Wien.
- LAVRIC, J. V. (2004): Isotopic, organic and inorganic geochemistry of the Idria mercury deposit, Slovenia: constraints on the formation of the Hg-PAH association. – Doktorarbeit an der Universität Lausanne.
- LOESCHKE, J. (1988): Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Verein Steiermark **118**: 95-105, Graz.
- LUTZ, D. R. (2005): Mercury as a Lithogeochemical Exploration Vectoring Technique: a Review of Methodologies and Applications, with Selected VMS Case Histories. – The Gangue – Geological Association of Canada Mineral Deposits Division **85**: 1-11, New Brunswick.
- MALEKGASEMI, F. (1979): Sulfidzerparagenese in Eisenkarbonaten der Nördlichen Ostalpen. – Dissertation an der Montanistischen Hochschule Leoben, 173 S., Leoben.
- MALI, H. (1996): Bildungsbedingungen von Quecksilber- und Antimonlagerstätten im Ostalpin (Österreich). – Unveröff. Dissertation MU-Leoben, 215 S., Leoben
- MCNEAL, J. & ROSE, A. (1974): The geochemistry of mercury in sedimentary rocks and soils in Pennsylvania. – Geochimica et Cosmochimica Acta **38**: 1759-1784, Pergamon Press, Oxford.
- MEIXNER, H. (1937): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark **72**: 46-49, Graz.
- NAVARRO, A. (2008): Review of characteristics of mercury speciation and mobility from areas of mercury mining in semi-arid environments. – Reviews in Environmental Science and Biotechnology **7**: 287-306, Springer Verlag, New York.

NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D. (1995): Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. – *Tectonophysics* **242**: 79-98, Elsevier Ltd., Amsterdam.

OKRUSCH, M. & MATTHES, S. (2005): Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. – 7. Auflage, 526 S., Springer Verlag, Berlin.

PENECKE, A. (1894): Das Grazer Devon. – *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* **43**: 567-616, Wien.

Polegeg, S. & Ceipek, N. (1977): Geochemische Untersuchung auf Quecksilber bei Stiff Rein/Steiermark. – *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte* **122/2a**: 64-66, Leoben.

PROCHASKA, W. (1997): Die Bedeutung der chemischen Zusammensetzung von Einschlußfluiden und laugbaren Salzen für die Genese von hydrothermalen und sedimentären Karbonatgesteinen der Ostalpen. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **90**: 175-183, Wien.

RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R., HASENHÜTTL, C., RUSSEGER, B., RAINER, T. (2005): Thermal evolution of an extensional detachment as constrained by organic metamorphic data and thermal modeling: Grazer Paleozoic Nappe Complex (Eastern Alps). – *Tectonophysics* **411**: 57-72, Elsevier Ltd., Kidlington.

REIMANN, C. & CARITAT, P. (1998): Chemical Elements in the Environment – Factsheets for the Geochemist and environmental Scientist. – 397 S., Springer Verlag, Berlin.

RUSSEGER, B.; RANTITSCH, G. & EBNER, F. (1998): Fazies und Geochemie der Bitumenmergel der Kainacher Gosau (St. Pankrazen Formation, Oberkreide, Österreich). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **89**: 213-231, Wien.

RYTUBA, J. J. (2005): Geogenic and mining sources of mercury to the environment. In: Mercury – Sources, measurements, cycles and effects. – *Mineralogical Association of Canada Short Course* **34**: 21-41, Halifax.

SACHSENHOFER, R. F., CURRY, D. J., HORSFIELD, B., RANTITSCH, G. & WILKES, H. (1995): Characterization of organic matter in late Cretaceous black shales of the Eastern Alps (Kainach Gosau Group, Austria). – *Organic Geochemistry* **23**: 915-929, Elsevier Ltd., Kidlington.

SAUKOV, A. A. & OZEROVA, N. A. (1963): Das Aufsuchen verborgener Sulfidvorkommen mittels primärer Aureolen der Quecksilberstreuung. – *Freiberger Forschungshefte* **C 162**: 5-12, Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.

SCHIRNIK, D. (1994): Sedimentologie, Paläopedogenese und Geröllanalyse in der Kainacher Gosau. – Dissertation der Universität Graz, 305 S., Graz.

SCHROLL, E. & PROCHASKA, W. (1997): Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. – (In: Weber (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt **19**, Wien).

VERMA, S. P.; PANDARINATH, K. & SANTOYO, E. (2008) SolGeo: A new computer program for solute geothermometers and application to Mexican geothermal fields. – Geothermics **37**: 597-621, Elsevier Ltd., Kidlington.

VERMA, S.P. & SANTOYO, E. (1997): New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO<sub>2</sub> geothermometers by outlier detection and rejection. – Journal of Volcanology and Geothermal Research **79**: 9–23, Elsevier Ltd., Mexiko.

VOHRZYKA, K. & HASELWANTER, H. (1967): Untersuchungen an Quecksilber-Dispersionsaureolen der Kupferkieslagerstätte Mitterberg (Salzburg). – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte **112/10**: 294-298, Springer Verlag, Wien.

VON BURG, R. & GREENWOOD, M.R. (1991): Mercury. – In: Merian E. (Hrsg.) Metals and Their Compounds in the Environment: 1045-1088, VCH Publishers, Weinheim.

WEBER, L. (1979): Fortsetzung von Untersuchungen von Blei-Zink-Lagerstätten im Bereich von Stiwoll-Kher (Steiermark). – Unveröff. Bericht, 74 S., Wien.

WEBER, L. (1982): Untersuchung der Erzlagerstätten im Bereich von Stiwoll-Kher (Grazer Paläozoikum). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt **1**: 97-111, Wien.

WEBER, L. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt **19**: 1-607, Wien.

WEBER, L. (1997): Metallogenetische Karte von Österreich 1: 500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. – (In: WEBER (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt **19**, Wien).

WHITE, D. E. (1981): Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. – Economic Geology **75th** Anniversary Volume: 392-423, Society of Economic Geologists, Littleton.

<http://gis1.stmk.gv.at>, 16.09.2011

[http://geomap.geolba.ac.at/IRIS/IRIS\\_main.cfm?Init=false](http://geomap.geolba.ac.at/IRIS/IRIS_main.cfm?Init=false), 13.10.2011

## Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abbildung 1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes (Quelle: google earth; Zugriffsdatum: 19.04.2012).....	2
Abbildung 2: Das Grazer Paläozoikum, seine Umrahmung und Interngliederung in Deckengruppen (EBNER et al., 2000).....	3
Abbildung 3: Stratigraphisches Überblicksschema der Decken im Grazer Paläozoikum. Verändert nach HUBMANN & HASENHÜTTL (1995) und KREUTZER et al. (1997): 1...Kehr-, Kötschberg-Fm.; 2...Parmasegg-Fm.; 3...Flösserkogel-, Bameder-Fm.; 4...Plabutsch-Fm.; 5...Kollerkogel-Fm.; 6...Steinberg-Fm.; 7...Sanzenkogel-Fm.; 8...Höchkogel-, Hahngraben-Fm.; 9...Tyrnaueralm-Fm.; 10...Zachenspitz-, Hochlantsch-Fm.; 11...Bärenschütz-Fm.; 12...Hackensteiner-Fm.; 13...Harrberger-Fm.; 14...St. Jakob-Fm.; 15... Dornerkogel-Fm.; 16...Kogler-Fm.; 17... Hubenhalt-Fm.; 18...Taschen-Fm.; 19...Schönberg-Fm.; 20...Schöckel-, Hochschlag-Fm. ....	4
Abbildung 4: Deckengruppengliederung des Grazer Paläozoikums nach GASSER et al. (2010)	5
Abbildung 5: Initiales Riftbecken der Rannach-Hochlantschentwicklung als Cartoon für den Zeitabschnitt Silur/ Unter- bis Mitteldevon (EBNER et al., 2000) .....	7
Abbildung 6: Stratigraphische Tabelle des Paläozoikums auf Blatt 163 Voitsberg (EBNER, 1998, verändert) .....	8
Abbildung 7: Schematische Darstellung der Faziesanordnung im Bitumenmergelsee (RUSSEGGER et al., 1998) .....	15
Abbildung 8: Quecksilberschurfbau Tallakkogel bei Gratwein, nach einer Vermessung von Dipl. Ing. Karl Matz, 1940; bearbeitet von Dipl. Ing. Dr. Egon Krajcicek, 1954 (verändert). Der rote Kreis stellt das ehemalige Schurfbaugebiet dar, das rote Kreuz die Position des Schachtes.....	18
Abbildung 9: Zweigeteiltes Korn im Anschliff (Inv.Nr. LM Joanneum/Mineralogie 78894) vom Tallakkogel (rötlich: Zinnober; schwarz: Stibnit) (linkes Bild mit Analysator; rechtes Bild ohne Analysator).....	21
Abbildung 10: Rot markierter framboidaler Pyrit im Anschliff (Inv.Nr. LM Joanneum/Mineralogie 78894) vom Tallakkogel (mit Analysator).....	22
Abbildung 11: Pyritkörner, teilweise limonitisiert im Anschliff vom Kugelberg (Inv.Nr. LM Joanneum/Mineralogie 39531) (linkes Bild mit Analysator, rechtes Bild ohne Analysator)	23

Abbildung 12: Lage der Prospektionsgebiete (EBNER & WEBER, 1982, verändert). Die roten Ziffern beziehen sich auf die Gebiete die im jeweiligen Kapitel mit der betreffenden Endziffer beschrieben werden (5.2.1-5.2.5) .....	25
Abbildung 13: Geologische Karte und Hg-Isanomaldarstellung der Bereiche Rannach und Gratkorn (EBNER & WEBER, 1982, verändert). Die roten Ziffern stellen die im Text erwähnten größten Anomalien dar .....	28
Abbildung 14: Geologische Karte und Hg-Isanomaldarstellung von Gratwein (EBNER & WEBER, 1982, verändert). Die roten Ziffern stellen die im Text erwähnten größten Anomalien dar.....	31
Abbildung 15: Isolinienkarte der Hg-Werte (WEBER, 1982, verändert). Die roten Ziffern stellen die im Text erwähnten größten Anomalien dar .....	32
Abbildung 16: Geologische Karte und Hg-Isanomaldarstellung des Bereiches St. Pankrazen (EBNER & WEBER, 1982, verändert). Die roten Ziffern stellen die im Text erwähnten größten Anomalien dar .....	34
Abbildung 17: Zinnober (rot) verwachsen mit Quarz in einem Anschliff vom Tallakkogel (Inv.Nr. 49302 vom LM Joanneum/Geologie (mit Analysator).....	36
Abbildung 18: Zinnobervererzung entlang einer Kluft in einem Anschliff vom Tallakkogel (Inv.Nr. 49293 vom LM Joanneum/Geologie (mit Analysator).....	37
Abbildung 19: Zinnobervererzung entlang einer Kalzitkorngrenze in einem Anschliff vom Tallakkogel (Inv.Nr. 49292 vom LM Joanneum/Geologie (mit Analysator).....	37
Abbildung 20: Styrolithen (schwarz) im Karbonatanschliff der Kanzel-Subfm. vom Tallakkogel (Inv.Nr. 49315 vom LM Joanneum/Geologie (ohne Analysator) .....	38
Abbildung 21: Quarzkorn im Kalzit gesprosst in Probe ST7 vom Schneiderloch (mit Analysator).....	39
Abbildung 22: Geologie im Bereich Kalvarienberg-Tallakkogel (1) und Schneiderloch (2) bei Gratwein (Gis-Steiermark, verändert).....	40
Abbildung 23: Kalzitkorn mit Lamellen der Probe M (Spatnest) vom Kalvarienberg (mit Analysator).....	41
Abbildung 24: Muskowitminerale in Probe K3 vom Kalvarienberg (mit Analysator).....	42
Abbildung 25: Vererzter Gang in einem Kalk der Kanzel-Subfm. vom Kalvarienberg.....	42

Abbildung 26: Eingangsportal des Schneiderlochs mit den, die Lithologien trennenden, Störungen S1 und S2.....	44
Abbildung 27: Grobspätiges Karbonat mit großen Dolomitmikrokrnern (mit und ohne Lamellen) (Probe ST 7).....	45
Abbildung 28: Idiomorphe Quarze im grobspätigen Karbonat gesprosst (Probe ST7).....	45
Abbildung 29: Neogene Schlotfüllung mit quartären Kiesen und Amphibolitgeröllen unterhalb S2 beim Eingangsportal Schneiderloch .....	46
Abbildung 30: Profil 1 im Schneiderloch. Rot: Störungsverlauf und Lettenbereich; Blau: Kanzel-Subfm.; Grün: grobspätiges Karbonat; blaue und schwarze Striche: Kalzit- und Quarzgänge; Schwarze X: HgS-Mineralisation; rote Schrift: Probennahmestellen .....	47
Abbildung 31: HgS-Mineralisation (rot) am Kontakt Kalke der Kanzel-Subfm. zur Störung ...	47
Abbildung 32: HgS-Mineralisation (rot) im Quarzgang am Kontakt zur Störung .....	48
Abbildung 33: Grobspätiges Karbonat im Profil 1 im Schneiderloch .....	48
Abbildung 34: Pelloide, Schwammnadeln und Filamente in der Probe SL1 .....	49
Abbildung 35: Idiomorphe Quarzkristalle in Kalzitgang hineingewachsen im Schliff SL3 (mit Analysator).....	49
Abbildung 36: Quarzanhäufungen innerhalb des grobspätigen Karbonates im Schliff der Probe SL6 (mit Analysator).....	50
Abbildung 37: Geologie im Bereich Wollschlager nördlich von Gratwein (Gis-Steiermark, verändert). Rote durchbrochene Linie stellte einen Störungsbereich dar.....	51
Abbildung 38: Wolkige Eisenkarbonat-Verdrängung in Probe W3 vom Wollschlager.....	52
Abbildung 39: Geologie im Bereich Zigeunerloch nördlich von Gratkorn (Gis-Steiermark, verändert). Schwarzer Kreis stellt den Eingang des Zigeunerlochs dar.....	53
Abbildung 40: Schräge Aufschiebung im Zigeunerloch .....	54
Abbildung 41: Zusammensetzung der Kanzel-Subfm. mit den Probennahmestellen im Profil Zigeunerloch.....	55
Abbildung 42: Bei Fluiddurchdrängung entstandene Quarzkristalle in der Probe Z2 (mit Analysator).....	56
Abbildung 43: Grobspatnest (Fotomitte) in der Kanzel-Subformation beim Zigeunerloch.....	56
Abbildung 44: Mikritischer Kalk mit Karbonatgängen und Stylolithen im Schliff Z6 .....	57

Abbildung 45: Karbonatgänge (mit Stylolithengefüge) im Schliff Z8 schneiden sich in 90°-Winkeln (mit Analysator).....	58
Abbildung 46: Schalenrest im Schliff Z10 (ohne Analysator) .....	58
Abbildung 47: Mikritischer Kalk mit schwarzem Dolomit (Probe Z13).....	59
Abbildung 48: Dunkle Dolomitminerale mit Lamellen im Schliff Z13 (mit Analysator) .....	60
Abbildung 49: Geologie im Bereich St. Pankrazen (Gis-Steiermark, verändert). In Rot das Probennahmegebiet .....	61
Abbildung 50: Lage der Entnahmestellen I – V (Gis-Steiermark, verändert) .....	64
Abbildung 51: Lage der Entnahmestelle VI (Gis-Steiermark, verändert).....	64
Abbildung 52:Lage der Entnahmestelle VII (Gis-Steiermark, verändert).....	65
Abbildung 53: Legende zu den Quecksilbergehaltsabbildungen.....	68
Abbildung 54: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in den Kalken der Kanzel-Subfm. ....	69
Abbildung 55: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in der Platzlkogel-Subfm. ....	70
Abbildung 56: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in der Plabutsch-Fm.....	71
Abbildung 57: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in der Gaisbergsattel-Subfm. ....	72
Abbildung 58: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in der Steinberg-Fm.....	73
Abbildung 59: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in der Flösserkogel-Fm.....	74
Abbildung 60: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) im Vererzungsbereich am Tallakkogel .....	75
Abbildung 61: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in den grobspätigen Karbonaten .....	76
Abbildung 62: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) in basischen Tuffen innerhalb der Platzlkogel-Subfm. ....	77

Abbildung 63: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) im Kreidekalk.....	77
Abbildung 64: Anreicherungsfaktor an Hg zum Durchschnittsgehalt in der Erdkruste (40 ppb) im Bitumenmergel .....	78
Abbildung 65: Lage der Bodenproben (Probe 1 nördlich vom Schneiderloch; Probe 2 südöstlich Gehöft Kierl).....	79
Abbildung 66: Profilbeschreibungen der beiden Bodenproben. L: Streu, wenig zersetztes organisches Ausgangsmaterial; A: oberster mineralischer Horizont; Bv: B-Horizont mit Verwitterung; BC: B-Horizont mit sehr hohem Anteil an Ausgangsmaterial; Cv: angewitterter, oft quellender Teil des C-Horizontes .....	80
Abbildung 67: Wasserprobenentnahmeorte im Raum Gratwein/Tallakkogel (Gis-Steiermark, verändert). In Rot der ehemalige Schurfbereich Tallakkogel.....	83
Abbildung 68: Korrelationsdiagramm von Co- zu Hg-Gehalten nach Lithologien geordnet ...	90
Abbildung 69: Korrelationsdiagramm von As- zu Hg-Gehalten nach Lithologien geordnet....	91
Abbildung 70: Korrelationsdiagramm von Sb- zu Hg-Gehalten nach Lithologien geordnet....	92
Abbildung 71: Korrelationsdiagramm von Te- zu Hg-Gehalten nach Lithologien geordnet....	93
Abbildung 72: Räumlich begrenzter Bereich der stark erhöhten Quecksilbergehalte (Rot). Verlauf der Störungsbereiche (Schwarz). Gebiete mit sehr niedrigen Hg-Gehalten (Orange) .....	95
Abbildung 73: Generelles $d^{13}C$ vs. $d^{18}O$ -Diagramm (SCHROLL & PROCHASKA, 1997; verändert). Roter Kreis: Kalkproben; blauer Kreis: Grobapat aus der Kanzel-Subfm. und Kataklasitbereiche (höhere Hg-Konzentrationen); grüner Kreis: grobspätige Karbonate vom Schneiderloch (sehr hohe Hg-Gehalte).....	98
Abbildung 74: Isotopenverhältnisse im gesamten Untersuchungsgebiet .....	99
Abbildung 75: Darstellung der Bildungstemperaturen nach dem Na-Li-Geothermometer von Kharaka & Mariner, 1989 .....	102
Abbildung 76: Darstellung der Bildungstemperaturen nach dem Na-Li-Geothermometer von Fouillac & Michard, 1981.....	103
Abbildung 77: Darstellung der Bildungstemperaturen nach dem Na-Li-Geothermometer von Verma & Santoyo, 1997 .....	103

Abbildung 78: Na/Br zu Cl/Br-Diagramm.....	105
Abbildung 79: Isotopenverhältnisse der Karbonatproben vom Detailprofil und vom Eingangportal des Schneiderlochs .....	107
Abbildung 80: Isotopenverhältnisse der Lithologien im Detailprofil vom Schneiderloch.....	108
Abbildung 81: Isotopenverhältnisse der Proben Z1-Z9 im Profil Zigeunerloch.....	109
Abbildung 82: Isotopenverhältnisse der Proben Z10-Z12 im Profil Zigeunerloch .....	110
Tabelle 1: Ortsbezeichnungen der Probennahmestellen .....	63
Tabelle 2: Ausgewählte Spurenelemente und deren Anomalien in devonischen Gesteinsformationen der Rannach-Decke. Die Zahlen entsprechen dem x-fachen Faktor der Anreicherung über dem Clark-Wert in Kalken .....	67
Tabelle 3: Hg-Durchschnittsgehalte nach DREVER (1997) und REIMANN & CARITAT (1998) [2].....	68
Tabelle 4: Hg-Gehalte in den einzelnen Fraktionen der Bodenhorizonte.....	82
Tabelle 5: O/C-Isotopenzusammensetzungen aller untersuchten Proben .....	85
Tabelle 6: Schwefelisotopiedaten (Literaturwerte aus MALEKGASEMI, 1979) .....	86
Tabelle 7: Bildungstemperaturen der Crush-Leach-Proben (mittels Na-Li-Geothermometer berechnet).....	89
Tabelle 8: Probenliste .....	129
Tabelle 9: Haupt- und Spurenelementanalyse Teil 1A .....	131
Tabelle 10: Haupt- und Spurenelementanalyse Teil 1B .....	132
Tabelle 11: Haupt- und Spurenelementanalyse Teil 1C .....	133
Tabelle 12: Haupt- und Spurenelementanalyse Teil 1D .....	134
Tabelle 13: Haupt- und Spurenelementanalyse Teil 2 .....	135
Tabelle 14: Crush-Leach-Analyse (Einheiten in ppb) .....	136
Tabelle 15: Analysenergebnisse der AAS .....	137

## **Anhang A: Geologische Karte Schneiderloch**

## Anhang B: Probenliste

Tabelle 8: Probenliste

Probenname	Probenentnahmestelle	Lithologie	Formation
HG1	I	Steinbergkalk	Steinberg-Formation
HG2	I	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG3	I	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG4	I	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG5	II	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG6	II	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG7	II	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG8	II	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG9	II	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG10	II	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG11	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG12	III	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG13	IV	Barrandeikalk	Plabutsch-Formation
HG14	IV	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG15	V	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG16	V	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG17	V	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG18	VI	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG19	VI	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG20	VI	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG21	VI	Barrandeikalk	Plabutsch-Formation
HG24	VII	Dolomit	Flösserkogel-Fm
HG25	VII	Dolomit	Flösserkogel-Fm
HG26	VII	Barrandeikalk	Plabutsch-Formation
HG29	VII	Mitteldevon-Dolomit	Gaisbergsattel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG30	VII	Mitteldevon-Dolomit	Gaisbergsattel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG31	VII	Platzkogelkalk	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG32	VII	Platzkogelkalk	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG33	VII	Platzkogelkalk	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG34	VII	Platzkogelkalk	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG35	VII	Platzkogelkalk	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG40	Tallakkogelabbau	Vererzungsbereich	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG41	Tallakkogelabbau	Vererzungsbereich	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG42	Tallakkogelabbau	Vererzungsbereich	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
HG43	Tallakkogelabbau	Vererzungsbereich	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
a	Tallakkogelabbau	Quarz	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
b	Tallakkogelabbau	Kalzit	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
c	Tallakkogelabbau	Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
d	Tallakkogelabbau	Kanzelkalk im Vererzungsbereich	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
P5	VII	Tuff	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
P6	VII	Tuff	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
P7	VII	Tuff	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
P9	VII	Kreidekalk	Kainacher Gosau
P10	VII	Bitumenmergel	Kainacher Gosau
P30	VII	Bitumenmergel	Kainacher Gosau
P80	VII	Platzkogelkalk	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
P90	VII	Platzkogelkalk	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
P100	VII	Platzkogelkalk	Platzkogel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z1	V	mikritischer Kalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z2	V	Kalzitader in mikritischem Kalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z3	V	Kalzitgang mit HgS	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z4	V	mikritischer Kalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z5	V	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z6	V	mikritischer Kalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z7	V	Flaserkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z8	V	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z9	V	mikritischer Kalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)

Quecksilbermobilität in der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums

Z10	V	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z11	V	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z12	V	Grobspätgang	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
Z13	V	Dolomit	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
SL1	III	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
SL2	III	Störungslette	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
SL3	III	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
SL5	III	Störungslette	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
SL6	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
SL7	III	Kanzelkalk mit HgS	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
SL8	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST1	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST2	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST3	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST4	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST5	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST6	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST7	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST8	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST9	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST10	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST11	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST12	III	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST13	III	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST14	III	Amphibolit	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST15	III	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
ST16	III	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
K1	II	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
K2	II	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
K3	II	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
1	<b>Thalarseestraße</b>	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
2	<b>Thalarseestraße</b>	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
3	<b>Forstkogel-Steinberg</b>	Steinbergkalk	Steinberg-Formation
4	<b>Forstkogel-Steinberg</b>	Steinbergkalk	Steinberg-Formation
W1	<b>Wollschlager</b>	Kanzelkalk	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
W2	<b>Wollschlager</b>	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
W3	<b>Wollschlager</b>	grobspätiges Karbonat	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
M	I	Spatnest im Kalzit	Kanzel-Mb. (Kollerkogel-Fm)
<b>Probenname</b>	<b>Abteilung Joanneum</b>	<b>Probennehmer &amp; -datum</b>	<b>Probenentnahmestelle</b>
14778	Mineralogie		Marxenkogel
23494	Mineralogie		Zigeunerloch
33058	Mineralogie		Schneiderloch
23034	Mineralogie		Rumpelbauer- Hohe Rannach
39531	Mineralogie		Kugelberg
78293	Mineralogie	Krajicek, 1940	Tallakkogel
78334	Mineralogie	Krajicek, 1940	Tallakkogel
78894	Mineralogie	1865	Tallakkogel
200981	Geologie	Leiner, 22.8.1936	Tallakkogel
49292	Geologie	Krajicek, 15.5.1942	Tallakkogel-Unterbaustollen
49293	Geologie	Krajicek, 15.5.1943	Tallakkogel-Unterbaustollen
49302	Geologie	Krajicek, 15.5.1944	Tallakkogel-Schachtbau 2. Sohle
49315	Geologie	Krajicek, 15.5.1945	Tallakkogel-Liegendes der Lagerstätte
49316	Geologie	Krajicek, 15.5.1946	Tallakkogel-Unterstollen
49317	Geologie	Krajicek, 15.5.1947	Tallakkogel-Liegendes der Lagerstätte
49318	Geologie	Krajicek, 15.5.1948	Tallakkogel-Schachtbau 1. Sohle

# Anhang C: Haupt- und Spurenelementanalysergebnisse

Tabelle 9: Haupt- und Spurenelementanalyse Teil 1A

Report#: 24512										Client: Univ. of Leoben										Contact: W. Prochaska									
Actlabs Ultratrace 1 Job #: 24										Negative Values Equal Not Detected at That Lower Limit.										Seite 1 von 4									
Trace Element Values Are in Parts Per Million unless otherwise indicated. Values > 999999 are greater than working range of instrument.										Negative Values Equal Not Detected at That Lower Limit.										Seite 1 von 4									
Sample ID: (Schichtglied)	Li	Be	B	Na%	Mg%	Al%	K%	Ca%	V	Cr	Mn	Fe%	Co	N	Cu														
Clark-Werte in Kalken	5.00	0.50	20.00						15.00	5.00	700.00		0.10	5.00	6.00														
HG 1 (Steinberg-Fm.)	0.57	0.33	-1.00	0.01	0.18	0.07	0.09	31.49	-1.00	1.48	428.15	1.31	3.34	11.57	7.77														
HG 2 (Kalk des Kanzel-Mb.)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	0.17	0.01	0.04	35.32	-1.00	0.55	407.35	0.42	1.39	10.66	7.29														
HG 3 (Kalk des Kanzel-Mb.)	1.03	0.19	-1.00	0.01	0.28	0.06	0.07	35.18	-1.00	-0.50	1610.00	0.76	15.66	38.72	9.64														
HG 4 (grobspätige Karbonate)	1.00	-0.10	-1.00	0.02	10.05	0.04	0.05	23.58	2.37	0.63	1939.64	1.42	16.53	23.25	34.99														
HG 5 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0.52	-0.10	-1.00	0.01	0.21	0.02	0.04	36.15	1.11	2.20	90.75	0.50	1.45	11.80	2.30														
HG 6 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0.85	-0.10	-1.00	0.01	0.21	0.01	0.03	37.03	3.87	1.69	81.11	0.39	1.17	12.16	1.87														
HG 7 (Kalk des Kanzel-Mb.)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	0.19	-0.01	0.03	38.14	6.60	1.91	172.33	0.38	1.27	13.96	1.91														
HG 8 (Kalk des Kanzel-Mb.)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	0.22	-0.01	0.03	36.55	8.35	1.64	50.51	0.35	1.08	13.35	2.64														
HG 9 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0.54	-0.10	-1.00	0.01	0.34	-0.01	0.03	37.40	6.72	2.81	80.35	0.36	1.44	15.28	4.63														
HG 10 (grobspätige Karbonate)	0.50	0.17	-1.00	0.01	0.20	0.13	0.08	33.40	26.34	2.87	1740.00	3.40	37.92	167.46	40.66														
HG 11 (grobspätige Karbonate)	1.31	-0.10	-1.00	0.02	10.73	0.02	0.04	23.55	1.93	0.67	1560.00	1.14	3.76	12.33	2.07														
HG 12 (Kalk des Kanzel-Mb.)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	0.26	0.02	0.04	32.82	3.48	1.32	208.07	0.41	1.55	14.65	5.15														
HG 13 (Plabutsch-Fm.)	0.74	0.15	-1.00	0.01	0.81	0.03	0.04	33.95	4.51	2.25	325.06	0.72	1.66	13.07	3.27														
HG 14 (grobspätige Karbonate)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	0.30	-0.01	0.03	37.05	5.84	2.65	234.95	0.39	1.06	14.57	1.70														
HG 15 (Kalk des Kanzel-Mb.)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	0.24	-0.01	0.03	33.59	6.84	2.53	93.23	0.33	1.11	14.76	2.08														
HG 16 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0.61	-0.10	-1.00	0.01	0.38	-0.01	0.03	36.88	5.14	2.08	123.04	0.48	1.21	15.22	3.39														
HG 17 (grobspätige Karbonate)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	0.28	0.02	0.05	28.16	6.48	1.16	451.97	0.52	2.30	15.85	5.09														
HG 18 (Kalk des Kanzel-Mb.)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	0.55	-0.01	0.04	38.25	8.32	2.28	104.96	0.43	1.33	16.35	2.11														
HG 19 (Kalk des Kanzel-Mb.)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	2.67	0.02	0.04	37.28	10.55	2.68	98.13	0.52	1.36	16.49	2.20														
HG 20 (Kalk des Kanzel-Mb.)	-0.50	0.20	-1.00	0.01	10.58	-0.01	0.04	32.36	15.03	2.11	130.96	0.42	1.10	13.39	2.41														
HG 21 (Plabutsch-Fm.)	0.78	0.17	-1.00	0.01	2.34	0.04	0.05	32.56	1.01	1.34	246.60	1.14	2.28	14.43	4.08														
HG 24 (Flüsserkogel-Fm.)	1.84	0.22	-1.00	0.02	11.25	0.08	0.06	22.83	8.84	3.65	253.43	0.67	1.04	8.57	2.11														
HG 25 (Flüsserkogel-Fm.)	3.23	0.33	-1.00	0.02	9.45	0.23	0.08	18.84	7.81	3.20	467.70	0.97	2.18	13.25	1.79														
HG 26 (Plabutsch-Fm.)	1.03	0.22	-1.00	0.01	0.84	0.04	0.06	36.83	4.02	3.32	119.63	0.64	1.46	12.75	2.80														
HG 29 (Gaisbergsteil-Mb.)	1.39	0.16	-1.00	0.02	13.30	0.06	0.05	21.87	7.89	5.21	371.09	0.58	0.97	8.53	2.99														
HG 30 (Gaisbergsteil-Mb.)	3.43	0.35	-1.00	0.02	12.45	0.10	0.06	20.76	11.98	4.49	483.93	0.74	1.61	10.52	5.38														
HG 31 (Platzkogel-Mb.)	0.71	-0.10	-1.00	0.01	0.77	0.03	0.04	35.81	2.31	2.38	419.72	0.59	1.14	13.00	3.85														
HG 32 (Platzkogel-Mb.)	1.19	0.14	-1.00	0.02	11.75	0.03	0.04	23.16	11.53	2.14	309.35	0.44	0.95	8.80	2.56														
HG 33 (Platzkogel-Mb.)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	2.08	-0.01	0.03	34.71	5.86	1.56	221.29	0.44	1.21	13.46	3.01														
HG 34 (Platzkogel-Mb.)	0.53	-0.10	-1.00	0.01	0.25	0.02	0.04	37.18	9.89	3.54	167.56	0.46	1.30	17.01	2.17														
HG 35 (Platzkogel-Mb.)	-0.50	0.11	-1.00	0.01	0.35	0.03	0.04	37.21	6.49	2.14	197.85	0.47	1.25	17.50	3.41														
HG 40 (Tallakogelvererzung)	0.76	0.11	-1.00	0.01	0.21	0.09	0.08	33.75	4.39	1.32	688.32	0.71	3.36	17.90	7.53														
HG 41 (Tallakogelvererzung)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	0.18	0.03	0.05	37.38	4.85	1.01	632.14	0.77	2.48	16.57	16.73														
HG 42 (Tallakogelvererzung)	0.53	-0.10	-1.00	0.01	0.14	0.10	0.09	27.41	5.11	1.22	378.53	1.05	5.78	20.34	43.95														
HG 43 (Tallakogelvererzung)	-0.50	-0.10	-1.00	0.01	0.13	0.01	0.04	20.93	5.13	-0.50	283.90	0.45	3.47	13.80	39.14														

Certified By: D. D'Anna, Dipl. T.

ICPMS Technical Manager, Activation Laboratories Ltd.

This report shall not be reproduced except in full without the written approval of the laboratory.

Unless otherwise instructed, samples will be discussed at 90 days from the date of this report.

Date Received: 29-Apr-02

Date Reported: 6-May-02

Tabelle 10: Haupt- und Spurenelementanalyse Teil 1B

Actlabs Ultratrace 1 Job #: 241		Report#: 24512										Client: Univ. of Leoben										Contact: W. Prochaska									
Trace Element Values Are in Parts Per Million unless otherwise indicated. Negative Values Equal Not Detected at That Lower Limit.		Values = 999999 are greater than working range of instrument.																				Seite 2 von 4									
Sample ID: (Schichtfolge)	Zn	Ga	Ge	As	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn																
Clark-Werte in Kalken	40,00	1,00	0,15	1,50	0,12	4,00	500,00	4,00	20,00	0,10	0,30	0,07	0,10	0,03	0,30																
HG 1 (Steinberg-Fm.)	4,23	0,16	-0,10	9,67	0,31	2,20	129,48	12,47	2,03	0,17	0,20	-0,05	0,12	-0,02	-0,05																
HG 2 (Kalk des Kanzel-Mb.)	2,65	-0,02	-0,10	5,59	0,27	0,24	251,79	6,18	0,82	-0,10	0,08	-0,05	0,32	-0,02	-0,05																
HG 3 (Kalk des Kanzel-Mb.)	15,50	0,02	-0,10	13,51	0,54	1,77	280,07	14,77	1,85	-0,10	1,21	-0,05	0,50	-0,02	-0,05																
HG 4 (grobspätige Karbonate)	4,07	-0,02	-0,10	3,03	0,40	0,57	35,20	9,23	1,29	-0,10	0,33	-0,05	-0,10	-0,02	1,31																
HG 5 (Kalk des Kanzel-Mb.)	3,47	-0,02	-0,10	7,41	0,21	0,37	199,64	10,11	1,72	-0,10	0,09	-0,05	0,35	-0,02	-0,05																
HG 6 (Kalk des Kanzel-Mb.)	2,16	-0,02	-0,10	6,47	0,21	-0,10	276,66	7,73	1,24	-0,10	0,04	-0,05	0,20	-0,02	-0,05																
HG 7 (Kalk des Kanzel-Mb.)	1,25	-0,02	-0,10	7,37	0,20	0,15	226,02	7,87	1,30	-0,10	0,04	-0,05	0,16	-0,02	-0,05																
HG 8 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,10	-0,02	-0,10	7,73	0,29	-0,10	256,61	4,09	0,95	-0,10	0,03	-0,05	0,14	-0,02	-0,05																
HG 9 (Kalk des Kanzel-Mb.)	3,36	-0,02	-0,10	7,41	-0,10	-0,10	237,93	4,96	1,02	-0,10	0,27	-0,05	0,44	-0,02	-0,05																
HG 10 (grobspätige Karbonate)	8,26	0,24	-0,10	65,79	0,38	1,55	83,38	30,54	7,24	0,33	16,41	-0,05	0,14	0,04	-0,05																
HG 11 (grobspätige Karbonate)	4,56	-0,02	-0,10	7,20	-0,10	0,30	33,05	8,37	1,39	-0,10	0,16	-0,05	0,10	-0,02	-0,05																
HG 12 (Kalk des Kanzel-Mb.)	7,34	0,04	-0,10	6,39	0,42	0,42	363,84	8,93	1,57	-0,10	0,13	-0,05	0,49	-0,02	-0,05																
HG 13 (Plabutsch-Fm.)	4,98	-0,02	-0,10	6,05	0,40	0,52	539,49	9,88	2,05	-0,10	0,95	0,18	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 14 (grobspätige Karbonate)	0,27	-0,02	-0,10	5,77	0,14	-0,10	502,35	2,78	1,10	-0,10	0,08	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 15 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,81	-0,02	-0,10	6,71	0,12	-0,10	649,16	0,84	1,00	-0,10	0,09	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 16 (Kalk des Kanzel-Mb.)	5,88	0,02	-0,10	7,66	0,16	0,14	335,99	6,35	1,35	-0,10	0,08	-0,05	0,27	-0,02	-0,05																
HG 17 (grobspätige Karbonate)	5,45	0,11	-0,10	15,81	0,75	0,38	426,16	9,10	1,95	-0,10	0,35	-0,05	0,18	-0,02	-0,05																
HG 18 (Kalk des Kanzel-Mb.)	3,21	0,04	-0,10	7,95	-0,10	0,15	202,74	1,58	1,79	-0,10	0,05	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 19 (Kalk des Kanzel-Mb.)	4,08	0,11	-0,10	9,07	-0,10	0,18	212,39	2,07	1,76	-0,10	0,06	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 20 (Kalk des Kanzel-Mb.)	2,13	0,18	-0,10	9,30	0,15	-0,10	130,57	0,69	1,90	-0,10	0,07	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 21 (Plabutsch-Fm.)	133,72	-0,02	-0,10	6,74	0,26	0,72	631,95	8,90	2,30	-0,10	1,19	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 24 (Flösserkogel-Fm.)	3,66	0,11	-0,10	2,80	-0,10	1,14	162,82	6,54	2,52	0,21	0,14	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 25 (Flösserkogel-Fm.)	7,77	0,38	-0,10	2,30	0,31	1,52	106,23	16,82	2,42	-0,10	0,16	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 26 (Plabutsch-Fm.)	2,96	0,06	-0,10	5,54	0,16	0,85	830,51	7,82	1,99	-0,10	0,26	0,14	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 29 (Gaisbergsattel-Mb.)	5,46	0,10	-0,10	4,83	-0,10	0,57	154,37	5,39	2,14	-0,10	0,12	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 30 (Gaisbergsattel-Mb.)	3,71	0,20	-0,10	10,15	0,27	1,28	168,71	7,21	4,58	0,14	0,54	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 31 (Platzkogel-Mb.)	3,10	0,03	-0,10	5,47	-0,10	0,32	109,20	3,62	1,74	-0,10	0,05	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 32 (Platzkogel-Mb.)	3,24	0,04	-0,10	4,04	-0,10	0,34	244,93	1,61	3,00	-0,10	0,13	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 33 (Platzkogel-Mb.)	0,68	-0,02	-0,10	5,41	-0,10	0,11	200,26	1,23	1,19	-0,10	0,09	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 34 (Platzkogel-Mb.)	0,13	0,06	-0,10	9,53	0,25	0,33	204,10	10,31	1,61	-0,10	0,29	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 35 (Platzkogel-Mb.)	4,12	0,10	-0,10	6,62	0,21	0,28	311,36	4,38	1,58	-0,10	0,26	-0,05	-0,10	-0,02	-0,05																
HG 40 (Tallkogelvererzung)	5,78	0,37	-0,10	36,13	0,33	1,48	217,73	13,72	2,60	-0,10	0,27	-0,05	0,15	-0,02	-0,05																
HG 41 (Tallkogelvererzung)	1,53	0,27	-0,10	17,08	0,40	0,48	511,68	14,41	1,45	-0,10	0,22	-0,05	0,15	-0,02	-0,05																
HG 42 (Tallkogelvererzung)	7,44	0,52	-0,10	25,24	0,45	1,57	183,51	13,73	2,73	-0,10	0,51	-0,05	0,34	-0,02	-0,05																
HG 43 (Tallkogelvererzung)	7,82	0,37	0,65	8,38	169,42	0,23	442,63	8,30	1,31	-0,10	0,56	0,13	3,53	-0,02	-0,05																

Certified By: D. D'Anna, Dipl. T.  
 ICPMS Technical Manager, Activation Laboratories Ltd.  
 This report shall not be reproduced except in full without the written approval of the laboratory.  
 Unless otherwise instructed, samples will be disposed of 90 days from the date of this report.

Date Received: 29-Apr-02  
 Date Reported: 6-May-02

Tabelle 11: Haupt- und Spurenelementanalyse Teil 1C

Actlabs Ultratrace 1 Job #: 241		Report#: 24512										Client: Univ. of Leoben										Contact: W. Prochaska									
Trace Element Values Are in Parts Per Million unless otherwise indicated. Negative Values Equal Not Detected at That Lower Limit.		Values = 999999 are greater than working range of instrument.																				Seite 3 von 4									
Sample ID: (Schichtfolge)	Sb	Te	Cs	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	W																
Clark-Werte in Kalken	0,15	0,00	0,50	90,00	6,00	12,00	27,00	2,00	1,30	0,65	0,50	0,10	0,40	0,01	0,50																
HG 1 (Steinberg-Fm.)	59,69	0,33	0,13	12,24	14,20	22,36	12,68	2,67	0,66	0,40	1,04	0,15	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 2 (Kalk des Kanzel-Mb.)	3,41	0,04	-0,10	14,10	4,10	4,15	3,24	0,65	0,16	0,11	0,39	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 3 (Kalk des Kanzel-Mb.)	12,62	0,56	0,13	19,46	16,17	24,63	12,75	2,53	0,50	0,37	1,01	0,15	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 4 (grobspätige Karbonate)	13,34	0,36	-0,10	9,76	4,86	10,27	7,14	1,61	0,35	0,26	0,86	0,13	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 5 (Kalk des Kanzel-Mb.)	2,79	0,03	-0,10	18,11	7,51	9,96	5,64	1,18	0,29	0,20	0,61	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 6 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,66	-0,02	-0,10	13,35	4,23	4,75	3,34	0,73	0,19	0,14	0,40	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 7 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,55	0,04	-0,10	9,27	5,69	6,97	4,45	0,87	0,20	0,15	0,40	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 8 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,70	0,03	-0,10	7,34	2,06	2,75	1,64	0,34	-0,10	-0,10	0,21	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 9 (Kalk des Kanzel-Mb.)	1,81	0,04	-0,10	10,01	2,67	2,36	2,14	0,45	-0,10	-0,10	0,35	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 10 (grobspätige Karbonate)	15,34	1,46	-0,10	86,53	16,89	42,97	27,79	6,71	1,51	0,90	1,74	0,25	0,14	-0,05	-0,20																
HG 11 (grobspätige Karbonate)	3,22	0,04	-0,10	33,92	3,78	6,30	4,69	1,10	0,27	0,18	0,68	0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 12 (Kalk des Kanzel-Mb.)	3,48	0,06	-0,10	8,53	6,29	7,46	5,11	1,02	0,21	0,17	0,72	0,11	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 13 (Plabutsch-Fm.)	0,43	0,03	-0,10	8,74	8,82	16,65	7,51	1,54	0,34	0,24	0,72	0,11	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 14 (grobspätige Karbonate)	0,10	0,02	-0,10	9,13	2,17	4,03	1,61	0,32	-0,10	-0,10	0,16	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 15 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,59	-0,02	-0,10	11,51	0,69	1,22	0,38	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 16 (Kalk des Kanzel-Mb.)	1,60	0,05	-0,10	21,42	3,56	3,73	2,44	0,53	0,16	-0,10	0,34	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 17 (grobspätige Karbonate)	8,09	0,12	-0,10	14,63	8,44	13,47	7,18	1,40	0,27	0,21	0,64	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 18 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,16	0,04	-0,10	9,78	1,67	2,96	1,22	0,23	-0,10	-0,10	0,11	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 19 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,21	0,02	-0,10	9,50	2,01	3,45	1,48	0,29	-0,10	-0,10	0,14	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 20 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,18	0,02	-0,10	6,20	0,59	1,41	0,37	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 21 (Plabutsch-Fm.)	0,97	0,04	-0,10	9,68	8,79	14,99	6,98	1,34	0,22	0,21	0,65	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 24 (Flösserkogel-Fm.)	0,66	-0,02	0,35	10,82	7,78	12,34	5,27	0,97	0,20	0,14	0,46	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 25 (Flösserkogel-Fm.)	0,67	0,02	0,51	13,56	13,39	27,73	12,88	2,73	0,59	0,45	1,39	0,20	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 26 (Plabutsch-Fm.)	1,43	0,04	0,12	9,18	7,77	12,39	5,95	1,18	0,25	0,16	0,48	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 29 (Gaisbergsattel-Mb.)	1,21	-0,02	0,13	13,54	4,39	6,03	4,67	1,00	0,21	0,16	0,41	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 30 (Gaisbergsattel-Mb.)	2,76	0,02	0,28	11,45	6,40	13,93	6,47	1,46	0,22	0,23	0,61	-0,10	0,11	-0,05	-0,20																
HG 31 (Platzkogel-Mb.)	1,16	-0,02	-0,10	8,98	5,43	9,37	3,70	0,62	0,13	0,10	0,20	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 32 (Platzkogel-Mb.)	0,46	0,02	-0,10	14,68	3,11	5,97	2,24	0,39	-0,10	-0,10	0,12	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 33 (Platzkogel-Mb.)	0,61	0,04	-0,10	13,58	1,28	3,06	1,13	0,22	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 34 (Platzkogel-Mb.)	0,85	0,02	0,13	10,84	5,90	7,89	5,80	1,29	0,33	0,21	0,64	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 35 (Platzkogel-Mb.)	0,70	0,04	-0,10	11,57	3,20	5,43	2,77	0,57	0,15	-0,10	0,27	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 40 (Tallakkogelvererzung)	5,58	0,10	-0,10	39,26	11,17	14,52	9,55	2,13	0,49	0,34	1,14	0,16	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 41 (Tallakkogelvererzung)	5,50	0,02	-0,10	31,45	17,16	25,45	13,50	2,79	0,82	0,39	0,85	0,11	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 42 (Tallakkogelvererzung)	18,12	0,12	-0,10	39,57	11,27	15,27	9,71	2,16	0,46	0,35	1,07	0,16	-0,10	-0,05	-0,20																
HG 43 (Tallakkogelvererzung)	33,93	2,95	-0,10	55,38	5,29	8,46	4,82	1,06	0,29	0,18	0,62	-0,10	-0,10	-0,05	-0,20																
Certified By:	D. D'Anna, Dipl. T.															Date Received:	29-Apr-02														
	ICPMS Technical Manager, Activation Laboratories Ltd.															Date Reported:	6-May-02														
	This report shall not be reproduced except in full without the written approval of the laboratory.																														
	Unless otherwise instructed, samples will be disposed of 90 days from the date of this report.																														

Tabelle 12: Haupt- und Spurenelementanalyse Teil 1D

Actlabs Ultratrace 1 Job #: 241		Report#: 24512										Client: Univ. of Leoben				Contact: W. Prochaska	
Trace Element Values Are in Parts Per Million unless otherwise indicated. Negative Values Equal Not Detected at That Lower Limit.		Values = 999999 are greater than working range of instrument.														Seite 4 von 4	
Sample ID: (Schichtfolge)	Re	Au PPB	Tl	Pb	Bi	Th	U	Hg PPB									
Clark-Werte in Kalken	0,001	0,001	0,05	5,00	0,10	2,00	1,00	40,00									
HG 1 (Steinberg-Fm.)	0,00	-0,20	0,05	3,98	0,19	1,48	0,20	1286,98									
HG 2 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	1,19	0,10	0,23	-0,10	508,84									
HG 3 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	0,09	7,17	0,24	1,75	-0,10	1185,77									
HG 4 (grobspätige Karbonate)	0,00	-0,20	0,08	4,03	0,19	1,03	-0,10	1023,38									
HG 5 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	1,16	0,13	0,69	0,32	1833,42									
HG 6 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	0,79	0,08	0,13	0,46	443,39									
HG 7 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	1,48	0,08	0,10	0,41	439,03									
HG 8 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	0,36	0,07	-0,10	0,25	2021,89									
HG 9 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	0,03	1,48	0,08	0,12	0,10	5664,25									
HG 10 (grobspätige Karbonate)	0,00	-0,20	0,92	20,53	0,53	2,49	0,62	2230,47									
HG 11 (grobspätige Karbonate)	0,00	-0,20	0,07	1,03	0,09	0,31	-0,10	6490,66									
HG 12 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	0,02	1,73	0,09	0,65	0,19	86427,75									
HG 13 (Plabutsch-Fm.)	0,00	-0,20	0,06	3,02	0,07	1,39	1,04	307,01									
HG 14 (grobspätige Karbonate)	0,00	-0,20	-0,02	0,59	0,06	0,32	0,55	190,38									
HG 15 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	1,35	0,07	-0,10	0,30	3147,19									
HG 16 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	2,08	0,06	0,21	-0,10	11692,80									
HG 17 (grobspätige Karbonate)	0,00	-0,20	-0,02	2,97	0,07	0,89	0,41	245440,00									
HG 18 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	0,64	0,04	0,15	0,41	143,83									
HG 19 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	0,89	0,05	0,14	0,39	141,19									
HG 20 (Kalk des Kanzel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	0,72	0,04	-0,10	0,46	50,37									
HG 21 (Plabutsch-Fm.)	0,00	-0,20	0,06	5,66	0,12	1,60	0,77	146,02									
HG 24 (Flösserkogel-Fm.)	0,00	-0,20	0,12	1,17	0,11	1,09	0,89	2346,08									
HG 25 (Flösserkogel-Fm.)	0,00	-0,20	0,02	1,63	0,11	3,14	0,88	355,54									
HG 26 (Plabutsch-Fm.)	0,00	-0,20	-0,02	2,14	0,11	1,12	0,67	148,43									
HG 29 (Gaisbergsattel-Mb.)	0,00	-0,20	0,03	0,50	0,10	0,50	0,33	715,22									
HG 30 (Gaisbergsattel-Mb.)	0,00	-0,20	0,05	4,23	0,13	1,38	1,37	1583,96									
HG 31 (Platzkogel-Mb.)	0,00	9,09	-0,02	1,73	0,11	0,25	0,17	34038,10									
HG 32 (Platzkogel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	0,58	0,08	0,31	1,05	819,33									
HG 33 (Platzkogel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	0,83	0,07	-0,10	0,71	605,81									
HG 34 (Platzkogel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	1,14	0,08	0,26	2,26	1517,94									
HG 35 (Platzkogel-Mb.)	0,00	-0,20	-0,02	1,17	0,06	0,30	2,50	804,70									
HG 40 (Tallkogelvererzung)	0,00	-0,20	0,03	3,09	0,07	1,28	0,25	36962,64									
HG 41 (Tallkogelvererzung)	0,00	-0,20	-0,02	2,43	0,05	0,36	0,15	15497,08									
HG 42 (Tallkogelvererzung)	0,00	-0,20	0,03	12,93	0,08	1,12	0,37	17929,80									
HG 43 (Tallkogelvererzung)	0,00	8,16	0,09	39,63	0,12	0,38	-0,10	400000,00									

Certified By: D. D'Anna, Dipl. T.

ICPMS Technical Manager, Activation Laboratories Ltd.

This report shall not be reproduced except in full without the written approval of the laboratory.

Unless otherwise instructed, samples will be disposed of 90 days from the date of this report.

Date Received: 29-Apr-02

Date Reported: 6-May-02



# Anhang D: Crush-Leach-Analyseergebnisse

Tabelle 14: Crush-Leach-Analyse (Einheiten in ppb)

Probe	Li	Na	K	Mg	Ca	F	Cl	Br	J	NO3	SO4	log Br/Clmol	LogJ/Clmol	Na mol	Cl mol	Br mol	J mol	Na/J mol	Cl/J mol	Na/Br mol	Cl/Br mol
HG 1 (Steinberg-Fm.)	5.7	1697	6205	624	10857	258	3625	26.7	34.5	129	892	-2.49	-2.58	74	102	0.3342	0.2718	272	376	221	306
HG 2 (Kalke des Kanzel-Mb.)	1.0	430	1103	557	12921	90	688	3.9	11.8	82	1048	-2.60	-2.32	19	19	0.0482	0.0932	201	208	388	403
HG 3 (Kalke des Kanzel-Mb.)	11.1	1969	3721	824	11480	130	3634	35.0	83.5	81	1559	-2.37	-2.19	86	103	0.4378	0.6583	130	156	196	234
HG 4 (grobspätiges Karbonat)	31.5	9522	2103	11513	10266	37	39899	1120.7	7.3	58	159	-1.90	-4.29	414	1125	14.0261	0.0578	7170	19483	30	80
HG 5 (Kalke des Kanzel-Mb.)	8.8	1294	2955	811	9313	65	2138	13.7	59.7	74	869	-2.55	-2.11	56	60	0.1712	0.4707	120	128	329	352
HG 6 (Kalke des Kanzel-Mb.)	6.1	891	831	671	9637	24	1578	12.0	48.6	44	1166	-2.47	-2.07	39	44	0.1506	0.3827	101	116	257	296
HG 7 (Kalke des Kanzel-Mb.)	2.1	719	548	482	9060	13	1469	4.7	12.2	46	718	-2.85	-2.63	31	41	0.0587	0.0961	325	431	533	706
HG 8 (Kalke des Kanzel-Mb.)	7.9	1165	949	858	13996	21	2729	53.7	24.7	54	697	-2.06	-2.06	51	77	0.6718	0.1946	261	396	75	115
HG 9 (Kalke des Kanzel-Mb.)	2.3	828	684	1183	14310	53	1734	17.0	87.2	57	1188	-2.36	-1.85	36	49	0.2131	0.6870	52	71	169	230
HG 10 (grobspätiges Karbonat)	0.7	449	3178	384	13882	83	771	29.0	4.4	38	328	-1.78	-2.80	20	22	0.3631	0.0348	560	625	54	60
HG 11 (grobspätiges Karbonat)	57.9	12552	2289	18270	12153	37	53384	1634.7	6.5	308	1102	-1.87	-4.47	546	1506	20.4588	0.0512	10659	29397	27	74
HG 12 (Kalke des Kanzel-Mb.)	1.6	614	1488	1165	11739	76	1478	19.4	7.7	86	1141	-2.84	-2.24	27	42	0.2422	0.0607	440	687	110	173
HG 13 (Plabutsch-Fm.)	15.0	2847	3416	2466	13394	43	8668	123.8	15.7	61	3340	-2.20	-3.30	124	244	1.5499	0.1236	1002	1977	80	158
HG 14 (grobspätiges Karbonat)	0.9	475	640	1033	12945	28	1112	28.8	2.4	40	775	-1.94	-3.22	21	31	0.3601	0.0191	1084	1644	57	87
HG 15 (Kalke des Kanzel-Mb.)	1.5	575	590	1087	16618	37	1318	13.0	4.6	232	2500	-2.36	-3.01	25	37	0.1627	0.0360	695	1032	154	229
HG 16 (Kalke des Kanzel-Mb.)	40.5	3375	903	1784	19000	21	9840	86.6	103.2	37	740	-2.41	-2.53	147	278	1.0832	0.8136	180	341	136	256
HG 17 (grobspätiges Karbonat)	9.9	1561	1859	756	15055	33	3587	184.1	4.5	30	667	-1.69	-3.45	68	101	2.0536	0.0355	1911	2847	33	48
HG 18 (Kalke des Kanzel-Mb.)	1.4	625	1450	1798	15084	76	1362	11.3	12.1	37	1210	-2.44	-2.61	27	38	0.1409	0.0951	286	404	193	273
HG 19 (Kalke des Kanzel-Mb.)	0.8	624	802	4759	11251	26	1786	18.1	13.4	35	1692	-2.35	-2.68	27	50	0.2269	0.1054	257	478	120	222
HG 20 (Kalke des Kanzel-Mb.)	1.8	1165	501	16749	7843	35	3197	33.4	7.8	49	727	-2.33	-3.17	51	90	0.4178	0.0615	824	1465	121	216
HG 21 (Plabutsch-Fm.)	1.9	683	4376	5708	19780	52	1742	15.6	5.8	319	41197	-2.40	-3.03	30	49	0.1955	0.0458	648	1073	152	251
HG 24 (Flösserkogel-Fm.)	7.3	3720	4036	21602	11833	171	7526	70.8	3.9	38	3106	-2.38	-3.84	162	212	0.8866	0.0304	5320	6979	183	238
HG 25 (Flösserkogel-Fm.)	4.1	1714	3501	15639	10860	123	2731	16.7	2.6	35	1272	-2.57	-2.30	75	77	0.2086	0.0206	3624	3745	357	368
HG 26 (Plabutsch-Fm.)	6.7	1693	5374	2805	11298	102	3592	40.3	28.4	51	1244	-2.30	-2.66	74	101	0.5041	0.2240	329	452	146	201
HG 29 (Gaisbergsattel-Mb.)	6.5	2357	2955	30459	12471	119	7746	156.5	13.5	57	1574	-2.05	-3.31	103	218	1.9590	0.1064	964	2054	52	112
HG 30 (Gaisbergsattel-Mb.)	6.2	1816	4831	27266	11902	277	4503	127.4	3.0	61	1729	-1.90	-3.73	79	127	1.5947	0.0237	3331	5355	50	80
HG 32 (Platzkogel-Mb.)	8.3	2391	1499	2166	10720	33	6243	14.4	10.7	29	1052	-2.99	-3.32	104	176	0.1797	0.0842	1236	2092	579	980
HG 33 (Platzkogel-Mb.)	14.3	4691	3431	28278	10072	122	10142	128.1	8.2	24	4354	-2.25	-3.65	204	286	1.6025	0.0645	3162	4433	127	179
HG 34 (Platzkogel-Mb.)	4.5	1515	691	3728	21134	45	4459	47.1	9.3	54	1444	-2.33	-3.24	66	126	0.5897	0.0731	901	1720	112	213
HG 35 (Platzkogel-Mb.)	11.3	2557	1370	1297	12157	40	7799	65.7	23.7	38	1591	-2.43	-3.07	111	220	0.8227	0.1866	596	1179	135	267
HG 40 (Tallakogelvererzung)	12.6	1537	4250	713	11177	91	3284	20.4	63.5	40	636	-2.26	-2.58	67	92	0.2549	0.5003	134	184	262	361
HG 41 (Tallakogelvererzung)	31.9	3097	2117	848	13861	15	8131	95.2	123.3	290	290	-2.28	-2.28	135	229	1.1914	0.9719	139	236	113	192
HG 42 (Tallakogelvererzung)	9.2	1199	4606	599	11857	100	2499	14.2	53.9	42	582	-2.60	-2.22	52	70	0.1778	0.4244	123	166	293	396
HG 43 (Tallakogelvererzung)	11.0	1577	2005	822	15885	20	3501	58.7	0.7	40	666	-2.13	-4.28	69	99	0.7340	0.0052	13187	18988	93	135

## Anhang E: Atomabsorptionsspektroskopieergebnisse

Tabelle 15: Analysenergebnisse der AAS

Probennummer	Lithologie	Entnahmestelle	Messwert [ $\mu\text{g/L}$ ]	Hg [ppb]	Messwert [ $\mu\text{g/L}$ ]	Sb [ppb]	Messwert [ $\mu\text{g/L}$ ]	Te [ppb]	Messwert [ $\mu\text{g/L}$ ]	As [ppb]
Hg24	Flösserkogel-Fm.	VII	18,8	4700	0,64	1600	0,34	85	5,40	13500
Hg29	Gaisbergsattel-Mb.	VII	1,7	425	0,54	1350	0,02	5	5,64	14100
P9	Kreidekalk	VII	11,3	2825	0,96	2400	0,09	23	10,07	25175
P30	Bitumenmergel	VII	5,1	1275	2,15	5375	0,30	75	1,03	25750
P80	Platzkogel-Mb.	VII	11,4	2850	0,50	1250	0,25	63	9,29	23225
K1	Kalk des Kanzel-Mb.	II	30,3	64388	0,60	1500	0,24	60	7,31	18275
K2	grobspätiges Karbonat	II	7,6	1900	1,19	2975	0,65	163	8,50	21250
K3	grobspätiges Karbonat	II	13,4	28475	6,54	16350		<1	1,35	33750
Hg1	Steinberg-Fm.	I	9,6	2400	0,53	13250	0,90	225	1,65	41250
1	Kanzel-Mb.-Typus	Thalseeestraße	0,6	150	0,21	525		<1	9,16	22900
4	Steinberg-Fm.-Typus	Forstkogel-Steinberg	1,4	350	0,33	825		<1	9,41	23525
W1	Kalk des Kanzel-Mb.	Wollschlager-Gratwein	0,3	75	0,22	550	0,53	133	10,52	26300
W2	grobspätiges Karbonat	Wollschlager-Gratwein	0,6	150	0,36	900	0,31	78	0,81	20250
W3	grobspätiges Karbonat	Wollschlager-Gratwein	2,2	550	0,71	1775		<1	11,24	28100
Z1	mikritischer Kalk	V	13,8	3450	0,85	2125	0,51	128	10,14	25350
Z4	mikritischer Kalk	V	29,9	7475	1,65	4125	0,04	10	10,67	26675
Z5b	Kalk des Kanzel-Mb.	V	9,3	2325	0,45	1125		<1	8,51	21275
Z7	Faserkalk	V	8,7	2175	0,83	2075		<1	10,44	26100
Z8	Kalk des Kanzel-Mb.	V	2,0	500	0,33	825	0,36	90	11,75	29375
Z9	mikritischer Kalk	V	3,1	775	1,07	2675		<1	0,83	20750
Z13	Flösserkogel-Fm.	V	11,4	2850	1,09	2725		<1	8,22	205500
Z13b	Flösserkogel-Fm.	V	4,0	1000	0,92	2300	0,53	133	3,66	91500
St13	Kalk des Kanzel-Mb.	III	18,1	4525	0,39	975		<1	9,81	24525
St14	Amphibolit	III	1,5	375	0,20	500	0,35	88	10,76	26900
St16	Kalk des Kanzel-Mb.	III	6,4	13600	1,55	3875	0,24	60	8,37	20925
Z3	Kalzitgang	V	29,2	62050	1,00	2500		<1	8,61	21525
Z5	grobspätiges Karbonat	V	12,8	3200	3,28	8200	0,11	28	10,78	26950
St1	grobspätiges Karbonat	III	5,4	1350	2,63	6575		<1	7,30	18250
St6	grobspätiges Karbonat	III	54,5	115813	1,81	4525	0,11	28	7,17	17925
St12	grobspätiges Karbonat	III	17,7	4425	0,69	1725	0,26	65	9,12	22800
Sl1	Kalk des Kanzel-Mb.	III	12,1	25713	1,17	2925	0,32	80	11,53	28825
Sl2	Störungslette	III	9,0	19125	3,23	8075		<1	1,64	41000
Sl5	Störungslette	III	126,3	3157500	0,88	2200		<1	8,13	20325
Sl6	grobspätiges Karbonat	III	13,4	3350	0,64	1600	0,40	100	7,17	17925
Sl7	Kalk des Kanzel-Mb.	III	22,7	5675	3,53	8825	0,02	5	8,54	21350