

Zur Geschichte, Mineralisation und Genese
des ehemaligen Bergbaues
auf die Blei-Zink-Vorkommen SE des Ehrwalder
Talkessels (Tirol)
mit einer geologischen Kartierung (M 1:10000)
im westlichen Mieminger Gebirge

Christian Wolkersdorfer 1989

Diplomarbeit an der Technischen Universität Clausthal

**Zur Geschichte, Mineralisation und Genese
des ehemaligen Bergbaues
auf die Blei-Zink-Vorkommen SE des Ehrwalder
Talkessels (Tirol)
mit einer geologischen Kartierung (M 1:10000)
im westlichen Mieminger Gebirge**



Christian Wolkersdorfer 1989

Diplomarbeit an der Technischen Universität Clausthal

2. ergänzte und korrigierte Auflage 2000

*Die Ströme und Meere, die die Felsen gebaren, sie sind
vergangen; im Beben der Erde spüren wir, daß die Ge-
walten der Tiefe, die über die Wasser siegten und die
Länder zerknitterten, noch leben. Still und erhaben glän-
zen die Gletscher an den Stirnen der Alpen; wir wissen
nicht, was ihnen einstens Kraft und Wachstum gegeben,
bis in die Ebenen hinunterzugelangen.*

*Dunkler blauer Schein verwebt Tal und Wälder, einer
trunknen Flut gleich treibt er die Wogen in Schluchten
und Runsen gegen die hohen Zinnen, die fremd und
schöner über der Bläue stehn, wie die Rosenbrandung
vergehender Lichtermeere. Da ist's dem sinnenden
Geist, als vermöchte er über den Zeiten zu stehen; flie-
hend rauschen die Jahrtausende vorüber, die Berge ver-
sinken, von fern her ziehen in schimmernden Bögen die
alten, die uralten Meere, still hält das Glück des Erken-
nens Einkehr in die Seele.*

UNTERRICHTER, AMPFERER & BEYRER 1902

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	8
1.1	Lage des Arbeitsgebietes und bisherige Bearbeitungen.....	8
1.2	Regionalgeologische Situation, Deckenbildung und Tektonik.....	9
1.3	Geomorphologie.....	10
1.4	Danksagung.....	11
2	Geschichte des Bergbaues.....	13
2.1	Historischer Abriss des Bergbaues in der Mieminger Hochfläche.....	13
2.2	Einzelbeschreibung der alten Abbaue.....	15
2.2.1	Silberleithe.....	16
2.2.1.1	Schachtkopf.....	16
2.2.1.2	Friedrich-Hammacher-Feld.....	18
2.2.2	Marienbergjoch.....	18
2.2.3	Scharte (Biberwiererscharte).....	19
2.2.4	Schwärzkar.....	20
2.2.5	Drachenkar und Grünsteinsee.....	20
2.2.6	Grießspitze.....	21
2.2.6.1	Grießspitze Nordwand.....	21
2.2.6.2	Hölltörl.....	21
2.2.6.3	Gamsanger (Gamswannig, Gamswannele).....	21
2.2.7	Tajakopf (Toyakopf).....	22
2.2.7.1	Tajakopf W.....	22
2.2.7.2	Tajakopf S.....	22
2.2.7.3	Tajakopf E.....	23
2.2.8	Brendlkar (Brandlkar, Mursee).....	23
2.2.9	Igelskar (Negelseekar, Egelseekar, Siglsee).....	23
2.2.10	Schwarzbachkar (Wildes Kar).....	25
2.2.11	Ehrwalder Alm.....	25
2.2.12	Immaplatte (Immensee-Stollen).....	25
2.2.13	Seeben.....	26
2.3	Möglichkeiten für ein Besucherbergwerk.....	26
3	Mineralisation und Genese der Erzkommen.....	29
3.1	Einleitung.....	29
3.2	Geologisch-Mineralogische Beschreibung der Einzelvorkommen.....	29
3.2.1	Silberleithe.....	30
3.2.1.1	Schachtkopf.....	30
3.2.1.2	Friedrich-Hammacher-Feld.....	32
3.2.2	Marienbergjoch.....	32
3.2.3	Biberwiererscharte.....	32
3.2.4	Schwärzkar.....	34
3.2.5	Drachenkar und Grünsteinsee.....	36
3.2.6	Grießspitze.....	37
3.2.6.1	Grießspitze Nordwand.....	37
3.2.6.2	Hölltörl.....	38
3.2.6.3	Gamsanger (Gamswannig, Gamswannele).....	38
3.2.7	Tajakopf (Toyakopf).....	39
3.2.7.1	Tajakopf W.....	39
3.2.7.2	Tajakopf S.....	39

3.2.7.3	Tajakopf E	40
3.2.8	Brendlkar (Brandlkar, Mursee)	41
3.2.9	Igelskar (Negelseekar, Egelseekar, Siglseekar)	41
3.2.10	Schwarzbachkar (Wildes Kar)	43
3.2.11	Ehrwalder Alm	43
3.2.12	Immaplatte (Immensee-Stollen)	43
3.2.13	Seeben	43
3.3	Die Genese der Erzvorkommen	44
3.3.1	Die Vererzung im westlichen Mieminger Gebirge – ein Vorkommen des Mississippi- Valley-Typs	44
3.3.2	Theorien über die Genese	46
3.3.2.1	Exogen-sedimentäre Entstehung („Karsttheorie“)	46
3.3.2.2	Hydrothermale Entstehung	47
3.3.2.3	Syngenetische Entstehung	47
3.3.2.4	Entstehung durch erzreiche Salinare	49
3.3.3	Diskussion der Ergebnisse	49
4	Geologische Kartierung	52
4.1	Lage des Kartiergebietes	52
4.1.1	Geomorphologie der Mieminger Hochfläche	52
4.1.2	Das Entwässerungssystem	53
4.1.3	Aufschlussverhältnisse	55
4.2	Petrographie und Stratigraphie	55
4.2.1	Quartär	55
4.2.1.1.1	Quartäre Lockergesteine	55
4.2.1.1.2	Glaziale Ablagerungen	56
4.2.1.1.3	Fluviatile Ablagerungen	56
4.2.1.1.4	Limnische Ablagerungen	57
4.2.1.1.5	Rezente Schuttbildung, z.T. vegetationsbedeckt	57
4.2.1.1.6	Kriechender Hangschutt	58
4.2.1.2	Festgesteine des Quartär („Breccie am Drachensee“)	58
4.2.2	Alpine Trias	59
4.2.2.1	Reichenhaller Schichten (Hydasp – mittleres Pelson) MOJSISOVICS 1869, AMPFERER & HAMMER 1898	60
4.2.2.2	Alpiner Muschelkalk (mittleres Pelson – mittleres Langobard) HAUER 1850, HABER 1934	62
4.2.2.2.1	Unterer Alpiner Muschelkalk	63
4.2.2.2.2	Mittlerer Alpiner Muschelkalk	63
4.2.2.2.3	Oberer Alpiner Muschelkalk (Reiflinger Knollen- und Bankkalke)	64
4.2.2.3	Partnachschichten (oberes Ilyr – mittleres Cordevol) GÜMBEL 1858	66
4.2.2.3.1	Partnachkalke	67
4.2.2.3.2	Partnachmergel	68
4.2.2.4	Wettersteinkalk (oberes Ilyr – mittleres Cordevol) GÜMBEL 1861	68
4.2.2.4.1	Beschreibung der Gesteinseinheiten	68
4.2.2.4.2	Vererzung im Wettersteinkalk	71
4.2.2.5	Raibler Schichten (mittleres Cordevol – Tuval)	72
4.3	Tektonik (siehe Anlage 2, Tektonische Karte)	73
4.4	Auswertung der Ergebnisse aus der geologischen Kartierung	79
5	Aufschlussverzeichnis	81
6	Literaturverzeichnis	88

Anlage 1: Geologische Karte

Anlage 2: Tektonische Karte

Anlage 3: Aufschlusskarte

Ein Verzeichnis der Abkürzungen findet sich auf Seite 86. Anlagen nur in der Inauguralfassung.

Erläuterungen zu den unnummerierten Abbildungen am Anfang der einzelnen Kapitel:

Titelblatt:

Das Kartiergebiet von Nordwesten. Von links nach rechts: Zunterkopfplateau; Sonnenspitze; Wamperter Schrofen; Im Vordergrund Moränen des Inntal-Loisach-Gletschers.

Kapitel 1:

Das Kartiergebiet im westlichen Mieminger Gebirge von Osten gesehen. Bildmitte: Drachensee; Vordergrund: Oberes Drachenkar; Rechts Mitte: Seeben-See; darüber: Sonnenspitze; links: Scharte. Zwischen Scharte und Drachensee: Drachenkopf. großer Gipfel links: Grünstein.

Kapitel 2:

Mundloch des Hermann-Stollens im Jahre 1900. In der Bildmitte mit Hut, Bart und Anzug der Firmenchef Hermann Dudek (Mit freundlicher Genehmigung der Gemeinde Ehrwald).

Kapitel 3:

Mylonitisierte und vererzte Störung bei Stollenmeter 20 der oberen Stollensohle des Abbaues Tajakopf W (✂ 233). Vgl. Abb. 34.

Kapitel 4:

Hinteres Drachenkar aus Osten. Von Links nach rechts: Grünstein Nordwände; Grünstein; östliche und westliche Marienbergspitze; Schwärzscharte; Wamperter Schrofen; Schartenkopf. Scharte rechts oberhalb der Bildmitte: Vordere Drachenscharte; rechts: Drachensee mit Drachensee-Antiklinale.

Kapitel 5:

Gebankte Reichenhall Schichten am Hinteren Tajatörl (✂ 149).

Kapitel 6:

Das Ehrwalder Becken von Südosten. Die Loisach zieht von links unten nach rechts oben durch das Bild. Rechts: Ehrwald, links: Lermoos; unten links: Schmitte; im Vordergrund rechts der Westabbruch der Sonnenspitze; im Hintergrund der Daniel und Upsspitze aus Hauptdolomit und Plattenkalk.

Einleitung



1 Einleitung

1.1 Lage des Arbeitsgebietes und bisherige Bearbeitungen

Das Arbeitsgebiet liegt in den Nördlichen Kalkalpen Tirols, etwa 40 km nordwestlich der Landeshauptstadt Innsbruck und 5 km südlich der Grenze zum Freistaat Bayern. Die in der Diplomarbeit besprochenen Erzabbau befinden sich in der Mieminger-Kette, einem Gebirge, das im Norden vom Wettersteinmassiv, im Osten vom Karwendel, im Süden vom Inntal und den Öztaler Alpen sowie im Westen von den Lechtaler Alpen umgeben ist. Den Schwerpunkt dieser Arbeit bilden eine Anzahl von Erzvorkommen, die vom 13. bis 20. Jahrhundert mehrfach abgebaut wurden.

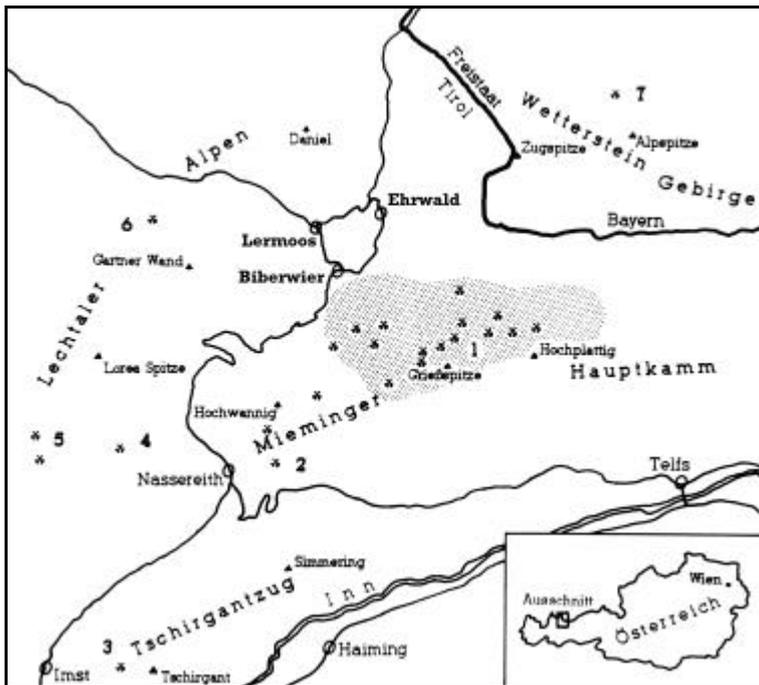


Abb. 1 Geographische Lage des Arbeitsgebietes (Punktiert) im Mieminger-Gebirge. 1 Mieminger-Gebirge, 2 Feigenstein, 3 Tschirgant, 4 Dirstentritt, 5 Heiterwand (St. Veit), 6 „Imster Ochsen Alpe“, 7 Höllental.

Die im Ehrwalder Becken gelegenen Gemeinden sind die östlichsten Ansiedlungen im Außerfern, wie das Gebiet zwischen Reutte im Westen und dem Fernpass im Südosten genannt wird. Das Mieminger-Gebirge wird in den 20 km langen, Ost—West verlaufenden Mieminger-Hauptkamm, das flach nach Osten einfallende, südlich des Hauptkammes liegende, sich fast 300 m über das Gurgtal erhebende, Mieminger-Plateau (Mieminger-Terrasse) sowie die Nordost-Südwest streichende, gleichfalls 20 km lange Mieminger-Hochfläche geteilt (s. Abb. 1).

Als höchste Erhebung der Hochfläche gilt der Tschirgant (2372 m), des Hauptkammes der Hochplattig (2768 m), während das Plateau mit einer Höhe von 800—1000 m zwischen beiden liegt. Im Gegensatz zur Hochfläche, die einen weniger stark morphologisch gegliederten Komplex darstellt, der fast bis zu den Gipfeln von Wald und Latschen bewachsen ist, besteht der Hauptkamm aus senkrecht

aufragenden, zerklüfteten und zackigen Felswänden, die durch steilstehende Störungen und Nord—Süd verlaufende Kare hervorgerufen werden. Im gesamten Bereich herrscht eine starke Verkarstung vor. Die Baumgrenze befindet sich auf etwa 1800 m.

Im Tschirgantzug (Hochfläche) und im Hauptkamm kommen Vererzungen vor, die sowohl Gemeinsamkeiten mit denen der Südlichen Kalkalpen als auch denen des Mississippi-Valley (USA) aufweisen. Den Schwerpunkt vorliegender Arbeit bilden die Vererzungen des Hauptkammes, die östlich des Marienbergjochs liegen. Dazu gehören die Abbaue der Silberleithe, des Schwärz-, Seeben-, Drachen-, Brendl-, Igels- und Schwarzbachkares sowie des Gamsangers, der südlich des Gipfelkammes liegt.

Mit der detaillierten geologisch-tektonischen Bearbeitung der Mieminger-Berge begann im Jahre 1902 Otto AMPFERER, dessen unermüdliche Begeisterung für die Berge seiner tirolischen Heimat in die Veröffentlichung der geologischen Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt Zirl-Nassereith, mündete. Die Gliederung der Nördlichen Kalkalpen in Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke sowie die Entdeckung des Baues des Mieminger-Gebirges ist auf ihn zurückzuführen. Er verfolgte konsequent weiter, was PICHLER am Ende des 19. Jahrhunderts mit seinen „Geognostischen Beschreibungen“ begonnen hatte. Erst in den sechziger Jahren fingen MILLER sowie GERMANN neuerlich an, sich mit dem Mieminger-Gebirge auseinander zu setzen. BECHSTÄDT und MOSTLER bearbeiteten das Gebiet in den siebziger Jahren im Hinblick auf die Paläogeographie. BECKE schließlich führte 1980 paläomagnetische Untersuchungen durch.

In Bezug auf die Vererzungen in der Mieminger-Kette haben TAUPITZ, SCHNEIDER und GERMANN Pionierarbeit geleistet. Die vorerst letzten Untersuchungen führte SIDROPULUS in Anlehnung an TAUPITZ durch.

Insgesamt sind heute durch vergleichende Beobachtungen MOSTLERS oder SCHULZ' die Gemeinsamkeiten der Vererzungen in den Südlichen und Nördlichen Kalkalpen hinreichend bekannt, wenngleich über die Genese noch keine endgültigen Ergebnisse vorgebracht werden können. Dennoch steht zumindest die Zuordnung zum Typus der Mississippi-Valley-Typ Lagerstätten fest, worauf in Kapitel 3.3 näher eingegangen wird, wodurch es möglich wird, dort gewonnene Ergebnisse nach Überprüfung auf die Erzvorkommen im Mieminger Gebirge zu übertragen.

1.2 Regionalgeologische Situation, Deckenbildung und Tektonik

Der E—W verlaufenden Mieminger-Hauptkamm liegt in seiner gesamten Ausdehnung in der oberostalpinen Inntaldecke. Im Norden schließt sich die zwischen Wettersteinmassiv und Mieminger-Gebirge



Abb. 2 Westrand des Mieminger Gebirges mit flachwelligen Hügeln des Fernpaßbergsturzes im Vordergrund. Von links nach rechts: Zunterkopfflatte, Sonnenspitze, Scharte, Silberleithe (bewaldeter Rücken in Bildmitte), Scharthenkopf, Wamperter-Schrofen Schwarzscharte, Marienbergspitzen, Grünstein (unter Wolken).

gelegene Jungschichtenzone (Puitentalzone) an, die der Inntaldecke zugestellt wird, aber eine von zwei Seiten zugeschobene Mulde der Lechtaldecke ist. Während im Westen, wo die Mieminger-Kette an die Fernpaßfurche grenzt, die zum Großteil durch die Reste des Fernpaßbergsturzes erfüllt ist (HANTKE 1983; ABELE 1964), die steilstehende Überschiebung auf die jüngeren Einheiten der Lechtaldecke eine deutliche Abgrenzung zur Heiterwand bildet, stellt die Seefeld-Leutascher Einsenkung im Osten den Übergang zum Karwendelgebirge dar. Eine scharfe Grenze findet das Mieminger-Gebirge im Süden, wo die mesozoischen Abfolgen durch die Inntalstörung vom Ötztalkristallin getrennt sind.

Die nordvergente Überschiebung der Kalkalpen hat ihren Beginn in der Kreidezeit. Durch die als Antriebskraft wirkende Subduktion der Sockelgesteine wurde die passive Bewegung der Schubmasse ausgelöst. Erst danach beginnen sich die

einzelnen Decken durch Abgleitung voneinander zu trennen und bilden die kalkalpine Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke (Tiefbajuvarikum, Hochbajuvarikum, Tirolikum). Damit ist die Deckenbildung jedoch nicht abgeschlossen. Vielmehr finden im Laufe der alpinen Orogenese an den alten Überschiebungsbahnen immer wieder neue Bewegungen statt, wie zum Beispiel im Oligozän, als sich die Decken über den Flysch und das Helvetikum hinweg bewegen. Während solcher neuerlicher Mobilisierungen kommt es zu weiterer Schuppung und Faltung innerhalb der Deckenstapel (PLÖCHINGER 1980, S. 236f).

Insgesamt stellt das Mieminger-Gebirge einen weitgespannten Sattel dar, die Mieminger Antiklinale, dessen Kern im Westen eingesunken ist. Die Sattelachse taucht nach Osten, zur Seefelder Senke hin, ab. Sowohl die Flanken im Norden als auch die im Süden des „Mieminger Gewölbes“ (AMPFERER 1902, S.

180) fallen steil (75—90°) ein. Des Weiteren ist das Gewölbe aus jeweils drei Teilmulden und -sätteln zusammengesetzt, deren Untersuchung und Beschreibung MILLER (1963) durchführte (s. Tab. 1).

E—W verlaufende Aufschiebungen bilden Schuppen, die zur Gliederung des Mieminger-Gebirges herangezogen wurden. MILLER (1963, S. 298) benannte die Hauptüberschiebungen von S nach

Bezeichnung	Beschreibung
Südlicher Teilsattel	Gestörter Sattel im Gebiet des Marienbergjochs
Südliche Teilmulde	Mulde am Scharthenkopf
Mittlerer Teilsattel	Sattelfragment an der Biberwierer Scharte
Mittlere Teilmulde	Mulde am Südgrat der Sonnenspitze
Nördlicher Teilsattel	Sattel im Bereich der Sonnenspitze
Nördliche Teilmulde	Mulde (?) im Zunterkopfflatte

Tab. 1 Die dreifache Sattel-Mulden-Folge innerhalb des Scheitels des Mieminger Großgewölbes (nach MILLER 1963, S. 298).

N als „A“, „B“ und „C“, wodurch er eine Aufteilung des Mieminger-Gebirges in eine Nord-, Zentral-, und Südscholle erhielt (s. Abb. 78). Zum Schluss wurde das Gebirge von NNE—SSW verlaufenden Querstörungen durchsetzt, welche jeweils die Ostscholle um maximal 200 m nach Norden bewegten.

1.3 Geomorphologie

Die Morphologie des Mieminger Gebirges wird durch N—S verlaufende Kare im engeren Sinne (e-Kare nach HAASE 1968, S. 40) bestimmt, die in ihrer Anlage durch NNE—SSW verlaufende Blattverschiebungen vorgegeben sind, deren bedeutendste die auch im Satellitenbild erkennbare Loisachstörung ist (BODECHTEL & LAMMERER 1973; BECKEL et al. 1976). Mehr oder weniger Ost—West verlaufen die Breitenkopf- sowie Südrandstörung (BECKE 1980, S. 41) mit ihren Nebenstörungen, an denen die Gesteine tiefgründiger verwitterten, was zur Bildung weit eingeschnittener Scharten und Törlen führte. Einige der Scharten werden zusätzlich durch die Verwitterung weicherer Gesteine gebildet, was an der Schwärzscharte (Partnach-Schichten, 2380 m) und dem Hinteren Tajatörl (Reichenhall Schichten, 2259 m) beobachtet werden kann. Das Marienbergjoch hingegen ist glazial gebildet worden, was Funde kristallinreicher Moränen am Bremsstadlkopf (1641 m) beweisen (PENCK 1882, S. 58). Die steilen Seebenwände und die Abfälle in die Fernpaßfurche sind durch die Aufschiebung der Inntaldecke, Flankenschliff der Gletscher (KLEBELSBERG 1935, S. 487) sowie einige kleinräumige Bergstürze (ABELE 1964, S. 50) hervorgerufen.

Besondere Prägung erhalten die Kare durch die Endmoränen, die sich als leicht gekrümmte Rücken darstellen und verschiedene Lokalgletscherstände nachzeichnen. Der unterschiedliche Bewuchs sowie das räumliche Nebeneinander lassen die verschiedenen Stadien der Gletschervorstöße erkennen, welche von SENARCLENS-GRANCY (1938) sowie PENCK & BRÜCKNER (1901—1909) bearbeitet wurden. Die in den Karen gelegenen Seen (Seeben-See, Drachen-See, Brendl-See) sind glaziale Felsbeckenseen (KLEBELSBERG 1935, S. 479).

Bis in Höhen von über 2000 m kommen kristalline Erratika vor, die von einem Inntalgletscherarm stammen, der sich über den zu dieser Zeit noch nicht aufgeschütteten Fernpass (Haupteisstrom), das Marienbergjoch (1789 m) und die Grünsteinscharte (2272 m) nach Norden vorschob und bei Garmisch mit dem Loisachgletscher vereinte (KLEBELSBERG 1935, S. 546f). Aus dem Gletscherhöchststand, der nach KLEBELSBERG (1935, Karte S. 540 und S. 546) bei etwa 2300 m lag, ergibt sich, dass der nur teilweise eisbedeckte Hauptkamm zerklüftete Formen aufweist, als der Tschirgantzug, der wie der Wannig als Inselberg aus dem Eis herausragte.

Im Norden bilden die stark tektonisch beanspruchten Gesteine der Puitentalzone (Jungschichtenzone) die flach nach Osten abfallende (1550—1100 m), in ihrer Anlage ein jungtertiäres Talsystem darstellende Talung des Gaistal-Baches (KLEBELSBERG 1935, S. 444). Im Gegensatz dazu ragen die aus Wettersteinkalk gebildeten Karrückwände 700—850 m über den Karboden auf. Das Mieminger-Plateau hingegen stellt eine Verebnung dar, die aus unverfestigten Inntal-Terrassensedimenten, limnischen Tonen sowie überlagernder Inntalgletscher-Grundmoräne aufgebaut ist (AMPFERER & OHNESORGE 1924; HANTKE 1983; KLEBELSBERG 1935; MACHATSCHKE 1934).

Der Fernpaßbergsturz und die damit verbundene Verschüttung der Fernpaßfurche nimmt in der jüngsten geologischen sowie historischen Geschichte der Region um die Mieminger eine besondere Rolle ein. Blind-, Weißen-, Mitter- und Fernstein-See sind als typische Bergsturzseen aus diesem Ereignis hervorgegangen (KLEBELSBERG 1935, S. 583).

Im jüngeren Hochwürm (ABELE 1964, S. 72) stürzte aus dem Afregallkar an der Ostseite der Loreagruppe (Lechtaler-Alpen) eine etwa 1 km³ große Gesteinsmasse auf die zum Inn hin entwässernde Loisach. Diese stautete sich in der Folge auf und bildete einen See, der schließlich durch die Bergsturzlandschaft nördlich Ehrwald (Auf den Törlen) ins Werdenfelser Becken abfloss. Erst im ausgehenden 19. Jahrhundert gelang es, das sich nach der Verlandung gebildete Moor vollständig zu entwässern. Dieser erste Fernpaßbergsturz mit seinen typischen Tommahügeln (z.B. Tumme Bühel im Lermooser Moos) wurde kurzfristig nochmals vom Inntalgletscher überfahren, was durch Moränenfunde belegt ist (ABELE 1964, S. 72; HANTKE 1983, S. 110) und im Oktober 1988 an einem der Hügel westlich der Schmitte gut aufgeschlossen war (Abb. 3, WOLKERSDORFER 1991). Ein zweiter Bergsturz, der auf den ersten niederging, wurde nicht mehr glazial überprägt. Die chronologische Abfolge der Ereignisse in der Fernpaßfurche ist bei ABELE (1964, S. 93) angeführt, der die morphologischen Probleme ausführlich untersuchte.

Eine Sonderstellung nimmt der vom Wamperten Schrofen abgerutschte Schachtkopf ein, dessen Versatz 700 m beträgt (HÄUSING 1898, S. 105) und in dem ein Großteil der Blei-Zink-Vererzungen liegt (Abb. 2). Zwei spitzwinklig aufeinander zulaufende Gleitflächen, die sich etwa im Niveau des Max-Braun-Stollen

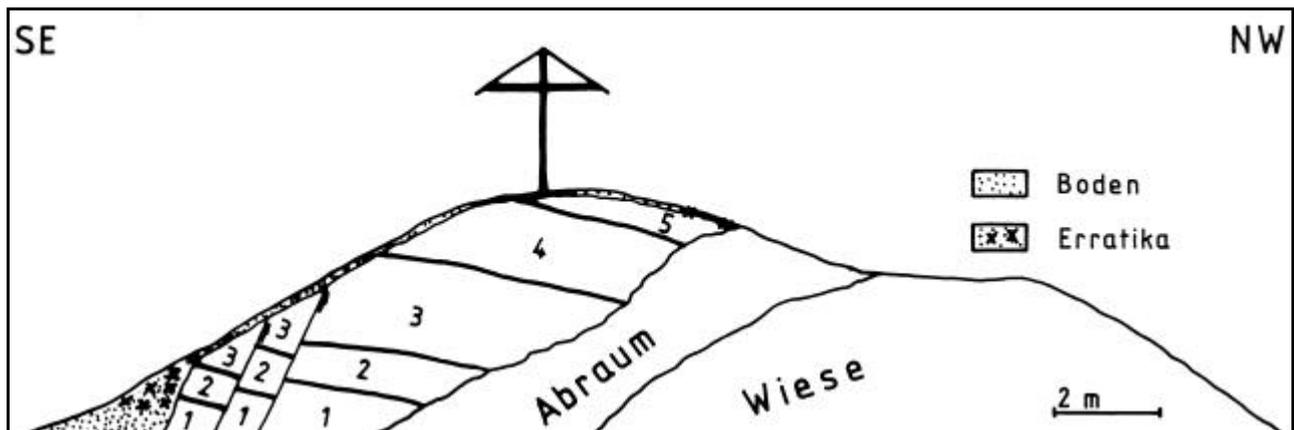


Abb. 3 Tommahügel mit Grundmoräne und Erratika 300 m westlich der Schmitte. 1—5: verschiedene gebankte, durch dünne Mergelpartien voneinander getrennte, stark zerrüttete Kalksteinpakete.

vereinen, begrenzen die Wasserkluft, eine maximal 100 m breite, erzfreie Zone mit Störungsgestein, deren Name von den Bergleuten aufgrund der starken Wasserführung in Frühjahr und Sommer gegeben wurde.

Nach wie vor ist eine zeitliche Einordnung des Rutschungsprozesses umstritten. GERMANN (1963) nimmt ein prä-würmeiszeitliches, BECKE (1980, S. 2) ein post-würmeiszeitliches Alter an. Bisher wurden am Schachtkopf keine Erratika gefunden, die für ein prä-würmeiszeitliches Alter sprechen. MUTSCHLECHNER (1955, S. 26) zweifelt sogar die Tatsache einer Absitzung an und erklärt die Entstehung des Schachtkopfs durch die gemeinsame Norddrift mit der Inntaldecke. Nachdem die Gesteine des Schachtkopfs einen größeren Zerstellungsgrad als die des Wamperten Schrofens aufweisen, worauf schon AMPFERER (1905, S. 495) hinwies, kann der Ansicht MUTSCHLECHNERS nicht zugestimmt werden. Bei einer gemeinsamen Norddrift müssten die Gesteine im Liegenden und Hangenden der Wasserkluft gleich stark zerstört sein. Die Durchörterung der Wasserkluft durch den Max-Braun-Stollen zeigte jedoch das Gegenteil.

1.4 Danksagung

Mein Dank gilt Herrn Universitätsprofessor Dr. Kurt MOHR vom Geologischen Institut der Technischen Universität Clausthal, der sich bereit erklärte, diese Diplomarbeit zu betreuen sowie dem Korreferenten Herrn Universitätsprofessor Dr. H. BOTKE. Persönlicher Dank gilt dem Bürgermeister der Gemeinde Ehrwald, Herrn Thomas SCHENNACH. Bei der geschichtlichen Bearbeitung wurde ich durch Diskussionen von Herrn Erwin BADER angeregt. Meiner Verlobten Ulrike BILLER danke ich für die verständnisvolle Begleitung während meiner Geländearbeit. Tatkräftige Unterstützung erhielt ich vor allem durch meinen Cousin Erich MÜLLER, der mir durch seine Bergerfahrung und die Begeisterung für seine Heimat immer wieder Ansporn war. Meinen Eltern und Großeltern sei dafür gedankt, dass sie mir mein Studium und den Aufenthalt in Ehrwald ermöglichten.

Weiterhin möchte ich mich bedanken bei der Sektion Coburg des Deutschen Alpenvereins für die Gewährung einer Ermäßigung auf der Coburger Hütte, Dipl. Ing. HUBER vom Österreichischen Alpenverein für die Genehmigung zur Verwendung der Alpenvereinskarte, Dipl. Ing. JUNGWIRTH von der Berghauptmannschaft Innsbruck, Bettina KIEGELE, Dipl. Ing. MOSER im Vermessungsamt und Frl. PRÖLL der Abteilung III/d3 Phot der Tiroler Landesregierung, Monika PRADER, Herrn Hans BÖHM, Herrn Adolf RIESEN und Herrn ROSE im Geologischen Institut der Technischen Universität Clausthal, Iris SCHENNACH, Dr. M. SCHÖNFELD für die Bestimmung der Tuffe, dem Hüttenwirt Robert SEIDNER sowie seiner Frau Reinhilde für die Aufnahme während meiner Geländewochen. Klaus WIDSCHWENDTER und Andreas WOLKERSDORFER sei für ihre Mithilfe bei den Grubenaufnahmen Dank gesagt. Außerdem danke ich allen meinen Studienkollegen und Freunden, vor allen den „Norwegenleuten“, die mir durch Diskussionen Anregungen lieferten.

Für die Bewilligung der Fahrgenehmigung möchte ich Dank bei dem Agrarobmann Oberdorf von Ehrwald aussprechen. Der Bevölkerung und den Waldaufsehern von Ehrwald sowie den Hirten der Gemeinde Barwies sei gedankt für ihr Entgegenkommen und Hilfe während meiner Geländeaufenthalte.

Besonderer Dank jedoch gilt der Tiroler Landesregierung, der Gemeinde Ehrwald sowie der Raiffeisenkasse Ehrwald, die diese Diplomarbeit durch namhafte Geldbeträge ermöglichten.

Geschichte des Bergbaues



2 Geschichte des Bergbaues

2.1 Historischer Abriss des Bergbaues in der Mieminger Hochfläche

Es gibt archäologische Funde, die belegen, dass Menschen schon früh in die unwirtliche Gegend des Außerfern vorgedrungen sind. In der Nähe des Weißensees an der Fernpaßbundesstraße, wurden drei in die La-Tène-Zeit (ca. 400 v. Chr.) datierte Eisenbarren gefunden und in Ehrwald wurden zwei römische Gräber entdeckt. Nicht unerwähnt soll hier bleiben, dass die Eisenlagerstätten östlich des Lech, bei Reutte, angeblich schon 629 genannt werden. Schließlich werden in einer Übereignungsurkunde des Jahres 1120 für ein Gut SW Reutte auch die Rechte an den Eisenvorkommen („scilicet in venis ferri et lignis et alpebus“) übertragen (MUTSCHLECHNER 1955, S. 50).

Die Fernpaßstraße war nicht nur die wichtigste Salzstraße der Saline Hall in den südbayerischen Raum, sondern diente schon den Römern als bedeutender Handels- und Verteidigungsweg (Via Claudia Augusta, von Kaiser Claudius 46/47 n. Chr. ausgebaut, unter dessen Vater Drusus im Jahre 15 n. Chr. angelegt; PERKTOLD 1984, S. 10). Man kann folglich davon ausgehen, dass entlang dieser von Menschen erschlossenen Landschaft bereits früh nach Erzen gesucht wurde. Die erste Erwähnung eines Ortes in der Nähe dieser Abbaue, nämlich Lermoos, fällt ins Jahr 1060, als der Ort in einer Beschreibung des Bistums Freising erscheint: „... a Geizzital vadit usque ad fontem, qui vocatur Dripach, et a Dripach usque ad Larinmos ...“ (MOSER 1979). Diese Nennung bedeutet, dass Lermoos zu dieser Zeit bereits ein Begriff im „silva inter Oenum et Licum“ (Wald zwischen Inn und Lech) war, da es sonst nicht als Eckpunkt dieser Bistumsbeschreibung auftauchen würde.

Erste gesicherte Unterlagen über einen Bergbau in der Mieminger Hochfläche gibt es erst für das Jahr 1483, als am Schachtkopf (Abb. 4) der Tagebau beginnt (SRBIK 1929). ISSER (1881a, S. 104f) hingegen stellt dort den Anfang des Bergbaus ins 16. Jahrhundert. Demnach hätten am Schachtkopf hütende Hirten glänzende Steine beobachtet, die von Schafen losgetreten geworden seien. An diesen Stellen fand sich das Ausbeißen der Lagerstätten. Am Inhalt der Darstellungen ISSERS bestehen jedoch Zweifel. Einer mündlichen Mitteilung Prof. MUTSCHLECHNERS zufolge hat ISSER häufiger falsche Angaben geliefert, als dies seiner Zeit gut gewesen wäre, wenngleich HÄUSING bereits 1890 auf diese Tatsache aufmerksam machte (HÄUSING 1890, S. 101). Eine weitere Kritik der ungenauen Arbeitsweise ISSERS findet sich bei STOLZ, der dies an Beispielen belegt (STOLZ 1928, Anm. 1, S. 214; Anm. 1, S. 246).

Das 15. Jahrhundert ist für den Tiroler Erzbergbau jedoch von Bedeutung, als zu diesem Zeitpunkt eine intensive Suche nach neuen Silberlagerstätten einsetzte (STOLZ 1928), denn wegen des Silbers wurden die Bergwerke Tirols in dieser Zeit ja betrieben. Die Gründe dafür sind in der „Bevölkerungszunahme und besseren Produktionsinstrumenten durch den Aufschwung der Handwerksbetriebe, besonders der Metallverarbeitung“ sowie eines erhöhten Bedarfs an Silber zu suchen (BAUMGÄRTEL 1965, S. 15). Welche grundlegenden Ursachen sich dafür verantwortlich zeigten, beschreibt BAUMGÄRTEL (1965) im 2. Abschnitt seiner Dissertation näher.



Abb. 4 Die Silberleithe mit den Halden des Aloisia-, Crescentia-, Michaeli-, und Jacobi- Stollens von NE aus gesehen. Der Schachtkopf liegt links oberhalb der Bildmitte. Im Hintergrund, an der Fernpaßbundesstraße, der Weißen-See mit seinen Inseln.

Für die nähere Umgebung der Vorkommen im westlichen Mieminger Gebirge gibt es die folgenden historischen Daten: bereits im 12. Jahrhundert soll nach GASSER (1913, S. 94) das Bergwerk Dirstentritt (Dirschentritt) im Gaflein-Tal östlich Nassereith in Abbau gestanden haben. Schließlich sind aus den Jahren 1352 eine Bergwerksverleihung bei Landeck sowie 1431 eine bei Scharnitz bekannt (STOLZ 1928, S. 260ff), also entlang der bedeutenden Handelswege. In einer Stiftungsurkunde des Jahres 1423 schließlich sind die Berwanger als „Perglew“ bezeichnet, was auf einen Bergbau bei Berwang hinweist (MADER 1955, S. 188).

Im Drachenkar wird der Drachen-See bereits 1500 als „Wildsee im Perch-

werch“ erwähnt (Kapitel 2.2.5). Im Brendlkar erscheint 1661 die erste Verleihung (MUTSCHLECHNER 1955, S. 42). GERMANN (1963, S. 79) vermutet den Beginn des Bergbaues Igelskar im 16. Jahrhundert. Das Schwarzbachkar erscheint erstmals 1660 in einer Verleihung (MUTSCHLECHNER 1955, S. 44).

Über einen kleinen Abbau im Igelskar, der bei den Einheimischen als „Welsches Loch“ bekannt ist, erzählt die Legende, dass möglicherweise römische Bergleute nach Gold gesucht hätten (GERMANN 1963, S. 77, mdl. Mitteilung E. STEINER †, Ehrwald 1987). Das mittelhochdeutsche Wort „welsch“ bedeutet tatsächlich „romanisch“ (KÖSTER 1969, S. 974). Da die Römer aufgrund des Vordringens keltischer Stämme aus dem Norden gezwungen waren, im Gaistal eine Verteidigungsstraße von Mittenwald ins Ehrwalder Becken zu bauen (Via Decia, unter Kaiser Decius 249—251 n. Chr. errichtet; PERKTOLD 1984, S. 10f), ist diese Vermutung nicht von der Hand zu weisen. Ein sicherer Beweis dafür konnte hier nicht erbracht werden. Aus dem Drachenkar gibt es eine Sage über Goldabbau (siehe Kapitel 2.2.5). Erzanalysen aus dem Schachtkopf weisen Goldgehalte bis 8 g/t auf (MUTSCHLECHNER 1955, S. 29), und TAUPITZ (1954, S. 93) nennt das angebliche Vorkommen von Gold im Igelskar (vermutlich bezieht sich auch TAUPITZ auf die Legende um das Welsche Loch).

Interessanterweise existieren in der Umgebung des Ehrwalder Talkessels außer der Drachenkarsage weitere Hinweise und Sagen auf einen Goldabbau. Im 13. Jahrhundert wurde bei Bichlbach Waschgold gewonnen (FUCHS 1984, S. 131), und 1566 soll der Alchimist Leonard TURNEISSER Gold am Sperchen bei Imst entdeckt haben (WOLFSTRIGL-WOLFSKRON 1903). Auf der Nassereiter Alm hätte ein Jäger einen Hirsch geschossen, dessen Zähne vergoldet gewesen seien, was darauf zurückführt wurde, dass dieser aus einer goldhaltigen Quelle getrunken habe und bei Laieregg habe einmal ein Wanderer einen Ast abgerissen, der sich in Gold verwandelte. Ebenfalls bei Nassereith gab es einen Arbeiter, der aus einem Brunnen schöpfte, dessen Wasser sich in Gold verwandelt hätte (KRANEWITTER & RAPPOLD 1987, S. 115f). Im Lechtal schließlich gibt es eine Sage, nach der Kinder in der Nähe Elmens Kohlen gefunden hätten, die zu Gold wurden (SCHIFFER 1985, S. 20).

Familienname	Bedeutung
Kecht	ahd. chech: „Quecksilber“
Perkmann	„Bergmann“
Kessler	„Kupferschmied“
Tschafeller	cavellu „kleine Grube“

Tab. 2 Familiennamen mit Bergbaubezug im Ehrwalder Talkessel (aus: Amtliches Telefonbuch Tirol, 1987/88)

Da diesen Fakten und Legenden, einschließlich der Angabe GASSERS darauf hinweisen, dass der Abbau im westlichen Mieminger Gebirge nicht erst im 15. Jahrhundert begann, sondern möglicherweise schon früher, sollte über eine Namensforschung geprüft werden, ob Familiennamen auf einen Zusammenhang zwischen Bergbau und Benennung hinweisen. Dabei fanden sich im Ehrwalder Talkessel vier Namen zugezogener Familien (mdl. Mitt. Th. SCHENNACH 1989), die ihren Ursprung im Bergbau haben (Tab. 2).

Auffallend ist, dass diese Einzelnamen mit geringem Bergbaubezug nur in Ehrwald vorkommen. Zum Vergleich sei Schwaz genannt, wo es bereits auf den ersten Blick eine große Zahl von Bergbaunamen gibt (Bergmann, Gwercher, Gruber, Knapp, Schinagl, Schmölzer), worauf bereits FINSTERWALDER (1951, S. 127) hinweist. Die drei häufigsten Namen des Ehrwalder Talkessels (Schennach, Koch, Schönherr) hingegen stehen in keinerlei Zusammenhang mit dem Bergbau.

Die Namensgebung im Tiroler Raum ist etwa im 13. Jahrhundert abgeschlossen worden, wengleich gerade Berufsbezeichnungen noch länger in den Familiennamen eingehen (FINSTERWALDER 1951, S. 3f). Die späte Besiedlung des Außerfern im 13. und 14. Jahrhundert, sowie das Festhalten an den alten Namen, sind andere Gründe dafür, dass keine Familiennamen im Ehrwalder Talkessel auf die rege Bergbautätigkeit hinweisen.

Somit ergibt sich die Folgerung, dass der Beginn des Bergbaus SE des Ehrwalder Talkessels frühestens mit dem Ende der Namensgebung sowie dem Beginn der Besiedlung im 13. Jahrhundert, spätestens jedoch mit der ersten urkundlichen Erwähnung im 15. Jahrhundert anzusetzen ist. Unter Umständen gab es schon einen unbedeutenden römischen Bergbau im Mieminger-Gebirge, wofür die alten Flurbezeichnungen einen Anhaltspunkt geben. Die vielen mit Gold zusammenhängenden Sagen, sowie Hinweise auf einen frühen Beginn des Bergbaues bei Nassereith belegen diese Vermutung.

Nach dem ersten Höhepunkt des Bergbaues in der Mieminger-Kette, der zeitgleich mit dem gesamten Tirol vom 15. bis 16. Jht. andauerte, gab es im 17. Jht. einen neuerlichen Höhepunkt, der Mitte des 19. Jhts. sein Ende hatte (Tab. 3). Nur an der Silberleithe und im Igelskar konnte sich ein Abbau bis zum Anfang des 20. Jhts. erhalten. Einen Grund für das Wiederbeleben des Bergbaues im 17. Jht. kann im Einführen der Sprengarbeit gesehen werden, die von Prettau im Ahrntal aus nach Tirol kam.

- Transportprobleme aufgrund der Höhenlage
- Kosten des Transports von der Grube zur Hütte
- Erschöpfung der Vorräte wegen unzureichender Geldmittel und Techniken
- Raubbau, da aufgrund unentwickelter Aufbereitungsverfahren nur ergiebige Lagerstätten abgebaut wurden
- starke Wasserführung
- Absinken der Rohstoffpreise bei gleichzeitigem Ansteigen der Arbeitslöhne
- Klimaverschlechterung Anfang des 17. Jahrhunderts und damit verbundene Probleme bei der Beschaffung von Grubenholz (Hantke 1983, S. 140)

Tab. 3 Gründe für den Rückgang des Bergbaues in Tirol

bäude, Schmelzen und anderes notwendig ist. ... Der Bergmann stellt auch fest, ob die Gegend immer fließendes Wasser hat oder ohne Wasser ist, wenn nicht vom Gipfel der Berge ein von starken Regengüssen gespeister Wildbach herabfließt. Daher ist ein Ort, den die Natur mit einem Fluss oder Bach beschenkt hat, in vieler Hinsicht geeignet. ... Wenn dagegen ständig fließendes Wasser der Stelle, an der geschürft wird, von der Natur versagt ist, so erhöht das die Kosten, und um so mehr, je weiter von den Gruben Fluss und Bach entfernt sind, zu denen die Erze zu befördern sind. Ja auch den Weg, auf dem man aus der Umgegend oder Nachbarschaft zu den Gruben geht, beachtet der Bergmann, ob er gut oder schlecht, kurz oder lang ist.

Die meisten Erzvorkommen in den westlichen Mieminger Bergen befinden sich heute über der Waldgrenze (1800 m). Größere Schlackenhalde, wie ISSER berichtet, konnten nicht gefunden werden. Lediglich 150 m östlich der Coburger Hütte befindet sich ein Gelände, das die Bedingungen für eine Aufbereitung erfüllt haben könnte. Funde von Galenit (0,5 cm) belegen dies.

2.2 Einzelbeschreibung der alten Abbaue

Im folgenden werden Lage, Geschichte und derzeitige Situation der einzelnen Abbaue behandelt. Der Schwerpunkt liegt dabei auf dem aktuellen Aussehen der alten Gruben. Alle Entfernungsangaben beziehen sich auf die Kirche der Gemeinde Ehrwald oder die Coburger Hütte.

Bei den Namen wurden die Bezeichnungen aus der Arbeitskarte AK 2025-20 des Landesvermessungsamtes Tirol sowie der Alpenvereinskarte Wetterstein- und Mieminger Gebirge übernommen, wenn gleich diese nicht immer mit den Bezeichnungen der einheimischen Bevölkerung übereinstimmen. FUCHS (1984, S. 61) bemerkt zu den Unstimmigkeiten:

Die Misere an der Sache ist weniger die Fehldeutung oder falsche Schreibweise als vielmehr der Umstand, dass sie in manchen Fällen bis heute weiterlebt, von Land- und Wanderkarten übernommen worden ist und kaum ausrottbar zu sein scheint. Wie konnte es zu solchen sprachlichen Fehldeutungen kommen? Die Geometer, Adjunkten und Militärgehilfen, die bei den Vermessungsarbeiten eingesetzt waren, stammten aus allen Kronländern der Vielvölkermonarchie, am allerwenigsten aus Tirol selbst. Den Vermessungspartien waren wohl ortskundige Gemeindevertreter beigelegt, die sich mit dem Vermessungspersonal zum allergrößten Teil natürlich in der bodenständigen Mundart verständigten. Das Vermessungspersonal war aber mit der heimischen Mundart zu wenig oder gar nicht vertraut (und konnte es auch nicht sein). Es wurden daher viele der Namen für die Eintragungen in die Mappe falsch verstanden oder nicht zu deuten gewusst. Die Folge war eine unrichtige Namenseintragung, die in manchen Fällen bis heute weiterexistiert.

Der Bergbau Seeben (MUTSCHLECHNER 1955) sollte nicht mehr als zusammenfassender Begriff verwendet werden, da sich das früher „Seeben“ genannte Gebiet auf die Bergbaue Immenplatte, Schwärzkar, Drachenkar und Tajakopf bezieht. Unter den Einheimischen wird heute unter „Seeben“ der Bereich zwischen Seebenalm und dem morphologischen Anstieg zum Drachen- und Schwärzkar verstanden. In diesem Sinne findet das Wort im Folgenden seine Verwendung.

Des Weiteren wurde auf eine bis ins Einzelne gehende geschichtliche Beschreibung verzichtet, da diese ausführlich bei ISSER (1881a, 1881b), MUTSCHLECHNER (1955, in Anlehnung an ISSER), HÄUSING und GERMANN (1963) beschrieben wurde.

AGRICOLA (1556, S. 22f; 1974, S. 83f) beschreibt in seinem Werk „De re metallica“ die für einen Bergbau notwendigen geographischen Voraussetzungen. Sind diese nicht mehr erfüllt, musste ein Betrieb zur damaligen Zeit zum Erliegen kommen. Wörtlich heißt es dort:

Was aber die Beschaffenheit der Oberfläche anlangt, so beobachtet der Bergmann, ehe er einschlägt, ob die Stelle von Bäumen bestanden ist oder nicht. Wenn sie bewaldet ist, so gräbt er dort, wenn sie nur die sonstigen Voraussetzungen erfüllt, weil sie ihm eine Menge Holz zur Verfügung stellt, das für Bauten, Künste, Ge-

Name	Höhe	Baubeginn	im Gelände auffindbar
Hoffnungs-Stollen II	2000 m	1898	☺
Hoffnungs-Stollen I	1968 m	1898	☺
Friedrich-Hammacher-Stollen	1870 m	1896	☺
Eduard-Stollen	1630 m	1524	
Schurfbau	1585 m		
Barbara-Stollen	1545 m	1721	☺
Ularich-Stollen	1560 m		
Jacobi-Stollen	1470 m	1698	☺
Aloisia-Stollen	1430 m	1748	☺
Michaeli-Stollen	1400 m	1782?	☺
Crescentia-Stollen	1330 m	1820?	☺
Max-Braun-Stollen	1210 m	1887	☺
Wasserpriel-Stollen	1640 m		☺
Fundbau	1635 m		☺
Rosaliabau	1620 m		
Severin-Stollen	1620 m		☺
Udalrich-Stollen	1610 m		
Mathias-Stollen	1605 m		
Dreikönig-Stollen	1590 m		
Mariahilf-Stollen	1560 m	1736	☺
Lazarus-Stollen		1807 unter Mariahilf	
Anna-Stollen	1550 m		☺
Ulrich-Stollen	1540 m		☺
Kajetan-Stollen	1520 m		☺
St. Johannes-Stollen		1705	
Königin-Stollen			
Theresia-Stollen			
Johanni-Stollen		1732	

Tab. 4 Die Stollen der Silberleithe.

Die Stollen der Silberleithe 1926 (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 1794/72; Besitzstandsbuch, Band I, Einlage 49 und Zl. 1794/72). Aufgrund eines Bescheids der Berghauptmannschaft Innsbruck erfolgte am 13.7.1977 die Entziehung der Bergwerksberechtigung des Bleierz- und Galmeibergbaues Silberleithe (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 590/77). Am 13.12.1984 wurde der Bergbau, der zuletzt der Marktgemeinde Reutte/Tirol gehörte, rechtskräftig für erloschen erklärt. Eingeschlossen in diesen Bescheid waren sämtliche 6 Grubenmaße des Grubenfeldes Silberleithe sowie der Hilfsstollenkonzession für den Max-Braun-Stollen und die 4 Grubenmaße des Grubenfeldes Friedrich-Hammacher. Bezüglich des Max-Braun-Stollens, welcher der Wasserversorgung für das E-Werk Biberwier dient, erfolgten besondere Maßnahmen, die auf einem geologischen Gutachten von Univ. Prof. Dr. H. MOSTLER gründeten (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 1833/84).

2.2.1.1 Schachtkopf

Über den Beginn des Bergbaus auf der Silberleithe wurde bereits oben diskutiert. Nach anfänglichem Tagebau ging bald ein untertägiger Abbau um, wobei die Verschmelzung der Erze direkt an den Stollenmundlöchern geschehen sein soll (ISSER 1881a, S. 105). Heute sind an keiner Stelle mehr Schlackenhalde an den Mundlöchern auffindbar. Der erste Schmelzofen am Fuß des Schachtkopfs, wo sich heute das Elektrizitätswerk befindet, wurde 1645 angelegt. Vermutlich gingen die Holzvorräte in der Umgebung der alten Öfen zur Neige (Tab. 3), weshalb es notwendig wurde, die Verarbeitung ins Tal zu verlegen. Dort gab es große Holzmassen, die aus den nahen landesfürstlichen Wäldern bei Lermoos unentgeltlich



Abb. 5 Gebäuderest der ehemaligen Aufbereitung am Fuß des Schachtkopfs.

2.2.1 Silberleithe

Der früher größte und bedeutendste Außerferner Bergbau auf der Silberleithe liegt etwa 2,5 km WNW der Coburger Hütte. Er umfasst die Gruben am Schachtkopf (höchster Einbau 1630 m, tiefster Stollen 1220 m) sowie das Friedrich Hammacher Feld (1880 m) westlich des Wamperten Schrofens (Tab. 4).

Die Antwort auf ein Ansuchen der Marktgemeinde Reutte durch die Berghauptmannschaft Innsbruck (Zl. 2004/75) zeigt, dass der Bergbau „seit mehr als 30 Jahren geristet“ ist. Im Friedrich-Hammacher Feld erfolgte die Fristung erstmals 1924

und im Grubenfeld Silber-

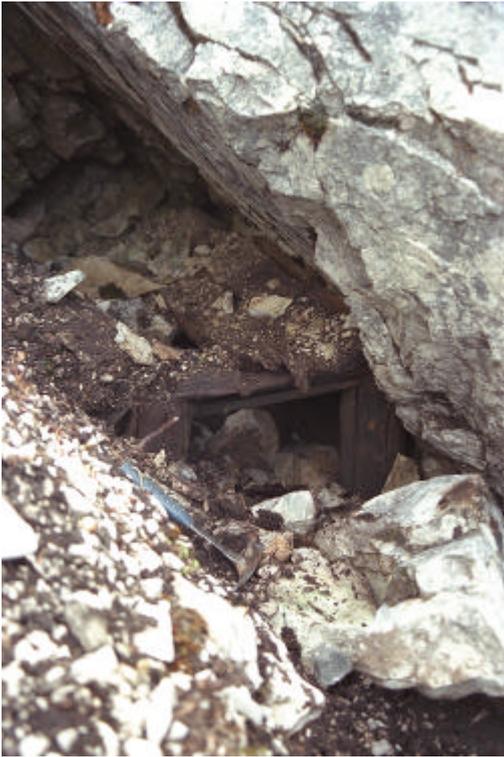


Abb. 6 Der Fundbau östlich des Schachtkopfs.

verwendet werden konnten. Bereits 1719 ist ein Silberbrennofen vorhanden.

Anfangs gewannen die Bergleute ausschließlich das Blei und Silber der Lagerstätte. Eine Verwendung des Zinks beginnt auf der Silberleithe 1775 mit dem Verkauf von 25 t Erz nach Achenrain (Unterinntal). Erst mit der Errichtung einer Zinkhütte im Jahre 1826 beginnt die Verhüttung der Erze im Tal selbst. 1880 wird die Erzschnmelze im Ort aufgelöst, da die Holzpreise und der weite Transport zu hohe Kosten verursachen (die Holzmengen der fürstlichen Wälder langten nicht mehr zum Betreiben der Schmelze). Aus diesem Grund wurden die Erze zur Verhüttung nach Lethmathe im Ruhrgebiet, Stollberg im Rheinland und Braubach am Rhein verkauft. Weiterhin am Ort bleibt die Aufbereitung, die jedoch bis 1881 so schlecht arbeitete, dass sich in der Loisach eine bis zu 1 m mächtige Schicht erzführenden Schlammes absetzte, die 7 % Blei und 11 % Zink enthielt (ISSER 1881a, S. 133).

Zur Durchörterung der Wasserkluft (s. Kapitel 1.3), die von den Bergleuten wegen der starken Wasserführung stets gemieden wurde, beschloss die Gewerkschaft 1887 die Auffahrung des Max-Braun-Stollens, der die Lagerstätte auf 1210 m NN unterfahren sollte. Man wollte damit zum einen die Fortsetzung der Lagerstätte im Liegenden der Wasserkluft untersuchen, als auch eine Trockenlegung der über dem Stollen liegenden Baue erreichen (HÄUSING 1890). Die Grubenwässer des am 3. November 1887 begonnene

Stollens, der 1894 seine endgültige Länge von 1370 m erreicht hatte, dienen dem Elektrizitätswerk Biberwier als Wasser zum Betreiben der Turbine. Wegen der stark ausziehenden Wetter vermutet MERNIK, dass der Stollen mit dem übrigen Teil des Grubengebäudes in Verbindung steht (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 2495/1969).

Aufgrund des Raubbaues, der an der Silberleithe vorherrschte, gingen die Förderungen zum Beginn des 20. Jahrhunderts zurück. Selbst die Hoffnungsbaue, die von Bergdirektor Max BRAUN unter Regie des Bergverwalters Adolf HÄUSING im Friedrich-Hammacher Grubenfeld vorangetrieben wurden, konnten nicht verhindern, dass der Abbau 1921 eingestellt werden musste. Insgesamt wurde während der 400—500-jährigen Abbauperiode eine horizontale Erstreckung des Grubengebäudes von 60 km (bei ISSER 1881a, S. 132: 58750 m), eine vertikale von 11 km aufgefahren.

In der Literatur waren 28 Stollen auffindbar, die in obiger Tabelle (Tab. 4) wiedergegeben sind. Sämtliche mit ☺ gekennzeichneten Stollen können noch lokalisiert werden.

Die wenigsten der auffindbaren Stollen sind heute noch befahrbar. Auf der Abb. 6 ist das Aussehen vieler Stollen im Schachtkopf-Gebiet erkennbar. Lediglich ein größerer Stollen NNW und ein weiterer SE des Schachtkopfs sind noch nicht verbrochen. Außerdem sind die einige Meter vorgetriebenen Schürfe an der Ostflanke des Schachtkopfs offen.

Hinsichtlich des Max-Braun-Stollens, sei aus dem Amtsbericht MERNIKs vom 25.9.1972 (MERNIK 1972) zitiert:

„Das Stollenmundloch ist mit einer stählernen Türe verschlossen. Der Stollen ist im Bereich der Moräne mit Holzzimmerung ausgebaut. ... Die Zimmer sind in geringen Abständen voneinander aufgestellt, z.T. stehen sie auch Mann an Mann. Dies ist jedoch erforderlich, da die z.T. schon sehr morschen Stempel des Ende vorigen Jahrhunderts aufgefahrenen Stollens ihre Tragkraft schon stark eingebüßt haben. Im Wettersteinkalk ist kein Ausbau eingebracht. Im Bereich von Störungen wurden an verschiedenen Stellen laute Gesteinspartien festgestellt, so dass eine Gefahr für hier fahrende Personen gegeben ist. Auch liegt auf der Sohle Gestein, der auf Steinfall schließen lässt. Etwa bei Stollenmeter 350 wurden in den ursprünglich 1160 m langen Stollen Sperren eingebaut, um Verbruchmaterial im rückwärtigen Teil des Stollens zurückzuhalten und um die Erhaltungsarbeiten zu verringern. Da Absicherungsarbeiten für die ungeübten Arbeiter eine zu große Gefahr dar stellen würden, der Stollen auch nicht befahren werden muss, erscheint es vom sicherheitlichen Standpunkt notwendig, Sperren im Übergangsbereich von Wettersteinkalk zur Moräne zu errichten. Die Bauhafhaltung des Stollens im Bereich der Moräne erscheint erforderlich, da bei Verbrü-

chen in diesem Teil das Wasser einen anderen Weg als durch den Stollen nach Obertage nehmen könnte. Im Wettersteinkalk ist diese Gefahr nicht gegeben.“

In der Berghauptmannschaft Innsbruck liegen Grubenpläne des Aloisia-, Crescentia-, und Michaeli-Stollens auf, aus denen die Weitläufigkeit des Streckennetzes im Schachtkopf erahnt werden kann. Zudem lassen die Pläne erkennen, dass die genannten Gruben miteinander in Verbindung standen. Eine Befahrung ist ausgeschlossen.

2.2.1.2 Friedrich-Hammacher-Feld

Das Friedrich-Hammacher Feld bildet die östliche Fortsetzung der durch die Wasserkluft verworfenen Lagerstätte Silberleithen. Im Januar 1896 wurde mit dem Bau des Friedrich-Hammacher-Stollens begonnen, der die Lagerstätte erschließen sollte (HÄUSING 1898). Er steht über mehrere Aufbrüche in Verbindung mit dem Hoffnungs-Stollen II, der zum Abbaubezirk Scharte gehört.

Seinen Namen hat der Stollen nach einem damaligen Gewerken bekommen, Dr. jur. Friedrich Hammacher, Bergwerksbesitzer in Berlin, der von 1883 bis 1922 mehrere Kuxe der Gewerkschaft Silberleithen inne hatte (Berghauptmannschaft Innsbruck, Verleihungsbuch Bd. I, S. 206ff).

Am 14.10.1904 ereignete sich im Friedrich-Hammacher-Stollen bei den Auffahrarbeiten ein schweres Explosionsunglück, bei dem ein Bergmann erblindete und einen Arm verlor sowie ein weiterer an Armen und Beinen schwer verletzt wurde (SCHÖNHERR 1988).

Der Stollen ist heute entsprechend dem Bescheid vom 13.12.1984 (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 1833/84) mit einer Natursteinmauer verschlossen, weshalb eine Befahrung nicht mehr möglich ist. Dem Amtsbericht Zl. 1794/72 der Berghauptmannschaft Innsbruck zufolge ist der Stollen „auf seiner gesamten Länge von 300 Metern gut befahrbar. Etwa 40 Meter vom Mundloch entfernt zweigt eine Strecke nach Nordosten ab. In dieser Strecke ist noch das Gestänge eingebaut. Die Strecke endet bei einem Verbruch nach etwa 250 Metern. Etwa 30 Meter von der Abzweigung entfernt ist ein Aufbruch ange-setzt“. Der Aufbruch kommt nach 85 m über Tage heraus (HÄUSING 1900a) und geht dort in einen weiteren Aufbruch über.

Wenige Meter unterhalb des Friedrich-Hammacher-Stollens sind noch die Reste der ehemaligen Bergstation der Drahtseilbahn vorhanden, welche den Friedrich-Hammacher-Stollen und die Aufbereitung mit Anschluss an den Michaeli-Stollen verband. Luftbilder des Schachtkopfs zeigen den früheren Verlauf der Seilbahn, deren Stützen noch in den Wäldern der Silberleithe stehen. In einem Artikel, der in der Österreichischen Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen erschien, diskutiert HÄUSING (1900b) ausführlich die Vorteile einer Drahtseilbahn gegenüber denen eines Bremsberges. Mit dem Bau der 2600 m langen Drahtseilbahn begann die Firma Roessemann & Kühnemann, Arthur Koppels Eisenbahnen, Budapest im Sommer 1900.

2.2.2 Marienbergjoch

Vollständigkeitshalber seien die Abbaue am Marienbergjoch (1788 m) angeführt, die zwar nur randlich am westlichen Mieminger-Gebirge liegen, allerdings durch ihre ehemalige Zugehörigkeit zur Gewerkschaft Silberleithen eng mit denen der Silberleithe verbunden sind. Etwa 1 km SSW des Joches, in der Wäsch, einem Ostabhang der Handschuh Spitzen (2319 m) befinden sich zwischen 1680 m und 1950 m Höhe die alten Gruben und Halden dieses Bergbaues.

Folgende historische Daten über dieses Gebiet sind vorhanden: WOLFSTRIGL-WOLFSKRON (1903) beschreibt eine Verleihung des Jahres 1549 „zum heiligen drey künigen in Mariaperg im Oberlandt“. Am 9. Dezember 1636 wird drei Tarrenzern (Ort bei Nasse-



Abb. 7

Abkipfstelle 20 m südlich des Friedrich-Hammacher-Stollens.



Abb. 8 Unbenannter Stollen W der Scharte.

reith) ein Neuschurf „enhalbs Mariaperg yber das Joch Nederseit im Waldt“ verliehen, den sie St. Johannes nennen (MUTSCHLECHNER 1955, S. 44). SRBIK (1929) weiß von „großen Halden aus dem 16. und 17. Jahrhundert“ sowie dem Erliegen des Bergbaues um 1675, während ISSER (1888, S. 327) bemerkt, dass „1876–78 ein bäuerlicher Schürfer die Wiedergewältigung dieser Gruben versuchte“. Die Arbeiten wurden jedoch „wegen Mangel an nöthigem Fond“ eingestellt.

Eine genaue genetische Untersuchung des Bergbaues am Marienbergjoch findet derzeit im Rahmen einer Diplomarbeit von cand. geol. D. SANDERS an der Universität Innsbruck statt.

2.2.3 Scharte (Biberwiererscharte)

Zum Abbau Scharte (2000 m), der 1 km NW der Coburger Hütte liegt, gehören die Gruben zwischen der Sonnenspitze (2417 m) und dem Schartenkopf (2332 m). Zwischen 2015 m und 2300 m befinden sich noch 6 Stollen, die alle befahrbar sind. Des weiteren können noch etliche Schürfe aufgefunden werden.

HÄUSING (1898, S. 105) beschreibt „überall Spuren früheren Bergbaues ... an der Scharte, der wohl der älteste Bergbau sein dürfte, da sich daselbst noch Keilsetzarbeit und Bohrer mit Convexer Bohrschneide vorfanden“. In den Stollen sind

drei unterschiedlich breite Keilsorten beobachtbar: am häufigsten wurden 5 cm breite Keile benutzt, gefolgt von 3cm und 10 cm breiten. Daneben fanden Spitzkeile sowie die von HÄUSING genannten Bohrer mit einem Querschnitt von 2 cm Verwendung. Am besten zu sehen sind diese Zeichen des mittelalterlichen Bergbaus in dem etwa 20 m langen Stollen, der sich am westlichsten Rand der schmalen Verflachung WSW oberhalb der Scharte befindet (Abb. 8).

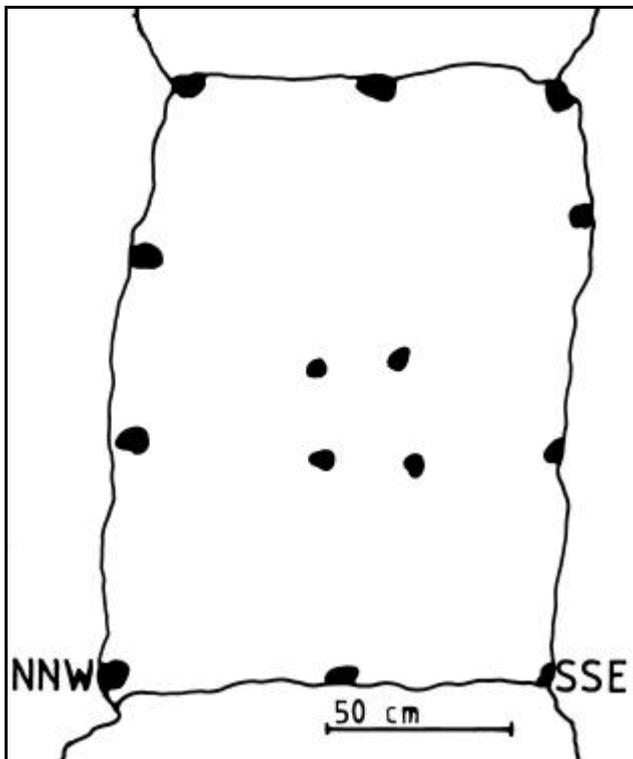


Abb. 9 Bohrlochanordnung des Querschlages im Scharstenstollen bei Stollenmeter 151.

1585 wollten die Gewerken den Bergbau „Unser lieben Frawen unnd Sannct Johannsen in der Schwerz“ verbessern (MUTSCHLECHNER 1955, S. 39). Sie baten um Erlas des Fron und Wechsels, da die Arbeiten groß und gefährlich würden. Der Kaiser entschloss sich zu einem Erlas für drei Jahre. Ein Abbau, der ergiebig genug war, den Kaiser zu einer solchen Maßnahme zu veranlassen, konnte im heutigen Schwärzkar nicht aufgefunden werden. Die einzigen Stollen, die mit diesem Antrag gemeint gewesen sein konnten, und den Einbau von Haspeln und Rollen gerechtfertigt hätten, liegen westlich der Scharte 2040 m hoch. Man kann daraus schließen, dass die heutige Scharte früher zum Schwärzkar gezählt wurde. Da der Bau zum Zeitpunkt der Bewilligung schon bestanden und wirtschaftlich gearbeitet haben muss, wurde an der Scharte vermutlich bereits vor 1585 nach Erz gesucht.

Auf 2060 m wurde im Zuge der Arbeiten im Friedrich-Hammacher Feld der 363 m lange Scharstenstollen aufgefahren. Die Bohrlöcher zur Sprengarbeit verlaufen von SW nach NE, was bedeutet, dass Stollen und Schacht nicht von der Scharte aus vorgetrieben wurden, sondern viel mehr vom Hammacher-Feld aus. Die Bohrloch-anordnung ist aus der Abb. 9 ersichtlich. Am SW-

Ende des Scharstenstollen beginnt ein Personen- und Materialschacht, dessen Teufenerstreckung unbekannt ist. Sie muss jedoch größer als 40 m sein, da er bis dahin, wo sich ein Verbruch befindet, befahrbar ist. Der ungefähr 300 * 200 cm große Schacht ist durch eine Holzwand zweigeteilt. Während der größere, 200 * 200 cm messende, SE Teilschacht der Personenführung diente, ist der 150 * 90 cm große NW Schacht als Erzrolle ausgelegt. In der Strecke am oberen Ende des Schachts sind im Abstand von 160cm Schwellen vorhanden, auf denen früher Eisengleise lagen, die von Hunden befahren wurden. Einer dieser Hunde befindet sich in einem kleinen Raum 20 m vor dem Schachtanfang.

Obwohl die Berghauptmannschaft Innsbruck in der Erlöschungserklärung vom 13.12.1984 feststellte, dass der Scharstenstollen „mit grobblockigen Steinen und Gehängeschutt vollständig verschlossen“ wurde (Zl. 1833/84), war dieser Verschluss im Sommer 1988 zum Großteil entfernt. Daher erfolgte für den Stollen die Anfertigung einer geologisch-tektonischen Übersichtskarte sowie einer Kluftröse (s. Kapitel 3).

Die Stollen der früheren Abbauperioden erreichen nicht die Ausdehnung des Scharstenstollens. Sie sind stets kurz und niedrig, wie man der Abb. 10 und Abb. 25 entnehmen kann.

2.2.4 Schwärzkar

Im Schwärzkar, das zwischen Wampertem-Schrofen (2520 m) und Drachenkopf (2410 m und 2302 m), 1 km W der Coburger Hütte liegt, kennt GERMANN (1963, S. 69) einen Schurf auf 2085 m. TAUPITZ bezeichnet in seiner Abb. 42 einen alten Bau. Abgesehen von den historischen Daten, die unter 2.2.3 angegeben sind, weiß man nichts über die Geschichte des Bergbaus im Schwärzkar.

NE des Wampertem-Schrofens fand sich ein 3 m langer Stollen (2160 m), der durch starken Regen freigespült worden war (Abb. 11) und am Grat von der Scharte zum Scharstenkopf ein 5 m tiefer, 150 cm hoher und ebenso breiter Schrägschacht (2200 m). Halden mit Taubenkropf Leimkraut sowie Fallstücke mit Galenit belegen das Vorhandensein von weiteren Erzausbissen im ausgesetzten Fels. Zwischen dem Wampertem-Schrofen und dem Scharstenkopf liegen auf 2350 m und 2250 m Erzausbisse (Abb. 28).

2.2.5 Drachenkar und Grünsteinsee

An das Schwärzkar schließt im Osten das Drachenkar mit dem danach benannten Drachensee (1874 m) an. Dort sind etliche aufgelassene Gruben mit deren Halden erkennbar, die nahe des Weges zum Hintere Tajatörl (2257 m), zwischen 2000 m und 2100 m sowie südöstlich des Grünsteinsees gelegen sind. Weiterer Abbau fand NE der Coburger Hütte auf 1850 m und 1950 m statt.

Vom Drachensee handelt eine Sage, die bei FUCHS wiedergegeben ist (FUCHS 1984, S. 139 nach H. KLEMENT; s.a. LINSER 1988, S. 4):

Auf der Suche nach Erz stießen einst in der Nähe der heutigen Coburger Hütte Bergleute auf eine Goldader, die sie sogleich abzubauen begannen. Sie

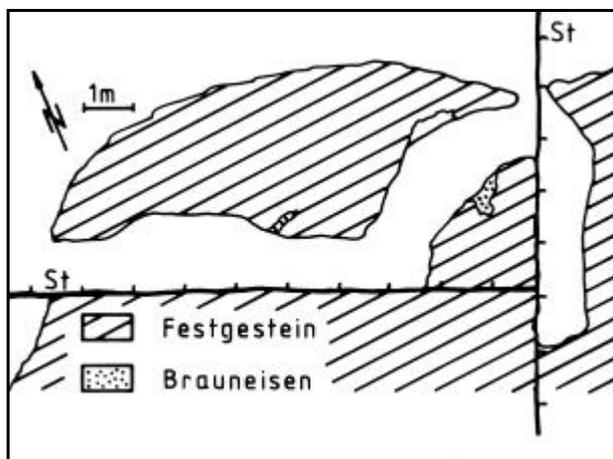


Abb. 10 Grundriss eines Stollens SW der Scharte (* 183).

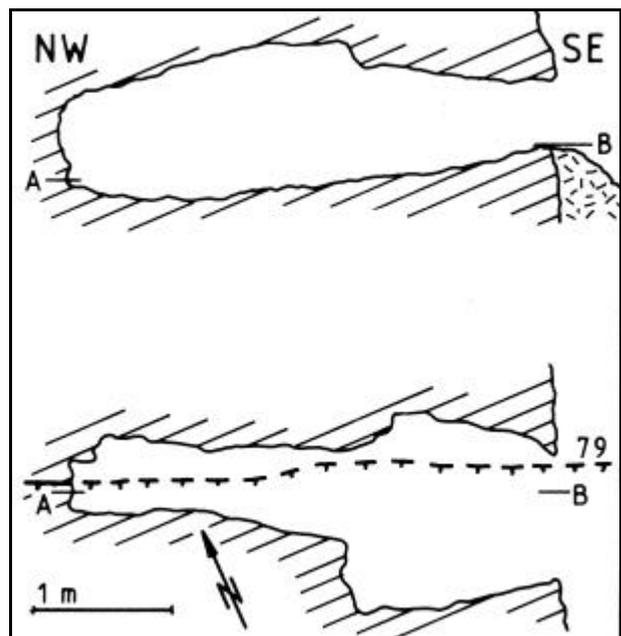


Abb. 11 Saigerriß (oben) und Grundriss (unten) des Stollens im Schwärzkar auf 2160 m.

wurden reich und fingen an, dem Wohlleben nachzujagen. Ihr Dörflein kannte keine Armut mehr. Eines Tages stieg ein alter Mann zum Dörflein empor. Wo immer er im Bergwerksdorf um eine kleine Labung und einen bescheidenen Schlafplatz für die Nacht bat, wurde er barsch abgewiesen. Da sprach er zum Dorfältesten, ehe er sich vom Dorf abwandte: „Du hattest für mich nichts zu trinken. Du und deine Leute werden aber einmal soviel trinken, dass sie gar nicht aufhören werden können.“ Die Dorfbewohner verstanden den Sinn seiner Worte aber nicht und gingen lachend davon. Einige wollten den Greis noch etwas fragen, doch er war nirgends mehr zu sehen. Bald aber zog sich ein drohendes Unwetter über den Bergen zusammen. Der Donner grollte unheilverkündend durch die Schluchten. Regen prasselte nieder und wurde immer stärker. Bäche stürzten von den Gipfeln, und das Dörflein versank im Erdboden. An seiner Stelle glänzte nach Stunden ein See. Im See haust seit dieser Zeit ein schrecklicher Drache, der die Dorfbewohner bewacht. In der Christnacht hört man manchmal das kleine Glöcklein der Dorfkapelle läuten. Die hartherzigen Dörfler aber müssen Wasser trinken, bis zu dem Tag, an dem das Glöcklein nicht mehr läutet. Dann endlich sind sie erlöst.

Das Wort Drachen leitet sich in diesem Zusammenhang nicht vom Hochdeutschen Wort ‚Drachen‘ ab, „einem echsenartigen, feuerspuckenden Fabelungeheuer“ (KÖSTER 1969, S. 229), sondern vom slawischen ‚draga‘, was „eine durch Abrutschung entstandene Mulde am Hang“ bezeichnet (FINSTERWALDER 1951, S. 185).

Der Bergbau im Drachenkar begann laut MUTSCHLECHNER (1955, S. 39) spätestens 1561 und hatte den Namen „bey der Gotsgab und Sannt Geörgen“. Einem Bericht des Bergrichters Hans ERLACHER aus dem Jahre 1561 zufolge müssen sowohl die Verhältnisse im Winter, als auch die Erzvorräte sehr schlecht gewesen sein. Da der Bergbau im 16. Jahrhundert allerdings in erster Linie wegen des Silbers stattfand, muss der Bericht ERLACHERS dahin gedeutet werden, dass der Silbergehalt gering war.

Heute können noch sechs Stellen aufgefunden werden, an denen Erz gewonnen wurde. Drei kleinere Stollen sind noch befahrbar. SE des Grünsteinsees, NE der Coburger Hütte und W des Hinteren Tajatörl gibt es Erzausbisse, die dort auch bearbeitet wurden. Auf 1950 m befindet sich etwa 400 m NE der Coburger Hütte ein verbrochener Schacht und ein ca. 3 m langer, abgesoffener Stollen.

2.2.6 Grießspitze

Historische Daten sind nur für die Abbaue im Gamsanger bekannt. BURMESTER & PLANCK (1920, S. 75) geben jedoch an, beim Aufstieg zu den Grießspitzen alte Werkholztrümmer gefunden zu haben. Neben solchen Werkholztrümmern konnten bei den Geländearbeiten auch Metallgegenstände gefunden werden, die nur dem Bergbau gedient haben können (Aufbewahrt im Ehrwalder Heimatmuseum).

2.2.6.1 Grießspitze Nordwand

Mit 500 m Höhenunterschied erhebt sich die schwer zugängliche Nordwand der Grießspitzen vom hinteren Drachenkar zur Westlichen (2741 m) und Östlichen Grießspitze (2747 m).

Geschichtsdaten sind keine bekannt. Weder Stollen noch Schächte konnten gefunden werden. Auf 2340 m befindet sich jedoch ein dolomitisierter Störungsbereich mit Kupfer- und Blei-Erzen, auf den möglicherweise ein Abbau stattgefunden hat.

2.2.6.2 Hölltörl

Von der Grünsteinscharte (2272 m) 1 km SSE der Coburger Hütte zieht nach Südwesten eine Reiße hinunter zur Mieminger Hochfläche (Höllreiße), an deren östlicher Steilflanke sich möglicherweise Fundstellen von Erzen befanden.

Am Hölltörl konnten allerdings keine aufgelassenen Gruben nachgewiesen werden. Fallstücke von Ankerit, Limonit und Azurit lassen jedoch den Abbau von Erz vermuten.

2.2.6.3 Gamsanger (Gamswannig, Gamswannele)

Der Bergbau am Gamsanger liegt 2 km SE der Coburger Hütte auf Höhen zwischen 2145 m und 2175 m am Südabhang der Westlichen Grießspitze.

SRBIK (1928) gibt an, dass der „kleine Schurf am Gamswannele ... wenig Erfolg“ gebracht hätte. Wann die Gruben erstmalig in Betrieb standen, ist nicht überliefert. Sie wurde zwischen 1876 und 1878 nochmals belegt (ISSER 1888, S. 327), in Ermangelung „an nöthigem Fond“ jedoch eingestellt. Vermutlich

wurde hier, wie im Wamperten-Schrofen, schon von den „Alten“ nach Silber, Bleiglanz und Galmei gesucht.

Der Bergbau war nicht mehr lokalisierbar.

2.2.7 Tajakopf (Toyakopf)

Der Bergbau Tajakopf liegt am den Abhängen des Hinteren Tajakopfs 1 km ESE der Coburger Hütte zwischen 2180 m und 2340 m.

Das Wort ‚Taja‘ stammt aus dem keltisch-romanischen (thaje) und bedeutet Hütte (MADER 1955, S. 190; TOLLMANN 1986, S. 425). Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, dass sich die Römer nicht nur auf der Via Decia aufhielten, sondern auch ins Mieminger-Gebirge vordrangen (siehe Kapitel 2.1).

Genaue historische Daten über den recht umfangreichen Bergbau sind nicht bekannt. GERMANN (1963, S. 74) vermutet, dass der Beginn im 16. Jahrhundert anzusiedeln ist, was durch die bei MUTSCHLECHNER angeführten Daten aus Archiven bestätigt wird. ISSER gibt zum Bergbau am Tajakopf keine Hinweise.

Neben Stollen, die mit Handarbeit aufgeschlagen wurden (Tajakopf West) finden sich immer wieder Stollen, in denen Bohrvortrieb erkennbar ist. Die Bohrlöcher weisen eine Länge bis zu 32 cm und Durchmesser von 2 cm auf. Ihr Aussehen ähnelt den Bohrlöcher der Scharte. Somit gibt es am Tajakopf eine ältere und jüngere Betriebsperiode.

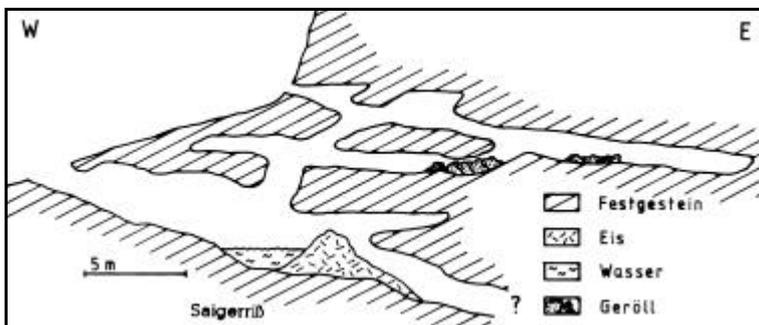


Abb. 12 Saigerriß (Skizze) der Stollen NW des Hinteren Tajakopfs.

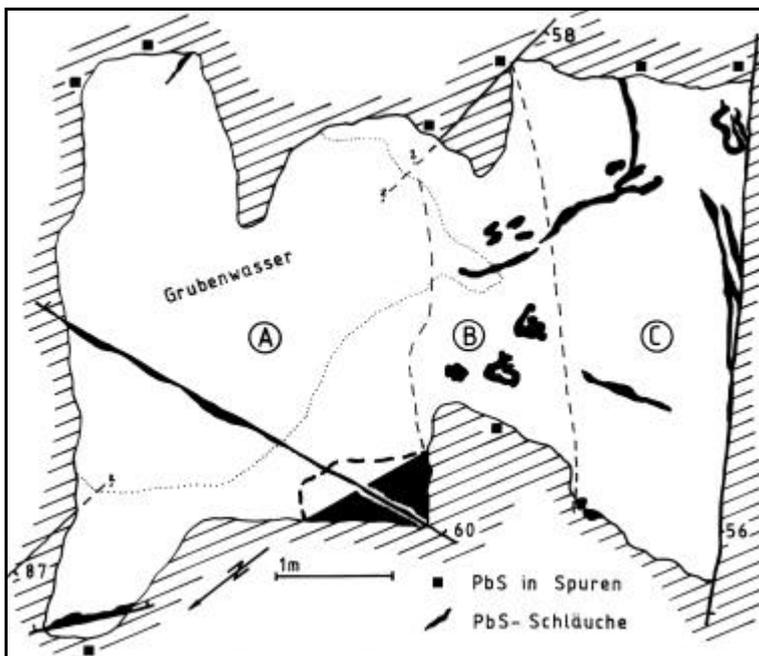


Abb. 13 Grundriss des südlichsten Abbaues am Grat vom Hinteren Tajatörl zum Hinteren Tajakopf. A: dolomitisierter, nahezu ungestörter Kalkstein; B: hellbrauner, wenig breccierter Kalkstein mit Calcitgängen; C: rötliche Breccie mit fein verteiltem Bleiglanz.

2.2.7.1 Tajakopf W

Am Übergang vom Hinteren zum Vorderen Tajakopf, wie er im Kletterführer Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Rother Verlag) beschrieben ist, liegen zwei weitere Vorkommen. Das südliche, auf der Verflachung unterhalb des Hinteren Tajakopf (2350 m), war vermutlich nur ein Schurfbau. Etwa 200 m nördlich davon liegen zwei miteinander verbundene Stollen, von denen der obere 22 m, der untere mindestens 24 m entlang einer E—W streichenden Störung vorgetrieben wurde. Abb. 12 zeigt einen Querschnitt durch das Grubengebäude. Die Störung ist stark verkarstet, ähnlich der des großen Abbaumes im Oberbaustollen (Kap. 2.2.9).

2.2.7.2 Tajakopf S

Auf dem Weg vom Hinteren Tajatörl zum Hinteren Tajakopf befinden sich fünf Stollen und Schächte mit Längen bis zu 5 m, die noch befahrbar sind. Schrämmspuren deuten auf einen frühen Beginn dieser Baue hin. Der Grundriss eines dieser Baue ist in Abb. 13 wiedergegeben. Etwa 100 m nördlich des Hinteren Tajatörl, beißt außerdem unverritztes Erz aus.



Abb. 14 *Silene vulgaris* vor einem Stollenmundloch.

2.2.7.3 Tajakopf E

Zwischen 2200 m und 2300 m liegen etwa 20 Baue, die zum Teil befahrbar sind und eine gesamte aufgefahrene Stollenlänge von 1000 m haben dürften. Der längste, rund 10 m hohe Abbau, folgt 40 m einer vererzten Zone. Erhalten ist weiterhin ein Knappensteig, der vom oberen Brendlkar ausgehend an der Südwestflanke des Hinteren Tajakopf entlang verläuft. In einem etwa 5 m langen Stollen fand sich ein 30 * 20 * 10 cm großer Sandsteinquader, der zum Schleifen der Werkzeuge benutzt wurde. Die Spuren lassen auf die Verwendung von Bohrern und einem spitzen Gegenstand schließen. Weitere Arbeitsgeräte wurden nicht gefunden. Neben den Stollen sind immer wieder Schürfe in dolomitisierten Störungen zu beobachten. In vielen Fällen war das Auffinden der Stollen durch die Zeigerpflanze *Silene vulgaris* (Taubenkropf Leimkraut, s. Abb. 14) möglich.

2.2.8 Brendlkar (Brandlkar, Mursee)

Das Brendlkar liegt 4,5 km SE von Ehrwald. Auf 1915 m und 1970 m Höhe sind die Reste der Bergbautätigkeit erkennbar. Die Stollen im hinteren Brendlkar, in den Hängen des Hinteren Tajakopfs, sind im Kapitel 2.2.7.3 beschrieben.

Eine Bergwerksverleihung an Georg KRÄNBITHER sowie dessen Söhne Dominik und Thomas vom 22. August 1661 im „Ney älbl in Prändl“ belegt die Anfänge dieses Abbaues (MUTSCHLECHNER 1955, S. 42). Der von GERMANN (1963, S. 76) erwähnte „gezimmerte Schacht“ wurde Mitte der 1970er Jahre nachdem ein Mädchen hineingestürzt war, durch den Fremdenverkehrsverband Ehrwald verschüttet (Mdl. Mitt. E. STEINER †).

2.2.9 Igelskar (Negelseekar, Egelseekar, Siglseeke)

Das Igelskar liegt 3,5 km SE von Ehrwald. Stollen und Schächte (vgl. Abb. 39) befinden sich auf 1745 m („Hermann-Stollen“), 1650 m („Welsches Loch“), 2040 m („Oberbaustollen“) und 2060 m am Weg vom Igelsee (1545 m) zur Breitenkopfhütte (2040 m).

Über die alten Baue (Welsches Loch und Stollen auf 2060 m, östlich oberhalb der Breitenkopfhütte) sind keine geschichtlichen Daten bekannt. Es ist jedoch anzunehmen, dass der Abbau gleichzeitig zu den Schürfen im Brendlkar und Schwärzkar im 16. Jahrhundert stattfand. Über das Welsche Loch wurde bereits oben diskutiert.

Ende des 18. Jahrhunderts begann eine erneute systematischen Suche nach Blei-Zink-Lagerstätten. Dabei fand man im Breitenkopf ansehnliche Erzvorräte, die jedoch wegen des langen Anweges vom Tal aus schwer zu fördern waren. Am 15. September 1900 begann die Firma Josef Hermann Dudek Söhne aus Bernsdorf/Oberlausitz deshalb mit der Unterfahrung der Lagerstätte durch den Hermann-Stollen (Abb. 17), der 1909 die Verbindung mit dem Oberbau-Stollen herstellte. Aufgrund finanzieller Probleme wurde der Abbau auf dem 18,05 ha großen Feld im Jahre 1913 eingestellt. Der Aufbruch am Ende des Hermann-Stollens ist verbrochen, eine Durchfahrung zum Oberbaustollen nicht mehr möglich. Im verbrochenen Schacht ist ein Hund eingeklemmt, der dem im Schartenstollen ähnlich sieht. Zwei weitere, stark vermoderte Hunde liegen am Beginn des Bremsberges. Eine Durchfahrung des Aufbruches vom Oberbaustollen aus musste nach 10 m abgebrochen werden, da leicht verklemmte Holzstücke einen Abstieg gefährden.



Abb. 15 Der Hermann-Stollen im Jahre 1910. Man beachte vor allem die Werkzeuge der Bergleute! Die von Josef Schennach (Sepilis Seppel, 1986) angegebenen Namen (Hausnamen) der Bergleute von links nach rechts stehend: Elias Neuner (s' alte Tal), Hiasl Spielmann (Moch), Jakob Schennach (Sepilis Seppel), Eduard Hosp (Lehers), Josef Spielmann (Knechtler), Ing. Seifert, Max Hosp (Lehrers), Franz Spielmann (Knechtler, sitzend), Adalbert Hosp (Peter Adalbert), Jacob Hosp (Gugerler Jackl, ein Vorfahre Verfassers), Luis Fasser (Loiserler, sitzend), Rudl Schennach (Megers Rudl), Seppel Somweber (Hofers), Hermann Spielmann (Uliger), Alois Wilhelm (Leirlerler), Unbekannt (vermutlich Nicolaus Bader aus Lermoos Garten). Am Dach: Josef Posch (s'Merteli), Miliam Schennach (Söppeli), Bendikt Kerber (Mulschers), Alois Kerber (Schneider). Mit freundlicher Genehmigung O. Haudeck.



Abb. 16 Gleicher Bildausschnitt wie Abb. 15, 78 Jahre später. Von den Gebäuden stehen nur noch die Grundmauern. Die Namen von links nach rechts: Erich Müller, Christian Wolkersdorfer.



Abb. 17 Vermoderte Wettertüre im Hermann-Stollen.

Die Behausungen der Bergarbeiter für den Oberbaustollen lagen nicht an der Stelle der Breitenkopfhütte, sondern vielmehr auf 2000 m östlich des Weges zur Hütte. Die Grundmauern stehen noch an der ursprünglichen Stelle. Weit mehr von den ehemaligen Anlagen befinden sich am Hermann-Stollen, wenngleich die auf Abb. 15 zu sehenden Gebäude längst abgetragen sind. NNW des Haldenfußes sind die Reste eines Generators erhalten, der für die Stromversorgung im Hermann-Stollen sorgte. Davon, dass im Stollen Strom vorhanden war, zeugt der Strommast auf Abb. 15.

Auch am Welschen Loch weist eine 4*4 m große Verflachung mit dem Rest eines Ofens darauf hin, dass dort in neuerer Zeit auf Erz geschürft wurde.

2.2.10 Schwarzbachkar (Wildes Kar)

7 km ESE von Ehrwald befindet sich das Schwarzbachkar. Der Bergbau war nicht mehr lokalisierbar.

Salomon HASSLWANTER erhält im „Gaißthall in Wilden Khar“ am 13. Oktober 1660 einen Neuschurf, den er St. Jacob nennt (MUTSCHLECHNER 1955, S. 44). Weitere historische Daten sind nicht bekannt.

2.2.11 Ehrwalder Alm

Der Bergbau „Ehrwalder Alm“ ist nicht mehr lokalisierbar.

SRBIK (1928) berichtet, dass 1576 im Südteil der Zugspitze oberhalb Ehrwald Gruben auf Bleiglanz, Zinkblende und Galmei bestanden hätten. Vermutlich befand sich der Bergbau in der Gegend der Holzerwies oder dem Koppenboden, da diese oberhalb der ersten Ansiedlung in Ehrwald, dem ‚Hof auf der Holzleiten‘ (bei KECHT 1955, S. 177, auch Trueferhof), gelegen sind.

Für dieses Gebiet gibt es heute noch den Flurnamen pouenig, der laut PERKTOLD (1984, Anm. 7, S. 26) sehr alten Ursprungs ist. Hier liegt ein weiterer Hinweis auf eine frühe Nutzung vor, wie dies beim Tajakopf der Fall ist. Inwieweit sich diese auch auf einen Bergbau bezog, konnte nicht nachgewiesen werden.

2.2.12 Immaplatte (Immensee-Stollen)

Der Bergbau Immaplatte (bei den Einheimischen Immenplatte) ist ein alter Abbau, der von keinem der bisherigen Bearbeiter erwähnt wird. Die Einbaue befinden sich 200 m nördlich des Fahrweges von der Ehrwalder Alm zur Seeben Alm, nahe des Immensteigs, in 1525 m Höhe.

Erstmals machten 1978 E. MÜLLER und F. HÖRING (†) auf den Immensee-Stollen aufmerksam (MÜLLER 1978). Im Juni 1979 erfolgte gemeinsam mit E. MÜLLER ein erster Besuch der Halden und Stollen. Zu diesem Zeitpunkt war der nördlich gelegene Schacht bereits vollständig und der etwa 5m südlich gelegene Schrägschacht bei 3 m verbrochen.

Bei den Stollen am Immensee handelt es sich anscheinend um einige der nicht mehr wieder entdeckbaren Baue, die MUTSCHLECHNER (1955, S. 40f) beschreibt. Der Beginn des Bergbaues am Immensee kann an den Anfang des 17. Jahrhunderts gestellt werden. Vermutlich ist der Immensee-Stollen identisch mit dem Neuschurf St. Anna, der am 4. August 1645 an Simon PERNLOCHER von Schwaz „in der Wandt Nedseiten“ (Seebenwände?) verliehen wurde (MUTSCHLECHNER 1955, S. 40). Dies wäre möglich, weil PERNLOCHER gleichzeitig eine andere Grube erhält, die zwischen St. Anna und „des Prandt“ (Brendlkar, mündl. Mitt. E. BADER † 1988) liegt.

Nicht auszuschließen ist, dass es sich um die Abbaue des Melcher JOSS handelte die nicht im Felsen, sondern „im Poden“ lagen. 1561 erfolgte mit oben erwähntem Bergrichter ERLACHER eine Befahrung des Hoffnungsfeldes. Dieser Abbau wurde 1572 an Nürnberger Gewerken, darunter Dr. Georg KANDLER, verkauft.

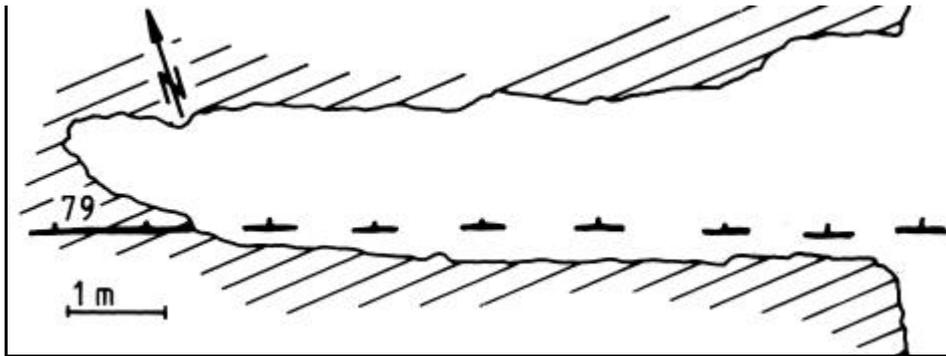


Abb. 18 Grundriss des Stollen NE der Scharte.

2.2.13 Seeben

Westlich des Seebenses, auf 1760 m, nordöstlich der Biberwierer Scharte auf 2000 m (s. Abb. 18) sowie am Nordgrat Aufstieg zur Sonnenspitze, auf 2200 m gibt es drei kleine, zwischen 2 m und 8 m lange, etwa 100 cm hohe Stollen, die jeweils einer Stö-

rung folgen. Über die Geschichte dieser Stollen ist nichts bekannt. Im Zuge der systematischen Durchforstung des Mieminger Gebirges während des Mittelalters ist davon auszugehen, dass auch diese Stollen zu dieser Zeit angelegt wurden.

2.3 Möglichkeiten für ein Besucherbergwerk

Der Erhalt von Kulturdenkmälern spielt in unserer schnelllebigen Zeit eine große Rolle, da gerade dadurch ein Bewusstsein geschaffen werden kann, dass es erlaubt, sich mit unserer Vergangenheit auseinander zu setzen. Vor allem das Verständnis für die Vorfahren und die Auseinandersetzung mit der eigenen Geschichte kann dort stärker stattfinden, wo es „Geschichte zum Anfassen“ gibt. Der Bergbau im westlichen Mieminger Gebirge scheint geeignet, „erlebte Geschichte“ vorzuzeigen, da die Geschichte vielerorts noch sichtbar, man könnte sagen „greifbar“ ist. Zeugnisse des Bergbaues gibt es nicht nur in unseren Friedhöfen (s. Abb. 20), sondern bei jeder Wanderung im Mieminger Gebirge stößt der aufmerksame Beobachter auf die Überreste längst vergangener Tage (s. Abb. 5, Abb. 16, Abb. 19).

Aus dem eingehenden Studium der meisten alten Stollen und Schächte ergibt sich, dass für die Eröffnung eines Besucherbergwerkes im westlichen Mieminger Gebirge nur drei Stollen in Frage kämen. Es handelt sich dabei um den Hermann-Stollen, den Friedrich-Hammacher-Stollen und den Schartenstollen, wofür es drei Gründe gibt.

Zum einen ist der jetzige Erhaltungszustand von Bedeutung. Alle drei Stollen sind sehr gut erhalten. In einem Amtsbericht der Berghauptmannschaft Innsbruck über den Bergbau Silberleithen heißt es: „Der Scharten-Stollen wurde nicht ausgebaut und befindet sich in einem sehr guten Zustand“ (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 1794/72). Lediglich eine Stelle im Friedrich-Hammacher und im Schartenstollen, sowie drei Stellen im Hermann-Stollen müssten bergmännisch abgesichert werden. Weiterhin spielt die leichte Befahrbarkeit eine Rolle. Auch diese ist bei allen drei Stollen gegeben. Und zuletzt muss

man den touristischen Wert eines Besucherstollens berücksichtigen. Ein Besucherbergwerk soll möglichst leicht erreichbar und für den Besucher auszubauen sein, ohne großen Schaden an der Umwelt anzurichten.



Abb. 19 Bergstation der Materialseilbahn vom Friedrich-Hammacher-Stollen zur Aufbereitung.

Nachdem die Wege vom Schachtkopf zum Marienbergjoch und vom Panoramaweg zur Coburger Hütte zwei häufig begangene Wege sind, wäre es sinnvoll, den im Gemeindebesitz befindlichen Scharten- oder Friedrich-Hammacher-Stollen näher auf die Möglichkeit der Errichtung eines Besucherbergwerkes zu untersuchen. Die Wiederaufwältigung der sicherlich interessanten Michaeli-, Aloisia-, Jacobi-, oder Crescentia-Stollen ist nicht sinnvoll, da die Kosten sicher den Nutzen übersteigen würden.

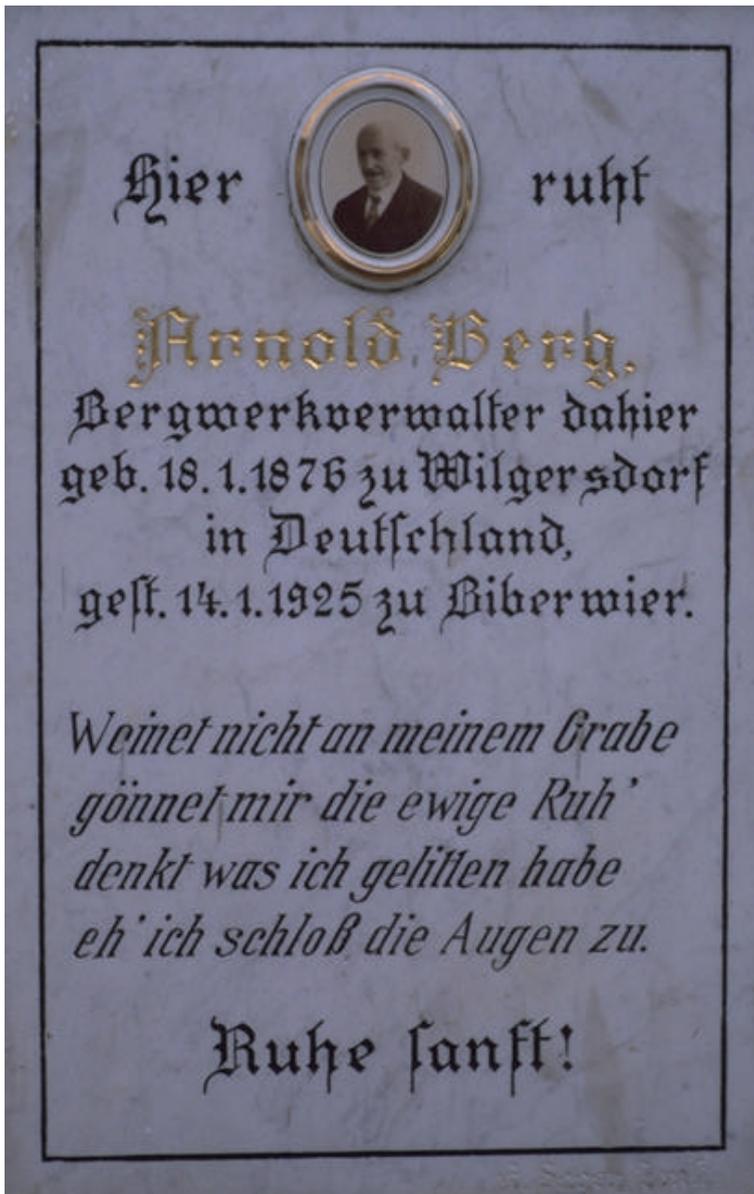
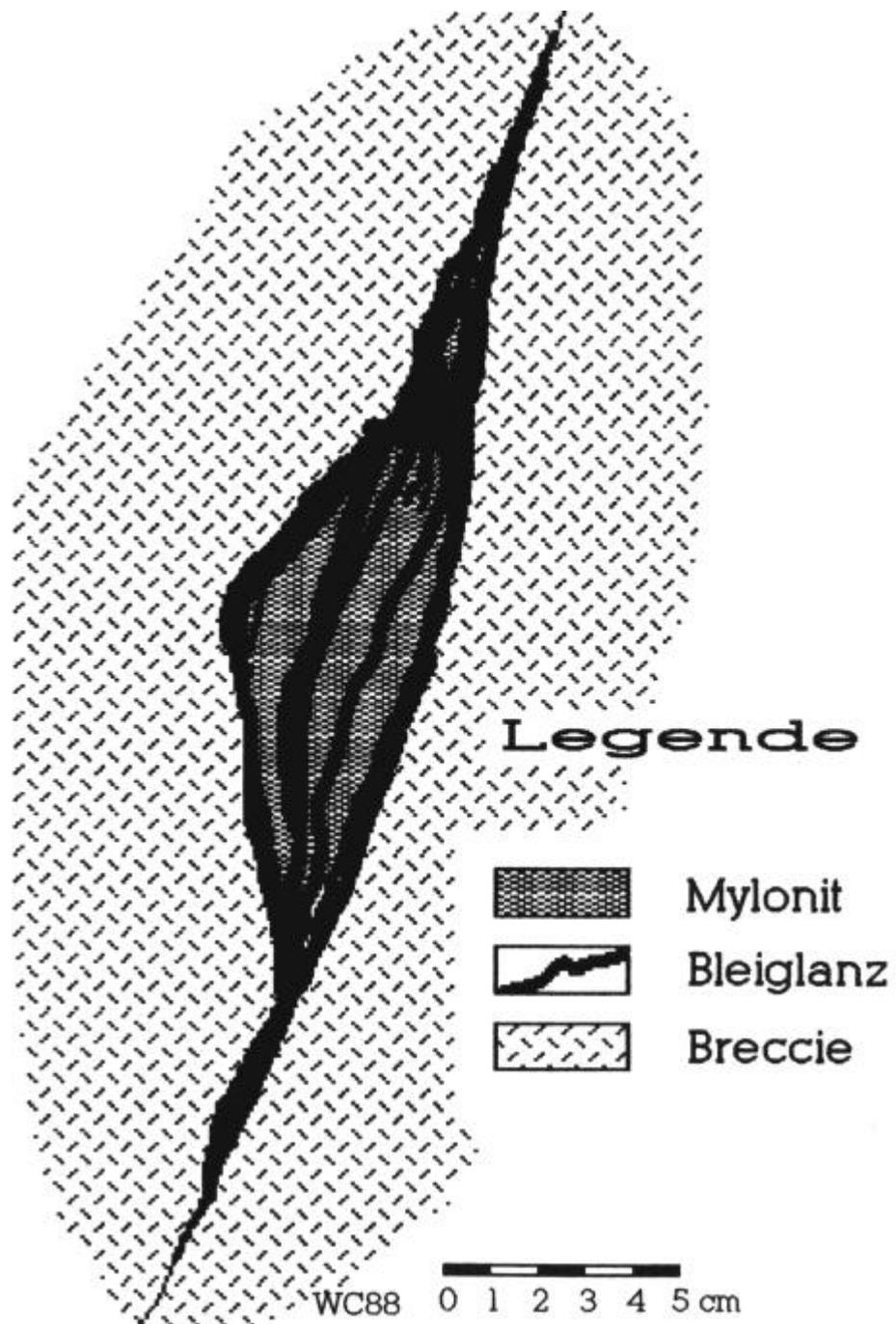


Abb. 20 Grabstein an der von Bergleuten gestifteten Kirche in Biberwier.

Zur Erhaltung des Grubengebäudes und zur Errichtung eines Besucherbergwerkes und Bergbaumuseums ist es unbedingt notwendig, einen eigenen Verein zu gründen, der den Namen „Verein zur Erhaltung des historischen Bergbaues im westlichen Mieminger Gebirge“ tragen sollte. Nur dadurch kann eine „Vermarktung“ der Bergbaugeschichte, wie sie von anderer Stelle geplant ist, vermieden werden.

GSTREIN & HEISSEL (1984, S. 49) schreiben in ihrem Endbericht folgendes zum Thema der verschlossenen Stollen: „Es liegt nicht im Sinn einer expandierenden Lagerstättenforschung ..., noch offene Bergbaustollen ‚für immer‘ unzugänglich zu machen. Vielmehr sollte doch eher versucht werden, durch die Anbringung sicherer, versperrbarer Türen oder Gatter den Zugang zu den alten Orten und Abbauräumen für auch später noch erfolgende Untersuchungen wissenschaftlicher Natur fahrbar zu erhalten.“

Mineralisation und Genese der Erzkommenen



3 Mineralisation und Genese der Erzvorkommen

3.1 Einleitung

Schon früh waren die alpinen Erzvorkommen für die Geologen von großem Interesse. Kaum einer der großen Lagerstättenkundler, der sich nicht mit der Genese der alpinen Vorkommen beschäftigte. Namen wie W. PETRASCHKEK, SCHNEIDERHÖHN, FRIEDRICH oder CLAR, um nur einige zu nennen, sind mehr oder weniger stark mit bestimmten Hydrothermal-Theorien verknüpft. In neuerer Zeit folgten SCHNEIDER und TAUPITZ, die eine synsedimentäre Entstehung der Lagerstätten erkannten, oder BECHSTÄDT, BERNARD und SASS-GUSTKIEWICZ mit der Vorstellung einer exogen-sedimentären Genese der alpinen Blei-Zink-Lagerstätten. Diese Aufzählung kann nicht vollständig sein, da immer wieder Wissenschaftler an die Frage herangingen, wie die Lagerstätten in den Alpen entstanden seien.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit kann weder eine ausführliche Diskussion jeder Theorie erfolgen, noch kann eine endgültige Lösung der offenen Fragen stattfinden. Dennoch zeigte sich im Laufe der Beobachtungen, dass die Summe der meisten Erscheinungen nur mit einer Theorie zu erklären sind. Eine ausführliche Betrachtung der bis 1962 erfolgten Diskussionen liefert im übrigen FRIEDRICH (1962, S. 210ff).

Durch die Erweiterung des regionalen, europäischen Rahmens und die Verfolgung der Entwicklung auf anderen Kontinenten, vor allem den Vereinigten Staaten, fallen die Grenzen Europas zusammen und bilden eine Einheit, die auch eine gemeinschaftliche Erklärung der Einzelvorkommen bedingt. Es kann nicht sein, dass die so ähnlichen Blei-Zink-Vorkommen vom Mississippi-Valley-Typ Europas eine von Nation zu Nation unterschiedliche Entstehung aufweisen können. Oder sollte die Genese von Lagerstätten tatsächlich an den politischen Grenzen Europas halt machen?

Bereits AMSTUTZ (1971, S. 251) weist darauf hin, „dass wir uns immer fragen sollten, ob alle möglichen Übereinstimmungen mit vorhandenen geologischen Grundzügen überprüft wurden, bevor eine Deutung bevorzugt wird. Ich glaube, dass wir langsam aus dem goldenen Zeitalter der heroischen Hypothesen herauskommen, wenn wir uns immer streng an die grundlegende wissenschaftliche Methodik der Überprüfung aller möglichen Ähnlichkeiten oder Übereinstimmungen – was das gleiche bedeutet – halten“. Im Laufe der Geländearbeiten zeigte sich, dass viele Erscheinungen nicht durch eine synsedimentäre Entstehung erklärt werden können. So war es nicht möglich, zwischen zwei anerkannten synsedimentären Lagerstätten, nämlich Rammelsberg und Meggen, und den Vorkommen in den Westlichen Mieminger Bergen Gemeinsamkeiten zu finden, die auf eine gleichgeartete Entstehung hindeuteten.

Für die Genese der Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typs zählen GUILBERT & PARK (1986 nach OHLE 1970) sieben verschiedene Theorien auf, die im Laufe der Zeit herangezogen wurden, um deren Entstehung zu erklären. Auf ein Für und Wider dieser Theorien soll jedoch erst im Kapitel 3.3 eingegangen werden, da es sinnvoll erscheint, die Beschreibung der Erzvorkommen einer Diskussion voranzustellen.

3.2 Geologisch-Mineralogische Beschreibung der Einzelvorkommen

Aufgrund der Aufschlussverhältnisse war es nicht möglich, alle Vorkommen im Arbeitsgebiet mit der gleichen Sorgfalt zu bearbeiten. Viele Stollen sind verbrochen, Ausbisse überwachsen oder Halden durchgekuttet. In etlichen Fällen musste auf ältere Autoren zurückgegriffen werden, die bessere Aufschlussverhältnisse hatten, als die heute vorliegenden. Besonders die Arbeiten von TAUPITZ und GERMANN zeigten sich als sehr zuverlässig bezüglich der Beobachtungen im Gelände. HÄUSINGs Beobachtungen (veröffentlicht während der aktiven Abbauphase) dienten bei den Untertageaufschlüssen als Grundlage.

Bei Unstimmigkeiten wurden eigene Aufzeichnungen denen anderer Autoren bevorzugt. Etliche offenen Fragen könnten durch genaue Kartierung der alten, noch offenen Stollen geklärt werden. Aus Zeitgründen war es nicht möglich, jeden einzelnen Stollen zu kartieren, da unter großem Zeitaufwand zuerst Grubenrisse geschaffen hätten werden müssen.

Zum besseren Überblick wurde die Nummerierung des Teil 2 beibehalten, obwohl an manchen Stellen keine Beobachtungen gemacht werden konnten. Diese Vorkommen sind durch den Satz „Keine Beobachtungen möglich gewesen“ gekennzeichnet.

Zur Verwendung des Begriffs „Dolomitstein“ sei auf Kapitel 4.2 verwiesen.

3.2.1 Silberleithe

Bedauerlicherweise sind die Aufschlussverhältnisse an der Silberleithe so schlecht, dass sich die eigenen Beobachtungen auf Haldenmaterial beschränken müssen. Die Lagerstätte ist vollständig abgebaut, nach HÄUSING sind nur noch im Hammacher-Feld Erze vorhanden. Wie bereits bei GERMANN und TAUPITZ basiert auch vorliegende Arbeit auf älteren Beobachtungen.

3.2.1.1 Schachtkopf

Schon P. R. ([Reisigl, Peter Johann] 1798, auch in BEUST 1871) beschreibt 1776, dass die „Bleierzgruben zu Silberleiten“ aus einem höheren, galmeireicheren und einem tieferen, bleireicheren Grubenrevier bestehen. Die Abbildungen bei SCHMITZ (1839), ISSER (1881a, Taf. III, Fig. 1) und HÄUSING (1890, Taf. I, Fig. 10) zeigen deutlich eine räumliche Zweiteilung der Lagerstätte in ein Bleierz- und Zinkerz-Vorkommen, wobei die stratigraphisch tiefer liegende, Bleiglanz führende Zone von der höher gelegenen, hauptsächlich Zinkblende führenden durch einen etwa 20 m mächtigen Bereich getrennt ist, der kaum eine Erzführung aufweist. Interessanterweise führt HÄUSING (1898, S. 103) diesen Umstand der geringeren Erzführung darauf zurück, dass „die Spaltenbildung in dieser Zone ganz gering ist, wodurch sich der Erzangel erklärt“. Innerhalb des Schachtkopfs erstreckt sich die Lagerstätte in der Horizontalen über 300–400 m bei einer Mächtigkeit von etwa 100 m, wobei „die Mächtigkeit und Zahl der einzelnen Lagen nach der Teufe stetig zunahm; beim Verwurfe durch die Wasserkluft erreichte die Lagerstätte ihre größte Erzführung“ (HÄUSING 1898, S. 103). Im Liegenden dieser 100 m mächtigen, nach unten spitz zusammenlaufenden Störungzone, die vom Max-Braun-Stollen durchörtert wurde, sind keine Erze mehr nachgewiesen (HÄUSING 1898, S. 102). Die Fortsetzung der Vorkommen am Schachtkopf liegt einige hundert Meter höher und ist vom Friedrich-Hammacher-Feld aufgeschlossen.

Die Erze sind zum einen lagerförmig mit 5–10° in die steil nach S (✱ 11) und SE einfallenden Kalke eingeschaltet, zum anderen treten sie in Spalten und Klüften auf. Daneben kommen schichtparallele (stratiforme) Erzkörper, sowie butzen-, nester- und schlauchförmige vor. Ihnen ist gemeinsam, dass sie gegeneinander durch eine Unzahl von Störungen verworfen sind, was Probleme beim Ausrichten der Strecken mit sich brachte. HÄUSING (1898, S. 103) beschreibt als Besonderheit das Auftreten von „einzelnen erzführenden Spalten die sich vor dem Eindringen der erzführenden Flüssigkeiten bereits wieder mit Gesteinsstücken gefüllt hatten, denn hier treten Galmei, sowie Bleierze als Bindemittel zwischen den einzelnen Stücken auf und bilden damit feste Breccien“. Im allgemeinen streichen die Lager N–S bis NE–SW bei einem Einfallen von 40–70° nach E. Die Angaben über Mächtigkeiten der Erze schwanken zwischen 1 cm und 3 m, wobei der Durchschnitt bei 20–30 cm gelegen haben dürfte. Mächtige Stöcke mit Teufenerstreckungen von 40–50 m und einer streichenden Länge von 20–30 m hingegen bilden die der Galmei. ISSER (1881a, S. 90) bemerkt als Regelmäßigkeit, dass an Störungsschaarungen die Erzmächtigkeit regelmäßig zunimmt, bei einer größeren Änderung der Streichrichtung von Klüften hingegen machte sich eine Abnahme der Erzführung bemerkbar (ISSER 1881a, S. 90).

Haldenfunde zeigen, dass das Nebengestein ein weißer bis grauer Wettersteinkalk ist, der wegen der Abrutschung des Schachtkopfs häufig einen größeren Zerstörungsgrad aufweist als der des Wamperten Schrofens. Eine Dolomitisierung konnte im Haldenmaterial seltener nachgewiesen werden. In Hohlräumen vererzter Breccien finden sich weiße Dolomitekristalle bis 5 mm Größe mit Calcit vergesellschaftet (Abb. 21). Aus den Analysen des Bergverwalters BERG, deren Ergebnisse in Tab. 5 dargestellt sind, ergibt sich, dass der MgCO₃-Gehalt an den erzführenden Klüften im Durchschnitt bei 2,1 % liegt (wiedergegeben in CANAVAL 1914, S. 158). Sowohl in den Partnachmergeln, als auch in Gesteinen des Jura, die im Schachtkopf angefahren wurden (WÖRZ 1878; MUTSCHLECHNER 1955, S. 26), treten keine Erze auf.

Als Gangmittel tritt, soweit überhaupt ein Gangmittel vorhanden ist, weißer Calcit auf, mitunter als Kluftbelag und Kristalle bis 2 cm Größe ausbildend. Diese Aggregate weisen eine Verwachsung mit Bleiglanz auf, der unregelmäßig geformt im Calcit erscheint. Sehr häufig ist in den Erzklüften ein gelb- bis dunkelbrauner Letten vorhanden, in den die Bleierze eingebettet sind. Eine solcher Bereich wurde

im Süd-Querschlag des Severin-Stollens auf der Stollensole abgebaut (Befahrung August 1983, Probe K 067 im Heimatmuseum Ehrwald). Daneben kommt zelliger Smithonit vor, in dessen Hohlräumen Kristalle aufgewachsen waren (ISSER 1881a, S. 90). Es scheint sich dabei um ein häufigeres Phänomen gehandelt zu haben, da auf mehreren Halden zelliger Smithonit vorkommt.

Vererzung	Hangendes	Liegendes
Blei	1,1 %	1,2 %
Galmei	3,0 %	3,2 %

Tab. 5 MgCO₃-Gehalte vererzter Klüfte von Silberleithen.



Abb. 21 Vererzte Breccie aus Wettersteinkalk. Die Zwischenräume der Komponenten sind durch Bleiglanz und Zinkblende ausgefüllt. Ein verbliebener Hohlraum enthält weiße, sattelförmige Dolomitekristalle sowie Calcit. Um die Zinkblende bilden sich braune Ränder aus Limonit sowie gelbe, erdige Anflüge von Greenockit (CdS). (Privatsammlung Ch. Wolkersdorfer, Probe Nr. 19088101). Maßstab: 1,5 cm.

Erzminerale sind Bleiglanz, Zinkblende, Galmei, Cerussit und Pyrit. An Sekundärmineralen konnten Greenockit, Smithonit, Hydrozinkit, Descloizit, Hemimorphit, Wulfenit, Mennige, Chalkopyrit und Pyromorphit gefunden werden. In der Literatur werden des weiteren Bournonit, Argentit, Stibioenargit, Fahlerz, Realgar, Fluorit, Ilsemannit, Strontianit, Linarit, Anglesit, Krokoit und Baryt genannt. Das Vorkommen von Pyrit ist im Bergbau Silberleithen nicht bekannt (CANAVAL 1914, S. 162).

Verschiedene Autoren beschreiben, dass der Silbergehalt am Schachtkopf auffallend hoch war. Entgegen den nahezu silberfreien Lagerstätten der südlichen Kalkalpen führten die Erze des Schachtkopfs erhebliche Silbermengen, deren Gehalte zwischen 234

und 938 g Silber pro Tonne Blei lagen, und somit 1000 mal größer als die in Bleiberg waren. Zum Teil wurden die Erze des Schachtkopfs bis 1719 (Bau eines Silberbrennofens, ISSER 1881a, S. 105) den silberarmen Schwazer Erzen beigegeben (CANAVAL 1914, S. 160f).

Abschließend sei ein Bericht über die Silberleithner Blei-Zink-Lagerstätte in seinem Wortlaut wiedergegeben, der von SCHMITZ im Jahre 1839 abgefasst wurde:

Silberleithen

Der gewerkschaftliche Blei- und Galmeibergbau Silberleithen liegt westlich von dem hohen Kalkgebirge „der Wampete Schrofен“ genannt an einem Vorgebirgrücken, dessen Oberfläche man die Alzenböden nennt, eine starke Stunde südlich von dem Dorfe Biberwier entfernt.

Die Erze kommen teils mit einem zerreiblichen sandigen Letten, teils im Kalkstein eingesprengt vor, und gehören einem Gange an, welcher durch oftmalige Gabelung, ausgehend in mehrere Trümmer und durch sehr viele Vertrübungen und Verwerfungen ein außerordentlich zerrüttetes Aussehen hat.

Das Hauptstreichen des Ganges ist Stunde 13 und das Haupterzflächen östlich 45°. Einzelne Trümmer auf den St Jacob, Michael und Jacob Alois Stollen schießen unter einem Winkel von 5—10° ein. Verschiebungen finden sowohl nach dem Streichen durch die stärkeren zweyer Klüfte als auch nach dem Verflächens durch die Elfer Klüfte statt. Durch die letztere wird der Gang stufenweise auf 1—10 Klafter gekürzt.

Der Gang ist dem Streichen nach an mehreren Horizonten auf einer Strecke von 40, 50 bis 60 Klafter edel verhauet. Weiter gegen Mitternacht schneidet sich der Gang aus und liegt das Hauptteil vor; gegen Mittag ist derselbe in verschiedenen Teufen mit weitschichtigen Gebäuden untersucht, aber nirgends anhaltend abbauwürdig, sondern statt dessen nur Nester und Spuren meistens ein Galmei mit wenig Bleierz gefunden worden. In der Richtung des Verflächens ist der Gang von seinem Ausbeißern an der Schneide des westlichen Gehänges bei 300 Klafter bis auf den neuen Crescenzia Lauf zu der sogenannten Wasserwand, welche dem Erzgange entgegenfällt und mit demselben völlig parallel streicht, in Erzen verhauet. An dieser Wasserwand schwingt sich der Erzgang mit verkehrtem Verflächens und unter allmählicher Vertaubung bei 17 Klafter sich auf, von wo aus über sich nach der Wand noch bei 30 Klafter ausgeschlagen, jedoch der Gang nicht mehr getroffen worden ist.

Östlich von der Wasserwand und zugleich unmittelbar unter derselben kommt ein sandiges Kalkgebirg vor, welches auf dem Horizont des Crescenzia Stollens 5°, am ersten -7° ober diesem Stollen liegenden Laufe 10°, und im Jacob Alois Stollen 30° höher als Crescenzia, 20 Klafter mächtig durchbrechen, und dann der graue, feste, bituminöse unedle Kalk des Wampeten Schrofens, in welchem die Blei und Galmeierze nur putzenförmig vorkommen, angefahren und auch eine bedeutende Stärke untersucht worden ist.

Notiert bei der Besichtigung der Silberleithen im Jahre 1839, A. Schmitz

Handschrift in der Bibliothek des Museum Ferdinandeum Innsbruck abgelegt unter K II/114 e, Übertragen von G. WOLKERSDORFER.

3.2.1.2 Friedrich-Hammacher-Feld

Bedauerlicherweise ist der Friedrich-Hammacher-Stollen verschlossen, so dass über die Lagerungsverhältnisse nichts mehr ausgesagt werden kann. Hoffnungs-Stollen I und II konnten aus technischen Gründen nicht aufgesucht werden. Am Friedrich-Hammacher-Stollen sind Halden nicht vorhanden, da die Erze über den Hang in die ‚Schwärze‘ abgekippt wurden (s. Abb. 7). Demnach ist es auch nicht möglich, über Haldenmaterial die Lagerungsverhältnisse zu rekonstruieren.

Aus diesem Grund musste auf die Beschreibungen und Abbildungen früherer Bearbeiter zurückgegriffen werden. HÄUSING (1900a, S. 67f) berichtet über Galmei, Zinkblende- und Bleierz-Vorkommen im Hoffnungsstollen I. Man fand häufig bis 10 cm mächtige Erzlagen in Letten (vermutlich Kalkmylonit). Daneben traten eine derbe, maximal 40 cm mächtige Galmeilage mit einer Horizontalerstreckung von 30 m, die sich zu einem größeren Nest weitete sowie ein Galmei-„Stock“ von etwa 11 m in der Breite und 30 m Teufe auf. Über die Lagerungsverhältnisse ist nichts ausgesagt, allerdings handelt es sich bei dem Letten vermutlich um einen Störungsletten, da ganz ähnliche Vorkommen im Nordschlag der 2020 m Sohle des Oberbau-Stollens auftreten.

Bessere Hinweise auf die Lagerung der Erze liefert TAUPITZ (1954). Auf dessen Abb. 33 und 43 ist zu erkennen, dass die Blei-Zink-Erze als schmale, bis 10 cm breite Schläuche und Nester in rötlichen Störungsbreccien sowie Fiederklüften vorkommen. Dabei ist der Bleiglanz (mit Cerussit vergesellschaftet) in den Breccien fein verteilt, während er innerhalb breiterer Störungsschaaren gangartig ausgeschieden wurde. Die Ähnlichkeit mit den Vorkommen westlich der Biberwiererscharte ist unübersehbar. Auch dort kommt der Bleiglanz stets zusammen mit Störungsbreccien vor, die rötlich gefärbt sind.

Nachdem das Friedrich-Hammacher-Feld die östliche Fortsetzung der Vorkommen des Schachtkopfs darstellt, ist zu erwarten, dass die Lagerungsverhältnisse denen des Schachtkopfs entsprechen.

Die Vorkommen im Hammacher-Feld und dem Schachtkopf können somit als teilweise stratiform auftretende, zumeist jedoch an Störungen und Störungsbreccien gebundene Vererzungen aufgefasst werden. Dolomitisierung spielte bei diesen Vorkommen eine untergeordnete Rolle.

3.2.2 Marienbergjoch

Am Marienbergjoch sind keine Beobachtungen möglich gewesen, da das Vorkommen außerhalb des engeren Bearbeitungsraumes liegt, recht großflächig ist und somit im vorgegebenen Zeitrahmen nicht begangen hätte werden können. Im Rahmen einer Diplomarbeit werden diese Vorkommen von cand. geol. D. SANDERS ausführlich in Bezug auf ihre Genese behandelt. Einer mündlichen Mitteilung SANDERS zufolge, untersucht er im Rahmen seiner Arbeit die Zusammenhänge zwischen Dolomitisierung und Vererzung.

3.2.3 Biberwiererscharte

Südwestlich oberhalb der Biberwiererscharte, in einem Tagebau, wurden Zinkblende und Limonit angetroffen, die innerhalb einer Störungszone vorkommen (✕ 240). Da diese Stelle zum Teil von Hangschutt bedeckt ist, können keine Aussagen über Lagerungsverhältnisse gemacht werden. In dem kleinen Einbau darüber kommen im gleichen Störungsbereich Limonitbänder vor. Die Zinkblende-Erze vor dem Stollenmundloch stammen allerdings nicht aus diesem Stollen, sondern aus einem der Stollen, die sich weiter westlich befinden.

Im Scharfenstollen (✕ 45, ✕ 117, ✕ 166) konnte ausschließlich bei Stollenmeter 152,7 (vom Stollenmundloch aus gemessen) und 166,1 (dort an eine Aufschiebung 129/40° gebunden) im SE Stoß eine geringe Pb-Vererzung nachgewiesen werden. Der Bleiglanz umgibt ähnlich ✕ 136 (s. Abb. 35) etwa 2—3 mm dick ein Calcit-Aggregat im Wettersteinkalk. Bei Stollenmeter 258,0 quert eine etwa 3—5 m breite Störungszone mit Spiegelharnisch (301/82°), die möglicherweise Erz führte, da sie auf 2—2,50 m an der Firste abgebaut wurde. Bei Stollenmeter 306,7 beginnt ein geschichteter, dolomitischer hellweißer peloide Mudstone mit Kleinhöhlen (Ø 5 mm), in denen Dolomit und Calcitkristalle auftreten (☐ 117). Der Schacht bei Stollenmeter 363,5 wird von zwei parallel verlaufenden, steil einfallenden Störungen begrenzt, die spitzwinklig aufeinander zulaufen und zwischen denen das Gestein stark brecciert ist. Am Stollenmundloch ist der Wettersteinkalk feingeschichtet, aber wenig dolomitisiert. Eine etwa 3 m breite, 100 m lange Dolomitsteinbank verläuft SE des Stollens.



Abb. 22 Vererzte Breccie. Zu erkennen ist braune Zinkblende in einer feinkörnigen Karbonatmatrix sowie schwarzbrauner Limonit (♀ 184c). Maßstab: 5 cm.

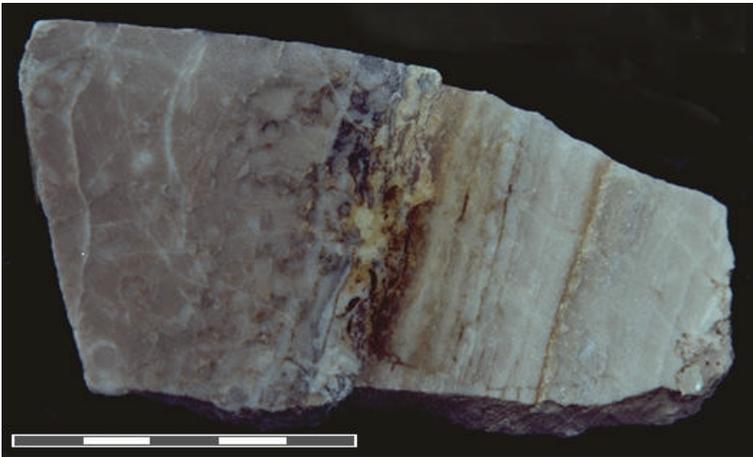


Abb. 23 Rudstone mit Aufarbeitungshorizont und schichtigem Sediment innerhalb einer Rinnenfüllung. (♀ 184b, s. Text) Maßstab: 5 cm.

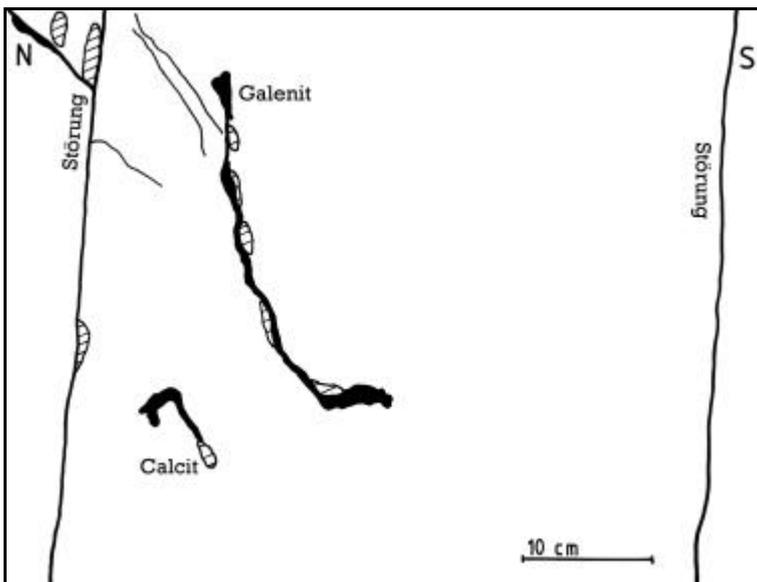


Abb. 24 Mit Bleiglanz (Pb) vererzter, dolomitierter und breccierter Störungsbereich. Eng an die Vererzung ist das Vorkommen kleiner Calcitaggregate (cct) geknüpft. St: Störung.

In westlicher Richtung folgen weitere Stollen, die bis auf drei keine anstehenden Erze mehr führen. Primärerz waren Bleiglanz und Zinkblende. Des weiteren treten Spuren von Pyrit auf, der zu Limonit verwittert ist. Die Zinkblende ist mitunter als Schalenblende ausgebildet, wobei die einzelnen Lagen durch verschiedene Brauntöne voneinander zu unterscheiden sind.

Begleitminerale sind Calcit und wenig Dolomit, Ankerit sowie Fluorit. Am „großen Abbau“ kommt das Erz innerhalb einer Breccie vor, deren Komponentenzwischenräume mit Erz gefüllt sind. Einige Komponenten bestehen aus schichtigen Blei-Zink-Erzen, die wie die Kalkkomponenten von weiterem Bleiglanz und Zinkblende umgeben sind. Die Reihenfolge der Entstehung und Ausscheidung war: Absatz und Diagenese des Gesteins – Breccierung im Störungsbereich – Ausscheiden der Zinkblende – Ausscheiden des Bleiglanz – Bildung eines Pyritüberzugs in den noch nicht gefüllten Hohlräumen – Restfüllung durch Karbonat – Verwitterung. Als ein Produkt der Verwitterung ist Greenockit als dünner Überzug zu erwähnen.

Auf der Abbildung 18 der Arbeit TAUPITZ' (1954) ist ein Profil im „großen Abbau“ gezeigt, das sowohl die Breccierung als auch Rhythmierung darstellt. Das Vorkommen besteht aus Ausscheidungen von Zinkblende mit Bitumen „als Füllung meist flacher Mulden“ (Abb. 23). Über einem Rudstone folgt ein Aufarbeitungshorizont, in dem sich Limonit sowie organisches Material ansammelten. Darüber schließlich folgen geschichtete Mudstones, sowie oberhalb der braunen Lage eine syndesimentäre Breccie aus Biogendetritus. Erze fehlen. Diese kommen dagegen in Breccien vor (Abb. 22), in denen sie die Hohlräume füllen, wobei die Zinkblende häufig als mehr oder weniger rundes, 1–3 mm im Ø messendes Korn erscheint („vererzte Bakterien“). Im Erzanschliff (♀ 184) ist die Vererzung ebenfalls auf Spalten beschränkt und bestätigt somit das makroskopische Ergebnis. Längs feiner Frakturen sind Bleiglanz und Zinkblende miteinander verwachsen, wobei die Zinkblende mengenmäßig überwiegt (ca. 9:1).

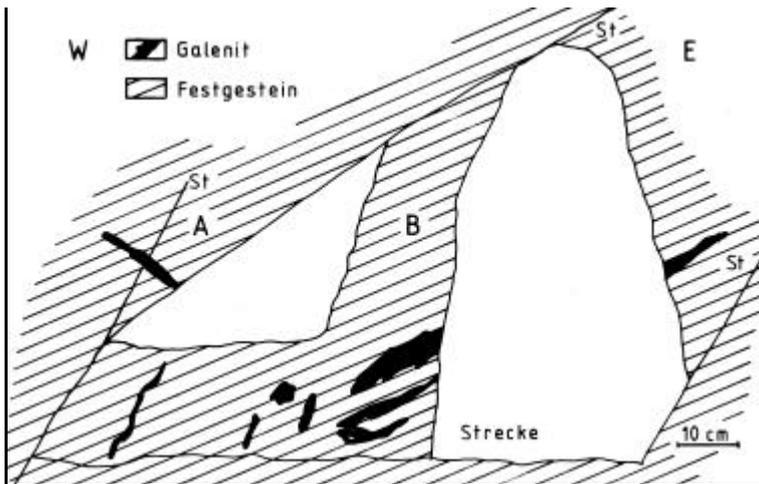


Abb. 25 Querschnitt im „unbenannten Stollen W der Biberwiererscharte“. Erläuterungen im Text. Bereich A: Störungsbrecie mit Limonit; Bereich B: Breccie mit Bleiglanz. St: Störung.

flächen keine sichtbare Erzführung mehr vorhanden ist. Etwa 40 cm E der rechten Störung auf Abb. 25 ist diese etwa 2 cm mächtig vererzt. Das Nebengestein ist dort ohne sichtbare Erzführung, aber wie das innerhalb des gesamten Bereichs Biberwiererscharte rhythmisiert. Die Zinkblende ist in diesem Stollen meist an Breccien und der Bleiglanz an Störungen gebunden, sie kommen jedoch auch gemeinsam vor, wobei die Erzführung zu den Störungen hin zunimmt. Auf der Abb. 8 ist zu erkennen, dass der Stollen in eine E-Vergente Störung eingetrieben wurde, die bis auf eine Länge von 30 m vererzt war.

Der auf Abb. 10 dargestellte Abbau (☒ 183) ist völlig ausgebeutet. Im Stollen kommen nur noch Eisenoxid-Vererzungen vor, die mit brecciertem Gestein verwachsen sind (Abb. 26).

Die Vorkommen der Biberwiererscharte sind also hauptsächlich an Störungen gebunden, die meistens dolomitisiert, zumindest jedoch brecciert sind. Lediglich an einer Stelle konnte Erz in einer flachen Rinne nachgewiesen werden, wo es schichtig abgelagert wurde.

3.2.4 Schwärzkar

Der Schurf am Nordfuß des Drachenkopfs (☒ 75) folgt einer dolomitisierten, 5–10 m breiten Störungszone (285/65°) im Wettersteinkalk wobei der Dolomitstein bis 4 m tief abgebaut wurde. Am Aufschluss selbst konnte kein Erz nachgewiesen werden; da 100 m SW im Geröll ein Fallstück mit Bleiglanz gefunden wurde (☒ 77) kann mit Sicherheit davon ausgegangen werden, dass sich auch innerhalb des jetzt abgebauten Bereichs Bleierze befanden.

Nördlich des Hinteren Drachenkopf wurde ebenfalls ein Schurf im Wettersteinkalk angelegt (☒ 102). Die Störungszone, welcher der 5 m lange Stollen folgt, ist schwach dolomitisiert. Auf welches Erz der



Abb. 26 Störungsbrecie mit Limonitvererzung aus einem Stollen W der Biberwiererscharte. Die Komponenten sind teilweise durch Calcit miteinander verkittet. Limonit durchsetzt auch jüngere Frakturen (☒ 182). Maßstab: 5 cm.

Abbau erfolgte, konnte nicht festgestellt werden, da die Halde von jungem Hangschutt überdeckt ist. Das Nebengestein ist ein Bioklasten-Rudstone mit Riffdetritus.

Die Untertageaufnahme des „unbenannten Stollens W der Biberwiererscharte“ zeigt eine ähnliche Situation (Profil s. Abb. 25; Photo s. Abb. 8, Westen ist rechts!). Im Bereich der Störungen kommt es zur Anreicherung von Bleiglanz, während in einer größeren Entfernung von den Störungs-

flächen keine sichtbare Erzführung mehr vorhanden ist. Etwa 40 cm E der rechten Störung auf Abb. 25 ist diese etwa 2 cm mächtig vererzt. Das Nebengestein ist dort ohne sichtbare Erzführung, aber wie das innerhalb des gesamten Bereichs Biberwiererscharte rhythmisiert. Die Zinkblende ist in diesem Stollen meist an Breccien und der Bleiglanz an Störungen gebunden, sie kommen jedoch auch gemeinsam vor, wobei die Erzführung zu den Störungen hin zunimmt. Auf der Abb. 8 ist zu erkennen, dass der Stollen in eine E-Vergente Störung eingetrieben wurde, die bis auf eine Länge von 30 m vererzt war.

Der auf Abb. 10 dargestellte Abbau (☒ 183) ist völlig ausgebeutet. Im Stollen kommen nur noch Eisenoxid-Vererzungen vor, die mit brecciertem Gestein verwachsen sind (Abb. 26).

Die Vorkommen der Biberwiererscharte sind also hauptsächlich an Störungen gebunden, die meistens dolomitisiert, zumindest jedoch brecciert sind. Lediglich an einer Stelle konnte Erz in einer flachen Rinne nachgewiesen werden, wo es schichtig abgelagert wurde.

3.2.4 Schwärzkar

Der Schurf am Nordfuß des Drachenkopfs (☒ 75) folgt einer dolomitisierten, 5–10 m breiten Störungszone (285/65°) im Wettersteinkalk wobei der Dolomitstein bis 4 m tief abgebaut wurde. Am Aufschluss selbst konnte kein Erz nachgewiesen werden; da 100 m SW im Geröll ein Fallstück mit Bleiglanz gefunden wurde (☒ 77) kann mit Sicherheit davon ausgegangen werden, dass sich auch innerhalb des jetzt abgebauten Bereichs Bleierze befanden.

Nördlich des Hinteren Drachenkopf wurde ebenfalls ein Schurf im Wettersteinkalk angelegt (☒ 102). Die Störungszone, welcher der 5 m lange Stollen folgt, ist schwach dolomitisiert. Auf welches Erz der

Abbau erfolgte, konnte nicht festgestellt werden, da die Halde von jungem Hangschutt überdeckt ist. Das Nebengestein ist ein Bioklasten-Rudstone mit Riffdetritus.

Etwa 400 m SE des Schartenkopf konnten im Geröll Proben mit Bleiglanz und Zinkblende gefunden werden (☒ 112), die im Dolomitstein vorkommen. Dabei war das Anstehende nicht aufzufinden. In diesem Zusammenhang sei auf die Funktion von *Silene vulgaris* und *Thlaspi alpestre* als Erzanzeiger hingewiesen, von denen *Silene vulgaris* bei diesem Vorkommen ausschlaggebend für das systematische Absuchen der Geröllhalde war.

Ein weiteres Vorkommen (☒ 113) liegt 150 m weiter NNE, im Hangschutt der Felsenase, die das Schartenkar im SE begrenzt. Der Stollen (s. Abb. 11) folgt einer WNW—ESE streichenden Störungszone (202/80°) im Wettersteinkalk. Im Gegensatz zu den anderen Vorkommen des Schwärzkar handelt es sich jedoch um keine breccierte Störungszone, sondern um ein Störungssystem. Erze, sowie eine Dolomitisierung konnten nicht gefunden werden. In Richtung NE befinden sich allerdings mehrere Schürfe innerhalb des gebankten Wettersteindolomits, wobei die Dolomitisierung hauptsächlich Störungszonen folgt.

Direkt an der Steilwand, die in das Schartenkar hinaufführt, ist der Wettersteinkalk deutlich rhythmisiert (s. Abb. 71). Die jeweils 10—20 cm mächtigen, rhythmisierten Gesteinsbereiche wiederholen sich dort vier mal hintereinander in einem Abstand von 50—130 cm. Bei den nur in ihren Hauptbereichen dargestellten Rhythmiten der Abb. 27 handelt es sich um die mittleren beiden, die 90 cm nördlich und 130 cm südlich von zwei weiteren, mit Dolomitlinsen vergesellschafteten, begleitet werden. Innerhalb dieser Rhythmite befindet sich eine nesterförmige Bleiglanz-Vererzung (☒ 172), die streng an die Rhythmierung gebunden ist. Für die Bleiglanznester konnten Durchmesser zwischen 1 und 3 cm gemessen werden. Begleitet wird die Vererzung von Calcitaggregaten, die in einem bestimmten Abstand von den Erznestern ebenfalls der Rhythmierung parallel laufen.

Erzanzeiger (Feinrhythmierung, Dolomitisierung und *Silene vulgaris*) führten zu einem Erzausbiss im Schartenkar (☒ 171, Abb. 28). Dort ist ein NW—SE streichendes Störungssystem mit Störungsbreccie aufgeschlossen, das dolomitisiert ist und eine schlauch- bis gangförmige Vererzung aufweist. Erzminerale sind Bleiglanz und Zinkblende (als Galmei), die zu Hydrozinkit (in weißen, traubig-nierigen Aggregaten), Cerussit und Hemimorphit verwittern, sowie wenig Eisenoxid. Dabei erkennt man im Großanschliff (vgl. Abb. 29), dass die Zinkblende gelartig ausgeschieden ist, während sich der Bleiglanz im Inneren von gelartigen Rinden anlagerte. An der Fraktur, die das Gestein von links unten zur rechten Bildmitte durchzieht, zeigt sich, dass nach der Abscheidung der Erze eine erneute Bewegung stattgefunden hat. Unter dem Mikroskop ist erkennbar, dass sich zwei Calcit-Generationen bildeten. Die erste besteht aus kurzprismatischen, rhomboedrischen, weißen Kristallen bis 0,5 mm Größe, Generation II hingegen aus langgestreckten, grauen, ditrigonal-skalenoedrischen Kristallen, mit Längen bis zu 1 mm und Durchmessern um die 0,1 mm, die jünger als die Hydrozinkit-Gelbildungen sind.

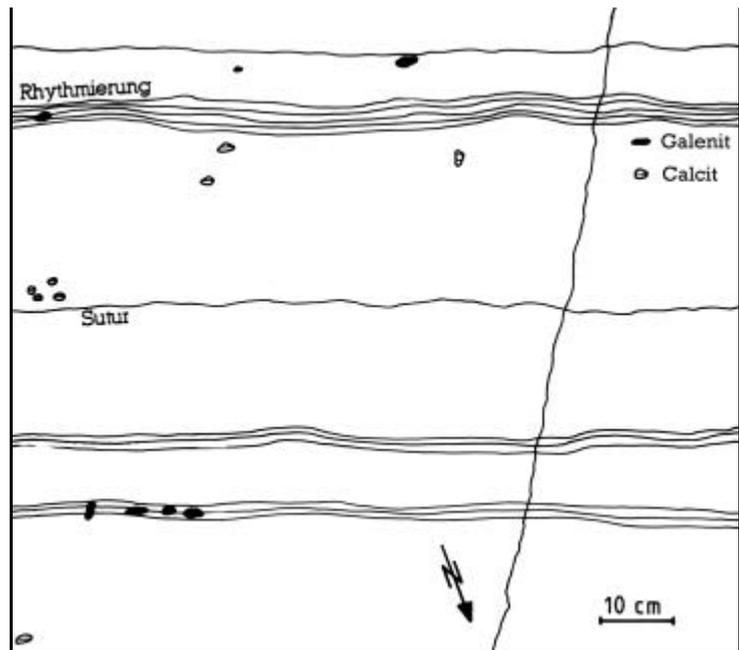


Abb. 27 Feinrhythmierter und dolomitisierter oberer Wettersteinkalk mit an die Rhythmite gebundener Vererzung. Die Rhythmierung wird erosiv herauspräpariert, da die Gesteine unterschiedlich widerstandsfähig sind. Westlich der im Bild zu sehenden Fraktur durchzieht außerhalb des Bildausschnittes eine stark dolomitisierte Störung das Gestein.

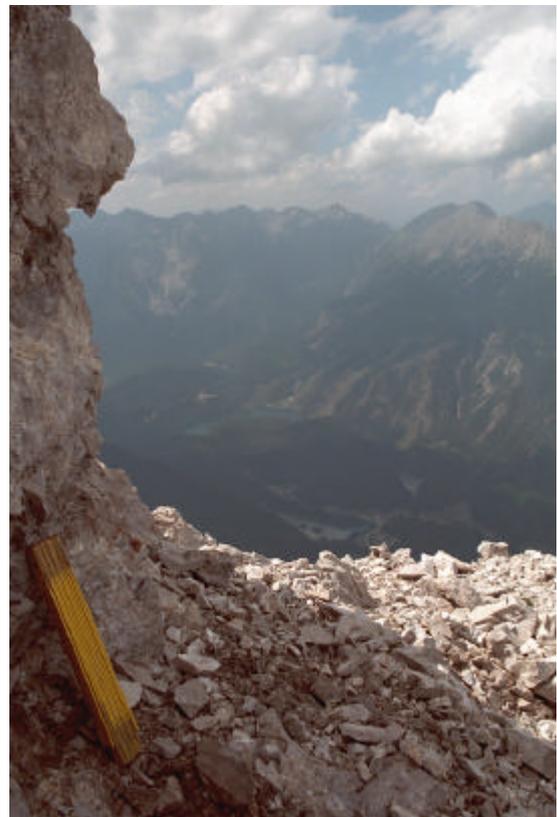


Abb. 28 Erzausbiss im oberen Schartenkar. Die vererzte Störungszone verläuft etwa parallel des Zollstockes unter das Geröll (☒ 171).

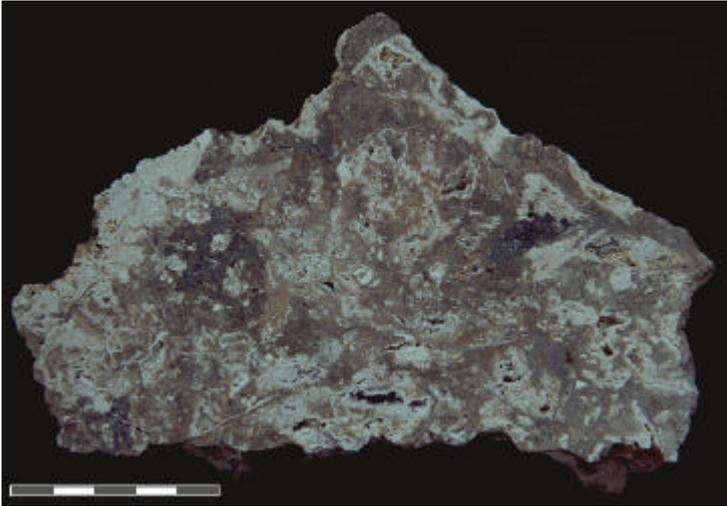


Abb. 29 Galmei und Bleierz vom Erzausbeiß im oberen Scharthenkar (☉ 171).

Am Nordgrat des Scharthenkopfs folgt ein Stollen einer dolomitisierten, WNW—ESE streichenden Störung im Wettersteindolomit (☉ 49). Das Gestein ist dort, ähnlich ☉ 172 im Millimeter- bis Zentimeterabständen rhythmisiert und besteht zum Teil völlig aus Dolomitstein, der an der breitesten Stelle 260 cm mächtig wird. Im NE schließt an die Störung eine 5 cm mächtige Breccie aus Wettersteinkalk an, danach, 60 cm mächtig, ein breccierter Dolomitstein.

Für die Erzvorkommen im Schwärzkar gilt zusammenfassend, dass sie an einfache Störungen, an breccierte und dolomitisierte Störungen, sowie an Rhythmite gebunden sind. ☉ 102 liegt zusätzlich innerhalb der Riffschutzzone des Unteren Wettersteinkalk.

3.2.5 Drachenkar und Grünsteinsee

Die beiden Einbaue NE der Coburger Hütte, auf 1970 m (☉ 66) führen viel Zinkblende und wenig Bleiglanz in einer dolomitisierten Breccie aus hellem Wettersteinkalk, die an einer Störungszone (204/82°) vorkommt. Gangminerale sind Calcit und Dolomit, letzterer zum Teil als Dolomitsteinlinsen wenig unterhalb der Einbaue. Die Vererzung beschränkt sich auf die Zwischenräume der Breccie, in der auch Komponenten mit lagigem Bleiglanz auftreten. Am Ausbeiß des Vorkommens sind die Erze schlauchförmig und als Nester mit Größen bis 10 cm erkennbar. Im Erzanschliff (☉ 66) ist zu erkennen, dass die Räume zwischen den Komponenten der Breccie von Zinkblende, seltener von Bleiglanz ausgefüllt werden. Die Komponenten sind im allgemeinen völlig erzfrei (Komponenten mit geschichtetem Erz kamen im Schliff nicht vor), lediglich an den Korngrenzen kommt es gelegentlich zur Verdrängung des Kalks durch Zinkblende.

Die Fortsetzung dieser Vererzung befindet sich 130 Höhenmeter unterhalb, in den Latschen, wo das Erz in einer vermutlich abgebauten Rinne als Nester mit Durchmesser zwischen 1 und 5 cm ausbeißt (☉ 115, ☉ 114, ☉ 175). Die Rhythmierung des oberen Wettersteinkalk wird durch eine reliefartig

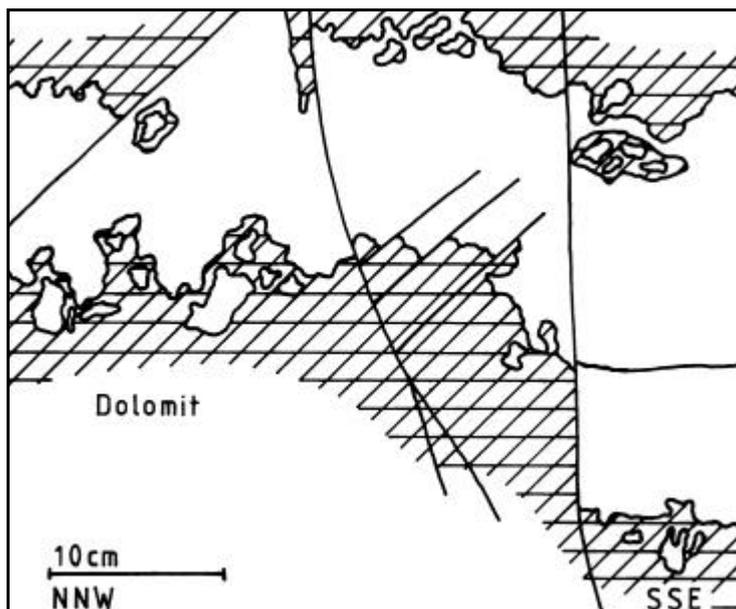


Abb. 30 Beginnende Dolomitisierung im Bereich von Störungen. Die Dolomitisierung schreitet als Dolomitfront voran, wobei sie sich durch Porenvergrößerung neue Wegsamkeiten schafft (☉ 229).

herausgewitterte Dolomitstein-Kalkstein Wechsellagerung (228/62°) nachgezeichnet. Diskordant dazu ist der mit 150° streichende Bleiglanz in das rhythmisierte Gestein eingeschaltet.

Auf den Halden dieser Vorkommen wächst wieder *Silene vulgaris* in größeren Beständen. Auffällig ist, dass der Raublättrige Almrausch (*Rhododendron hirsutum*) dort größere Blütenblätter hat und die gewimperten Blätter rostbraune Punkte besitzen. Dies ist vermutlich auf die erhöhte Schwermetallkonzentration im Gestein zurückzuführen.

Zwei weitere Abbaue liegen auf 2080 m, NE der Coburger Hütte (☉ 40). Eine E—W streichende Störung zwischen Wettersteinkalk und Alpinem Muschelkalk scheint Erze geführt zu haben. Außer Hydrozinkit sind keine Erzminerale mehr auffindbar. *Thlaspi alpestre ssp. calaminare* (Alpen-Hellerkraut) zeigt allerdings einen Erzgehalt in den Halden an (Zei-

gerfunktion von *Th. alpestre* aus TOLLMANN 1986, S. 384). 100 m westlich ist ein kurzer Stollen in der Störungsbreccie aufgefahren (☒ 91), die dort dolomitisiert ist. Limonit kommt in schlierenartigen Aggregaten innerhalb der Breccie vor. Das Nebengestein ist rhythmisiert und weist eine Großoolithstruktur auf.

Etwa 150 m WSW des letztgenannten Vorkommens sind zwei weitere, vollständig verbrochene Stollen, auf deren Halden nur Limonit gefunden wurde. Sie scheinen in einen Störungsbereich vorgetrieben zu sein, da 20 m westlich eine dolomitisierte und ankeritisierte Störungszone im unteren Wettersteinkalk auftritt. Über die Lagerungsverhältnisse kann also genauso wenig, wie bei den vorangegangenen Abbauen Auskunft gegeben werden. Das Haldenmaterial scheint bereits mehrmals durchkuttet zu sein, so dass Primärerze längst verschwunden sind.

Ein WNW streichender Erzausbiss (☒ 95) 300 m südlich des Grünsteinsees, auf den Abbau stattgefunden hat, führt Bleiglanz im rhythmisierten und dolomitisierten, teilweise brecciertem Wettersteinkalk, der in Großoolithausbildung vorliegt. Auf den Halden konnte Malachit, Azurit, Hydrozinkit, Limonit und Dolomit nachgewiesen werden. Der Bleiglanz kommt in zentimetergroßen Schlieren vor, seltener sind Nester in der gleichen Größenordnung.

Weitere, unverritzte Erzausbisse findet man in der Rinne, die vom „Fußballplatz“ nach E verläuft. Das Nebengestein ist wiederum rhythmierter und dolomitisierter Wettersteinkalk (90/32°), an dessen Styliolithen es zur Anreicherung von Eisenoxiden kam, die als Limonitkrusten herauswittern (Abb. 75, ☒ 132). Daneben kommen an Störungen gebundene Bleiglanznester vor, die bis zu 4 cm groß werden (Abb. 31, ☒ 133). In einiger Entfernung zu der Störung lässt die Vererzung bis zum völligen Aufhören nach. Insgesamt hat der vererzte Bereich jedoch eine Mächtigkeit bis zu 10 m und streicht in NW Richtung.

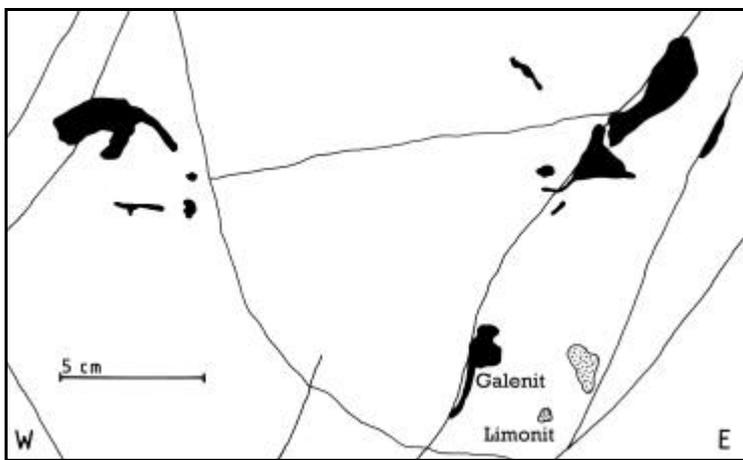


Abb. 31 Galenit, an Störungen im dolomitierten Wettersteinkalk gebunden (☒ 133).

olithen es zur Anreicherung von Eisenoxiden kam, die als Limonitkrusten herauswittern (Abb. 75, ☒ 132). Daneben kommen an Störungen gebundene Bleiglanznester vor, die bis zu 4 cm groß werden (Abb. 31, ☒ 133). In einiger Entfernung zu der Störung lässt die Vererzung bis zum völligen Aufhören nach. Insgesamt hat der vererzte Bereich jedoch eine Mächtigkeit bis zu 10 m und streicht in NW Richtung.

Den Vorkommen im Drachenkar ist gemeinsam, dass sie an dolomitisierte Rhythmite gebunden sind, sowie an Störungsbreccien, die eine Dolomitisierung aufweisen. Die Erze selbst kommen als Nester und schlauch- bis schlierenförmig vor.

3.2.6 Grießspitze

3.2.6.1 Grießspitze Nordwand

Am Einstieg zur östlichen Grießspitze, die über diesen Weg übrigens erstmals von AMPFERER, BEYRER & OHNESORGE begangen wurde, ist auf 2350 m ein Cu-Pb-Vorkommen in einem rötlichen, brecciertem Gestein (☒ 188). Unter dem Mikroskop ist erkennbar, dass Fahlerz und Kupferkiesschlieren durch einen derben Calcit ziehen, der mit Quarz vergesellschaftet sein kann. Das Fahlerz und der Kupferkies verwittern zu Malachit, der als charakteristisches Zeichen dieser Vererzung auffällt. In einem weiteren, wenig nördlich gelegenen Vorkommen gibt es idiomorphe Hemimorphit- und Calcitkristalle in einer Störungsbreccie (☒ 187), die ankeritisiert und dolomitisiert ist. Des weiteren werden die Gesteinsproben von Manganausscheidungen überkrustet (Dendriten).

Westlich des Einstiegs zur östlichen Grießspitze verläuft eine NE—SW streichende Störung (332/83°) mit Cu-Pb-Zn-Erzen (☒ 194). Im Bereich dieser Störung ist der untere Wettersteinkalk stark dolomitisiert. Das ans Brendlkar erinnernde Vorkommen führt neben Spuren von Bleiglanz und Zinkblende auch Hemimorphit, Hydrozinkit, Malachit, Limonit, Ankerit, Calcit und Dolomit. Weiter westlich setzt sich die Cu-Vererzung im unteren Wettersteinkalk fort (☒ 195), wobei festzustellen ist, dass keine Pb-Zn-Erze mehr vorkommen. Des weiteren sind die Oxidationsminerale der Cu-Vererzung nach Westen zu nicht mehr an Dolomitisierung geknüpft. Vielmehr sind sie unregelmäßig in einer größeren Zahl von Einzelvorkommen im Kalkstein verteilt, wo sie durch die Oxidationsminerale Malachit und Azurit auffallen.

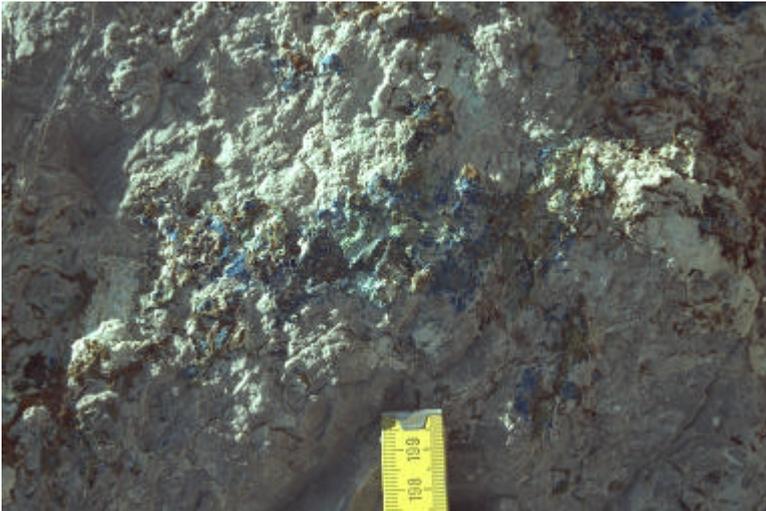


Abb. 32 Azurit, Malachit und Limonit auf einem Geröllblock des Wettersteinkalk (☒ 234).

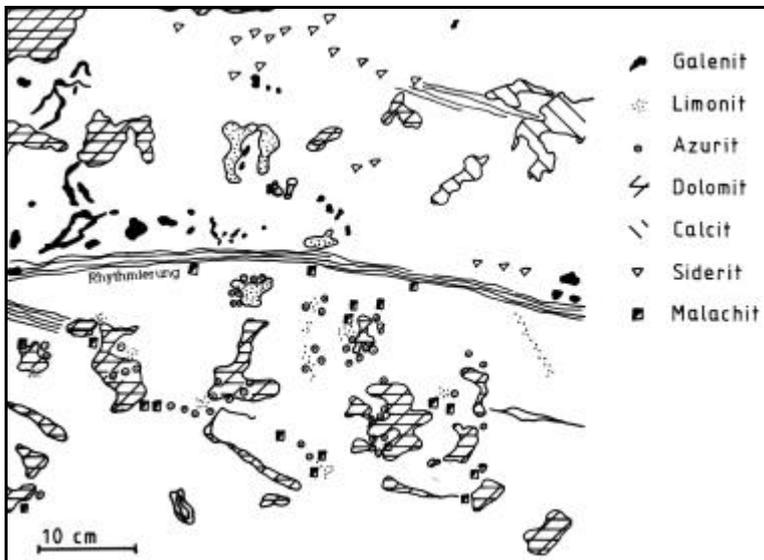


Abb. 33 Deutliche räumliche Trennung der Cu-Fe-Paragenese unterhalb der Rhythmierung und der Pb-Zn-Fe-Paragenese oberhalb der Rhythmierung. Dolomit und Calcit kommen als Durchläufer in beiden Paragenesen vor. Ausschnitt eines Geröllblockes am Weg von der Coburger Hütte zur Grünsteinscharte (☒ 147).

steinkalk gefunden werden (☒ 37). Das Primärvorkommen muss von der westlichen Grießspitze zur Grünsteinscharte liegen. Die Erze treten zudem in einem rötlichen, wabenartigem Gestein auf. Über die Lagerungsverhältnisse kann nichts ausgesagt werden. Die Paragenese lässt den Schluss zu, dass die Vorkommen Hölltörl und Grießspitzen Nordwände praktisch identisch sind.

3.2.6.3 Gamsanger (Gamswannig, Gamswannele)

Es sind keine Beobachtungen möglich gewesen, da der Abbau nicht mehr lokalisierbar war. Verlässliche Angaben anderer Autoren über Lagerungsverhältnisse konnten nicht gefunden werden. SIDIROPOULUS (1980, S. 35) gibt als Erzminerale Zinkblende, Bleiglanz und Pyrit an. Cu-Minerale wurden von SIDIROPOULUS nicht gefunden.

Demnach handelt es sich um eine Pb-Zn-Fe-Paragenese.

In der Geröllhalde unterhalb des Nordwandfußes können drei verschiedene Mineralisationen erkannt werden. Es gibt Gerölle, die deutlich die Cu-Vererzung zeigen, wie sie auch im Anstehenden auftritt. Daneben gibt es Fallstücke, die ausschließlich aus Bleiglanz und Wettersteinkalk bestehen und zuletzt Limonitknollen. Abb. 32 zeigt den Ausschnitt eines größeren Geröllblockes mit Cu-Pb-Fe-Vererzung (☒ 147), dessen dazugehörige Zeichnung Abb. 33 zeigt.

Auffälligstes Merkmal dieses Geröllblockes, und auch der Aufschlüsse im Anstehenden ist, dass die Cu-(Pb)-Vererzung von der Pb-Zn-Vererzung räumlich getrennt ist. Diese Situation stellt auch Abb. 33 dar. Direkt an der Rhythmierung endet die Cu-Erzführung und es beginnt die Pb-Vererzung. Lediglich die Oxidationsminerale des Eisen (Limonit) sowie Dolomit und Calcit erweisen sich als Durchläufer. Aus der Abbildung kann das Auftreten des Bleiglanzes in kleinen Schläuchen und Nestern entnommen werden.

Zusammenfassend gilt, dass die Cu-(Pb) Vererzung gemeinsam mit einer leichten Dolomitisierung eingesprenkt im Gestein vorkommt, ohne, abgesehen von einem Vorkommen (☒ 187), Beziehungen zu Störungen aufzuweisen. Die Pb-Zn-Vererzung ist an Rhythmite sowie an Dolomitisierung geknüpft.

3.2.6.2 Hölltörl

Am Hölltörl konnten lediglich Fallstücke von Malachit, Azurit und Limonit mit Dolomitkristallen im stark becierten und dolomitisierten Wetteroberhalb, in der Steilwand des Grates

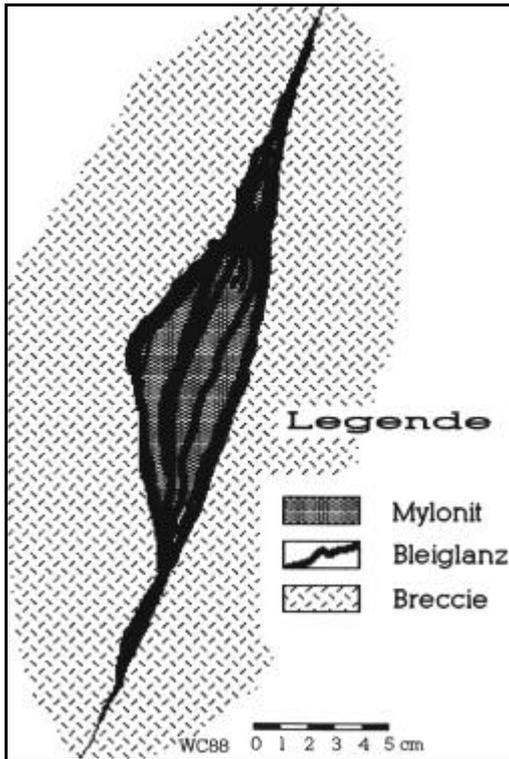


Abb. 34 Mylonitisierte und vererzte Störung.

Igelskars entspricht. An Störungen sind die Erze schlauchförmig ausgebildet und 1–5 cm mächtig (s. Abb. 34).

Ergebnis der Betrachtungen ist, dass die Erze innerhalb einer durch Verkarstung erweiterten Störung an Kluffüllungen gebunden vorkommen, sowie abseits dieser verkarsteten Störung wiederum als Erz-Mylonit in Störungen auftreten („ausgewalztes Erz“).

3.2.7.2 Tajakopf S

Es kommen auf den kleinen Halden, sowie in den Stollen Blei- und Zink-Erze vor, die stets an Störungen oder Breccien gebunden sind (☒ 136, ☒ 137, ☒ 138, ☒ 139, ☒ 231). An Sekundärmineralen konnten Limonit und Hydrozinkit bestimmt werden, während Gangmittel ausschließlich Calcit zu sein scheint. Das Nebengestein, oberer Wettersteinkalk, ist in der Umgebung der Vorkommen rhythmisiert und dolomitisiert, teilweise kommen Dolomitsteinbänke vor. Einige Vorkommen beißen über Tage aus.

Auf der Abb. 13 ist die Lagerung der Vererzung, sowie das Auftreten vier verschiedener Formen zu erkennen. Längs der Störungen hat sich Erz entsprechend der Abb. 34 gebildet, das im Durchschnitt 2 cm mächtig wird. Davon ausgehend ziehen Erzschläuche in das brecciierte Gestein, die ebenfalls Mächtigkeiten um die 2 cm haben (die Mächtigkeiten der Abb. 13 sind geringfügig zu stark dargestellt). Zur Bestimmung der reellen Werte sind von den Breiten in der Abbildung jeweils 0,5–1 mm abzuziehen). Eine dritte Erscheinung sind Erze, die Calcitaggregate umschließen, zum Teil im Calcit selbst vorkommen (Abb. 35). Schließlich gibt es unregelmäßig verteilt Bleiglanz in Spuren (Nester), der im Gestein auftritt. Die Größen dieser Nester liegen meist unter 1 cm.

Beim Vergleich der Ergebnisse des gesamten Vorkommens Tajakopf S ergibt sich ein Generalstreichen der Vererzung von NE nach SW, wobei allerdings auch in anderen Hauptrichtungen Vererzungen auftreten (vgl.

3.2.7 Tajakopf (Toyakopf)

3.2.7.1 Tajakopf W

Am südlichen der zwei Vorkommen des Tajakopf W (☒ 142, ☒ 232) sind auf den Halden Bleiglanz, Zinkblende, Cerussit, Hydrozinkit, Hemimorphitkristalle, Calcit und Dolomit in einem weißen Dolomitstein des oberen Wettersteinkalk auffindbar. Daneben sind im anstehenden Fels rotbraune Breccien erkennbar, in denen Eisenoxide und Limonitknollen vorkommen. Da die Stollen verbrochen sind, kann über Lagerungsverhältnisse dieses Abbaues nichts ausgesagt werden.

Anders zeigt sich die Situation bei den nördlich gelegenen Stollen, die im oberen Wettersteinkalk längs einer E–W streichenden, mindestens 23 m langen, stark verkarsteten, nordvergenten Störung (000/80°) aufgefahen sind. Besonders im unteren Stollenniveau und den Verbindungen zur Zwischensohle gibt es Verkarstungserscheinungen. Die durchschnittlich 50 cm breite Kluft war mit einer feinkörnigen, teilweise mit schwarzen Tonen und Mergeln vermengten Breccie gefüllt („schwarze Breccie“ oder „edle Fläche“ der Bergleute, vgl. TAUPITZ 1954). In einem 4*2*2 m großen Hohlraum des oberen Niveaus sind Reste eines leicht zerreibbaren, gelblichbraunen, hauptsächlich aus Hydrozinkit bestehenden Gesteins vorhanden, das dem der Spaltenfüllungen im Oberbau-Stollen des

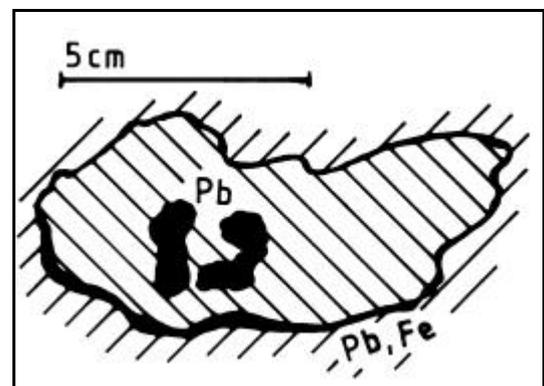


Abb. 35 Bleiglanz und Limonit umgeben ein Calcit-Aggregat, das wiederum Bleiglanz einschließt. Rechtsschraffur: Calcit; Linksschraffur: Wettersteinkalk; Pb: Bleiglanz; Fe: Limonit.

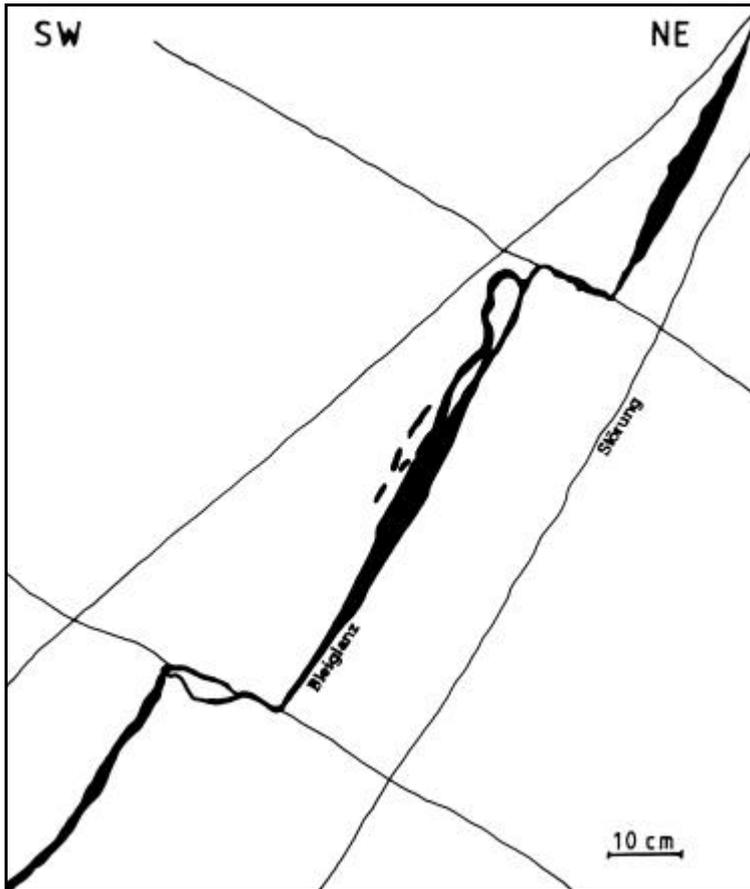


Abb. 36 An Störung gebundene Vererzung SE des Hinteren Tajakopf (✱ 152).

weg und vertauben im Gestein. Auffallend ist wiederum, wie eng das Erz an die Störungen gebunden ist. Diese Situation verdeutlicht die Abb. 36. Der teilweise ausgewalzte, mit Mylonit vorkommende Bleiglanz ist streng an eine etwa E—W streichende Störung gebunden, die durch jüngere Störungen versetzt wird. Ganz ähnliche Situationen finden sich auch in den anderen Abbauen des Tajakopf E. Des weiteren gibt es Vorkommen, die an Karsterscheinungen geknüpft sind. Das Erz kommt dort in einem

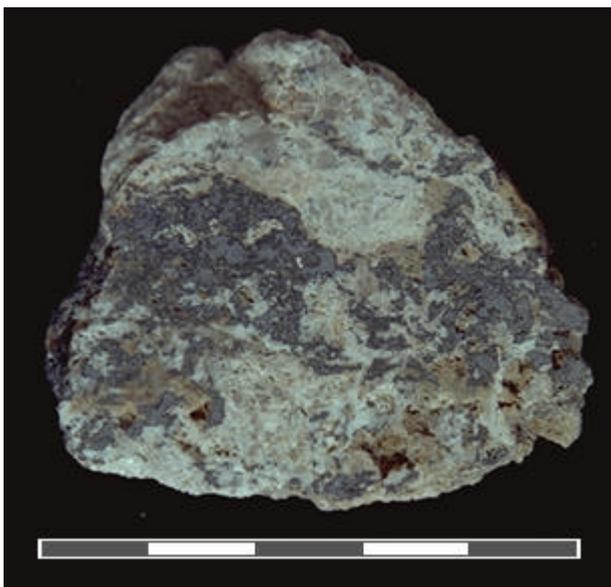


Abb. 37 Bleiglanz und Limonit in einer stark zerriebenen Störungsbreccie aus Wettersteinkalk. Maßstab: 5 cm.

Störungsrose Abb. 88 mit Abb. 13). Dies soll jedoch nicht bedeuten, dass die Störungen der Richtung 125°—140° als „Erzbringer“ angesehen werden können! Die Erze sind an Störungen sowie Störungsbreccien gebunden und kommen als Schläuche und Nester vor.

3.2.7.3 Tajakopf E

An primären Erzen wurden Bleiglanz, Zinkblende (z.T. als Schalenblende) und Galmei gefunden, deren Lagerungsverhältnisse unten geschildert werden. Sekundärminerale sind Hemimorphit, Hydrozinkit, Cerussit, Descloizit (letzteres nach GERMANN 1963, S. 73) und Limonit. Das Gangmittel wird gebildet aus Dolomit und Calcit mit gelegentlichen eingewachsenen Quarzkristallen. Das Nebengestein ist Wettersteinkalk, der stark dolomitisiert und im Bereich von Störungen brecciiert ist. Beim Auftreten von Dolomitstein ist der Wettersteinkalk häufig rhythmisiert, was von zusammen mit *Silene vulgaris* (s. Abb. 14) als Anzeiger eines Vorkommens verwendbar ist.

Die Erze kommen in Schläuchen und Nestern vor, die bis zu 10 cm mächtig werden. Die Schläuche beginnen oft an Störungen, verlaufen saiger von ihnen

weißen, leicht zerreibbaren, tonigen, zwischen 1 und 5 m mächtigen Letten vor, wo es Nester und Schläuche ausbildet (✱ 153).

Abb. 37 (♀ 153) zeigt eine fein zerriebene Breccie (Ø der Komponenten 0,3 und 0,5 mm) mit unregelmäßig eingelagertem Bleiglanz, der von braunem Limonit und Pyrit umgeben ist.

Im Erzanschliff ist zu erkennen, dass die Vererzung auf die Zwickelfüllungen der Komponenten beschränkt bleibt (♂ 157). Die Zinkblende weist verschieden starke Reflexionen auf, was auf unterschiedliche Fe-Gehalte hinweist. Randlich ist der Bleiglanz verwittert.

Die Vorkommen des Tajakopf E zeigen somit äquivalente Anzeichen der beiden anderen Vererzungen des Tajakopf, nämlich an Störungen und Breccien gebundene Vererzung mit Auftreten von Karsthohlräumen, die mit tonigem Material gefüllt sind, in dem schlauchförmige Erze auftreten. Die Erze stehen außerdem in engem Kontakt mit einer Dolomitisierung des Wettersteinkalk.

3.2.8 Brendlkar (Brandlkar, Mursee)

Innerhalb eines stark dolomitisierten und ankeritisierten unteren Wettersteinkalk kommen in einer schwachen Vererzung hauptsächlich Cu-Mineraie vor. Charakteristisch sind Malachit und wenig Azurit sowie in einigen Hohlräumen (bis 20 cm Länge) Hemimorphit und Smithonit mit sattelförmigen Dolomit-II- und Dolomit-III-Rhomboedern (Tab. 6). Daneben kommen Calcit, bis zu 15 cm große Limonitaggregate und Quarzkristalle vor. Da der Schacht verschüttet und der Stollen verbrochen sind, ist es nicht möglich, Aussagen über die Lagerungsverhältnisse der dolomitisch-ankeritischen Erzkörper zu machen. Die Verwitterung hat den gesamten Gesteinskomplex so stark zerstört, dass auch durch Haldenmaterial über Lagerung nichts gesagt werden kann. Ein Großteil der Handstücke ist allerdings brecciiert, was darauf schließen lässt, dass der Erzkörper in einer dolomitisierten Breccie des Wettersteinkalk vorkam. GERMANN (1963, S. 77) konnte erzmikroskopisch Neodigenit, Kupferglanz, Covellin, Tenorit, Cuprit, gediegen Kupfer und Spuren von Enargit und Fahlerz nachweisen.

Somit handelt es sich bei dem Vorkommen um eine Cu-Fe-Vererzung in einer dolomitisierten und brecciierten Zone.

3.2.9 Igelskar (Negelseekar, Egelseekar, Siglseekar)

Die drei Vorkommen im Igelskar (Hermann-Stollen, Welsches Loch und Oberbau-Stollen) liegen zwar alle im Wettersteinkalk, dennoch unterscheiden sie sich grundsätzlich. Im gesamten Verlauf des Hermann-Stollens wurden keine Erze angefahren. Dieser Stollen diente lediglich der Unterfahrung der hochgelegenen, erzhöflichen Baue (Oberbau-Stollen, Abb. 39).

Im Oberbau-Stollen hingegen wurden zwei „Klüfte“ abgebaut, die Galmei und wenig Bleiglanz enthielten. Sekundär kommen Hydrozinkit, Hemimorphit, Cerussit und Calcit vor. LANDGRAEBER (1927, S. 427) führt außerdem Boulangerit, Bournonit und gediegen Silber auf, die jedoch „kaum oder fast gar nicht angetroffen sind“.

Die „Klüfte“ sind Karstbildungen, da die Begrenzungen Zeichen von Verkarstung aufweisen. Bei Stollenmeter 39,6 beginnt die erste verkarstete Kluft, die bereits im Mittelalter abgebaut wurde (Abb. 38). Sie ist im Durchschnitt 5–6 m breit und etwa 30–40 m hoch, wobei sie sich von unten nach oben weitet. Das Erz kam in einem weichen, weißen, hauptsächlich aus Hydrozinkit und Hemimorphit bestehenden Gestein vor. An der mit 50° nach NW einfallenden Störung ist das Gestein stark brecciiert und rötlich gefärbt. Die gleiche Situation findet sich im SE Querschlag, der bei Stollenmeter 53,0 abzweigt. In der Hauptstrecke, die weiter nach E und SE aufgefahren wurde, ist kein Erz mehr vorhanden. Der Querschlag folgt zuerst 11 m zwei nach SW einfallenden Störungen mit Spiegelharnischen, um dann eine vollständig abgebaute, verkarstete Kluft zu erreichen, die etwa 5 m hoch, 10 m breit und ebenso lang ist.

Von dort geht ein Schacht, der kein Erz aufgefahren hat, über eine Richtstrecke 150 m tiefer. Nach 40 m zweigt vom Schacht eine Strecke nach W ab, die in einem mergeligen Tonstein aufgefahren wurde, der auch kurz vor dem Verbruch im Hermann-Stollen, am oberen Ende des Bremsbergs, ansteht. Diese, den Partnachmergeln ähnelnden, mergeligen Tonsteine scheinen in die südliche Aufschiebung eingespant zu sein und streichen parallel der 2000 m Hauptstrecke. Nach 70 m knickt die Hauptstrecke der 2000 m Sohle in Richtung NE ab und verläuft wieder im Wettersteinkalk. Bei 23, 41 und 83 m wird die Strecke von 10–50 cm breiten Klüften gekreuzt, an denen während großer Wasserzufuhr gelblicher Ton in die

Strecke eindringt. Dies zeigt, wie tiefgründig die Verkarstungen reichen, da die Oberfläche an dieser Stelle etwa 200–300 m höher liegt! Nach 96 m geht die 2000 m Strecke in einen 15–25° steilen, 63 m langen Aufbruch über. 13 m vor dessen Ende zweigen im

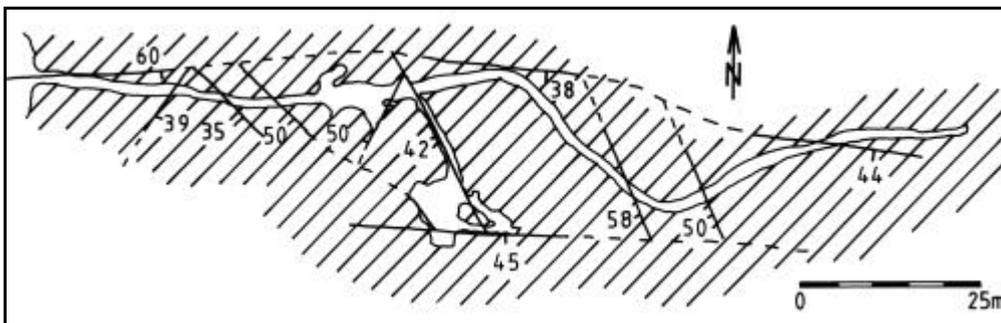


Abb. 38 Grundriss der 2040 m Sohle des Oberbau-Stollens im Igelskar mit vereinfachter strukturgeologischer Karte. (Grubenaufnahme: B. KIEGELE, E. MÜLLER, Ch. WOLKERSDORFER; 1987/88)

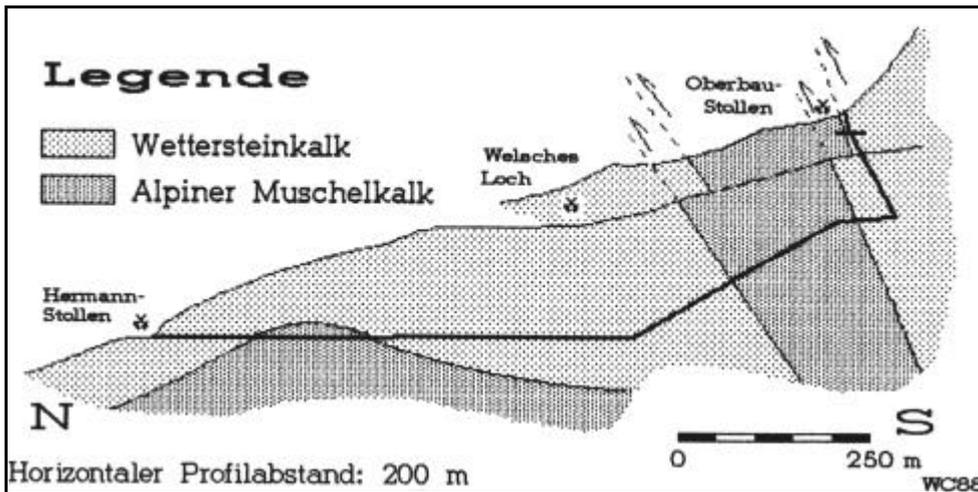


Abb. 39 Saigerriß durch den Bergbau im Igelskar. Der Hermann-Stollen (1745 m) und der Oberbau-Stollen (2040 m) verlaufen zum Großteil im Wettersteinkalk. Eingezeichnet sind nur wichtige Aufschiebungen.

Wettersteinkalk der 2017 m Sohle zwei Querschläge nach E und W ab, ohne sichtbare Erzmen- gen aufgeschlossen zu haben. Erstmals finden sich wieder auf der 2020 m Sohle Erze. In einem 2 * 5 * 3 m großen Abbauraum tritt ein braunrotes, leicht zerreibbares Ge- stein auf, das Blei- glanz-Schnüre und -Schläuche sowie vereinzelte kleine Nester bis 1 cm Grö- ße aufweist. Zwei kurze Richtstrecken

in der Nähe dieser Kammer stehen ebenfalls in diesem erzführenden Gestein. Ein bergmännisch ge- schaffener Hohlraum mit 6 m Höhe auf der 2020 m Sohle zeigt an den Wänden Verkarstungserscheinun- gen an. Da dieser im Streichen der vorgenannten Abbaukammer liegt, scheinen auch diese tiefer lie- genden Vererzungen an Karsthohlräume gebunden zu sein.

Allerdings gibt es auf der 1030 m Sohle, die aus einem 5—15 m hohen und 6 m breiten Abbauraum besteht, Hinweise darauf, dass auch Störungen und Störungsbreccien Erz enthielten, da die Bergleute an dieser Stelle 15 m hoch einer Störung folgten. Erz konnte keines gefunden werden.

Anders sind die Verhältnisse am Welschen Loch (☒ 238), wo das Erz an der Oberfläche ausbeißt. Dort existieren vererzte, dolomitisierte Breccien, sowie ein dunkler, geschichteter Mudstone, in denen die Blei- und Zinkerze auftreten. Das Nebengestein ist rhythmierter Wettersteinkalk mit Großoolithstruktur.

In dem etwa 2 m nach Norden abzweigenden Stollen des 4 m tiefen Schachts kommt in einer Störungs- zone Bleiglanz vor, der bis zu 5 cm mächtig wird. Auf den Halden erkennt man vor allem vererzte Breccien in denen die Erzlösungen bevorzugt an den Grenzbereichen der Komponenten wanderten. Sowohl der Bleiglanz als auch die Zinkblende kommen in den Breccien ausschließlich an den Trennflächen vor. In keinem Anschliff konnte beobachtet werden, dass die Vererzung auch in die Komponenten hinein- greift. Vielmehr bleibt die Erzführung auf die permeableren Zwischenräume begrenzt (Abb. 40, Abb.

41, ☒ 238). Daneben existieren Blei- und Zinkerze auch in Schläuchen und Nestern bis 5 cm Durchmesser.

Die Zinkblende hat dunkelbraune und rötli- che bis gelbe Farben und zeigt mitunter Aus-

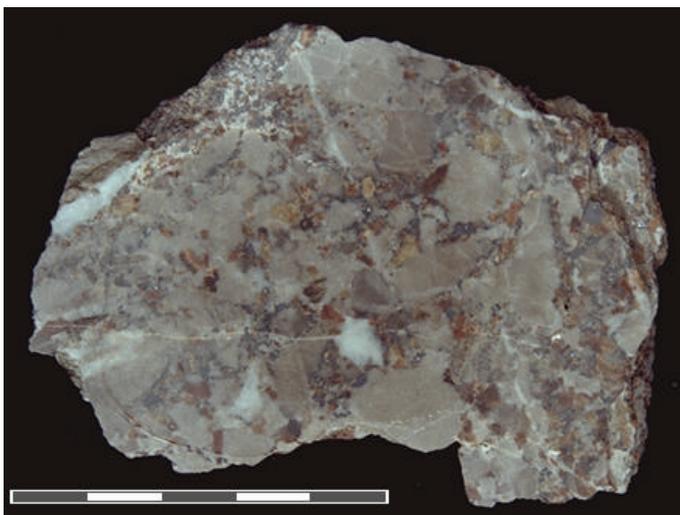


Abb. 40 Längs Korngrenzen vererzte Breccie aus Wetter- steinkalk. Zinkblende: dunkelbraun bis gelb, Blei- glanz grau (☒ 238b). Maßstab: 5 cm.

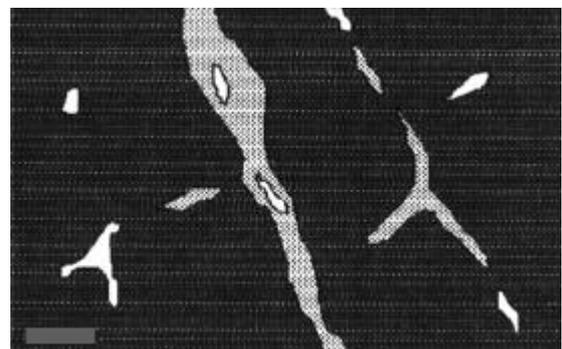


Abb. 41 Erzanschliff des nebenstehenden Ge- steins. Maßstab: 1 mm; weiß: Bleiglanz; grau: Zinkblende; schwarz: Nebenge- stein (☒ 238).

bildung als Schalenblende. Der Bleiglanz ist häufig idiomorph ausgebildet. Während die häufigere Zinkblende meist in den dunklen Gesteinen auftritt, ist der Bleiglanz meist in den hellen Kalken vorhanden. Beide gemeinsam kommen in den hellen Breccien vor. Sekundärminerale sind Dolomit, Calcit, Hydrozinkit, Hemimorphit und Greenockit. Auf den Halden wächst *Silene vulgaris* als Erzanzeiger.

3.2.10 Schwarzbachkar (Wildes Kar)

Da der Abbau nicht mehr lokalisierbar ist, sind keine Beobachtungen möglich gewesen.

3.2.11 Ehrwalder Alm

Da der Abbau nicht mehr lokalisierbar ist, sind keine Beobachtungen möglich gewesen.

3.2.12 Immaplatte (Immensee-Stollen)

Da der Schacht und der Stollen verbrochen sind, kann über die Lagerungsverhältnisse des Vorkommens nichts gesagt werden. Auf den Halden finden sich Ankerit, Malachit und selten Azurit. Bleiglanz ist bisher nur aus einem Einzelfund bekannt, Zinkblende konnte nicht gefunden werden. Daneben kommen Quarz, Calcit und Limonit vor. Die Einbaue befinden sich in einer Störungszone aus stark dolomitisiertem und ankeritisiertem Wettersteinkalk (Dolomitisierung I), in dessen Kleinhöhlen ($\varnothing 1\text{--}2\text{ cm}$) frei ausgebildete Dolomitzkristalle der Generationen II und III vorkommen, über deren typischste Kennzeichen Tab. 6 einen Überblick gibt. Die starke Verwitterung des Haldenkörpers lässt Aussagen über primäre Erzgefüge leider nicht zu. Im allgemeinen fallen die Ähnlichkeiten mit dem Vorkommen Brendlkar (Kapitel 3.2.8) auf, das die gleiche Paragenese hat.

Am Immensteig, dem Weg durch die Seebenwände zur Immenplatte, gibt es einige „Löcher“ im Bereich einer WNW—ESE streichenden Störung, bei denen es sich möglicherweise um Schürfe handelte. Erz konnte keines gefunden werden.

Das Vorkommen der Immenplatte (✂ 244) kann abschließend als eine an einen dolomitisierten Störungsbereich gebundene Fe-Cu-(Pb) Vererzung beschrieben werden.

Generation	Farbe	Ausbildung
I	Braun	Gestein
II	Gelb	sattelförmige Kristalle
III	weiß	Rhomboeder

Tab. 6 Wichtige Kennzeichen der Dolomitgenerationen I—III des Immensee-Stollens.

3.2.13 Seeben

Zu den Erzen waren keine Beobachtungen möglich, da in den drei Stollen des Bereichs Seeben kein Erz nachgewiesen werden konnte.

Der Stollen bei Aufschluss ✂ 125 (vgl. Abb. 18) verläuft längs einer WNW—ESE streichenden Störung ($25/81^\circ$) in stark brecciertem Wettersteinkalk, der innerhalb des Störungsbereichs rötliche Schlieren aufweist und dolomitisiert ist. Im Dünnschliff (□ 125) handelt es sich um einen gleichkörnigen Crinoiden-Mudstone ($\varnothing 0,05\text{ mm}$) mit Druck-Lösungs-Suturen, an denen es zur Anlösung von Crinoiden kam. Daneben kommen Schalenreste mit Fasercalcit vor. Idiomorphe Dolomitzkristalle ($\varnothing 0,2\text{ mm}$) zeigen auch im Dünnschliff die Dolomitisierung des Gesteins an. Der Wettersteinkalk ist nördlich und südlich der Störung undeutlich gebankt und ist dort von vielen Calcitklüften durchzogen. Etwa 100 m NE des Stollens sind rötliche Dolomitsteinlinsen mit Mächtigkeiten bis zu einem Meter aufgeschlossen (✂ 126).

Der Einbau N des Seebensees (✂ 129) folgt ebenfalls einer WNW-ESE laufenden, nahezu senkrechten Störung in einem dolomitisierten Wettersteinkalk mit rötlichen Schlieren. Eine Horizontalstörung im Stollen selbst ist etwa 2 cm mächtig mit Letten gefüllt.

Ein dritter Stollen befindet sich am Nordanstieg zur Sonnenspitze (✂ 197). Auch dort fand der Abbau innerhalb einer breccierten Störungszone des Wettersteinkalk statt. Vermutlich ist diese Störung mit der von ✂ 129 identisch, da die zwei letztgenannten Stollen auf einer WNW—ESE verlaufenden Linie liegen (vgl. Anlage 3).

Zusammenfassend gilt für die drei genannten Stollen im Seeben, dass sie alle auf dolomitisierten Störungszonen mit brecciertem Wettersteinkalk umgingen.

3.3 Die Genese der Erzkvorkommen

Immer wieder versuchten Wissenschaftler, neue Erkenntnisse ihres Arbeitsgebiets auf andere Regionen der Erde zu übertragen. Das gilt für die Geowissenschaften genauso, wie für andere Wissenschaftszweige. Besonders deutlich zeigt sich diese „fortschreitende Erkenntnis“ am Beispiel der Plattentheorie, deren Durchbruch in den 80er Jahren unseres Jahrhunderts stattfand. Ganz ähnlich ist es bei der Genese der Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typs, die heute zu den bedeutendsten fördernden Lagerstätten der Welt gehören. Einen Überblick über die Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen, deren Entstehungstheorien, sowie eine Diskussion dieser Theorien für das Mieminger Gebirge geben die folgenden Kapitel.

3.3.1 Die Vererzung im westlichen Mieminger Gebirge – ein Vorkommen des Mississippi-Valley-Typs

Trotz des nahezu weltweiten Auftretens von Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen, trotz ihrer großen ökonomischen Bedeutung, gehören die Vorkommen des Mississippi-Valley-Typs zu den in ihrer Genese am wenigsten verstandenen Erzkvorkommen überhaupt. Tab. 7 zeigt die Situation, in der sich die Forschung der Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten befindet. Obwohl diese Vorkommen in den vergangenen Jahren wie keine anderen das Ziel von Forschungen waren, obwohl es für kein Vorkommen so viele Theorien gab, wie für die des Mississippi-Valley-Typs, gibt es keine anderen Vorkommen, deren Genese so umstritten ist, wie diese.

Genese vollständig bekannt	Placer Au, evaporites Laterites Magmatic Sulfides Phosphorites Banded Iron Formation Volcanogenic massive sulfides Porphyric Cu-Mo Epithermal Au-Ag Sandstone U Sedimentary Mn Podiform Chromite Mississippi-Valley Pb-Zn Sedimentary Exhalative Zn-Pb Kipushi Cu-Pb-Zn Coer d'Alene Franchin Furnace Olympic Dam	Genese unbekannt
Verhältnis des bereits gegebenen Aufwandes zu noch notwendigem		

Tab. 7 Vergleich des relativen Verständnisses einiger wichtiger Lagerstätten-Modell-Typen (nach COX & SINGER 1986, S. 10)

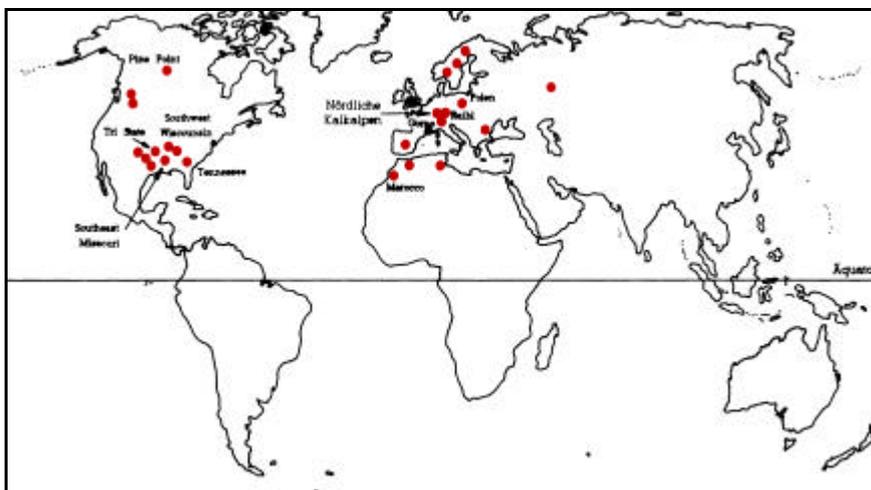


Abb. 42 Weltweites Vorkommen der bisher bekannten Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typ

Um sich über das Für und Wider bestimmter Theorien Gedanken machen zu können, ist es erst einmal notwendig, zusammenzufassen, was überhaupt die Gemeinsamkeiten der Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten sind. Aus der Abb. 42 ist das weltweite Auftreten von Erzkvorkommen des Mississippi-Valley-Typs ersichtlich. Größte Bedeutung fällt heute den Lagerstätten im Südosten der Vereinigten Staaten zu, namentlich dem Tri-State District, dem Lead Belt Südost Missouri und dem Gebiet im Südwesten Wisconsins.

Inwieweit die Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen der arktischen Inseln und Grönlands, die von australischen Geologen bearbeitet wurden (De GEOFROY & WIGNALL 1987, S. 283—303), in Zukunft an Bedeutung gewinnen können, hängt von der Entwicklung des Weltmarktes ab. Die europäischen Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten haben zwar eine regionale bis nationale Bedeutung, für den Weltmarkt spielen sie jedoch nur eine geringe Rolle.

In der Arbeit von COX & SINGER (1986) über Modelle von Minerallagerstätten ist die kompakteste Definition einer Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätte wiedergegeben:

Descriptive Model of Southeast Missouri Pb-Zn (model 32a)

Stratabound, carbonate hosted deposits of galena, spalerite and chalkopyrite in rocks having primary and secondary porosity, commonly related to reefs on paleotopographic highs. Rock Types is dolomite, locally ore bodies occur in sandstones, conglomerates and calcareous shales. Calcarenites are most common lithology. Tidalites, stromatolite finger reefs, reef breccias, slump breccias, oolithes, crossbedding, micrites are the textures.

Host rocks are shallow water marine carbonates, with predominant facies control by reef growing on flancs of paleotopographic basement highs. Depeposits commonly occur at margins of clastic basins.

Ergänzend zu diesem beschreibenden Modell sei auf die Abb. 43 verwiesen, der die Stellung der Vererzung im Gesteinsverband entnommen werden kann.

SAWKINS (1984, S. 201) stellt die Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten in eine Untergruppe von „Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits in Relating to Rifting“, worin die Vorkommen der Alpen („Alpine-type deposits“) und der Irlands („Irish-type deposits“) als weitere Untergruppen auftauchen. Da SAWKINS im Gegensatz zu COX & SINGER von einer plattentektonischen Gliederung der Erzvorkommen ausgeht, mag diese Unterteilung sinnvoll sein. Es soll hier nicht auf die Vor- und Nachteile der verschiedenen Gliederungsmöglichkeiten eingegangen werden. Die Unterteilung SAWKINS (1984) ist jedoch insofern bedenklich, als verständlicherweise jedes Vorkommen Eigenheiten aufweist, die eine Abgliederung zu anderen möglich machte. Solche Vorgehensweise führt zu dem bereits in der Einleitung angesprochenen Problem der „nationalen“ Gliederung von Erzvorkommen und einem entsprechenden Durcheinander. Schon 1959 bemerkt OHLE (zitiert aus GUILBERT & PARK 1986):

... a principal thesis ... is that there is so much similarity in all these deposits that it seem necessary for all of them to have had a similar mode of origin, whatever that might be. Variations in shape, size, and mineralogy of the orebodies give each district some individuality, but there are enough of the „typical“ characteristics present in all cases to make classifications in the Mississippi Valley type agreeable to many geologists.

Die Gemeinsamkeiten aller Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen der Erde wurden bereits von COX & SINGER (s.o.) charakterisiert. Während der Geländearbeiten zeigte sich, dass die typischen Merkmale für Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen auch für die der Westlichen Mieminger Berge zutreffen. Besonders auffällig sind das Auftreten der Erze im Zusammenhang mit der Dolomitisierung, der Breccierung, den Hohlräumfüllungen sowie dem nahen Sedimentbecken. Das Fehlen eines nahen Intrusionskörpers war für die Vorkommen der Kalkalpen lange Zeit das Problem zur Klärung der Genese überhaupt. Die Betrachtung sämtlicher Blei-Zink-Vorkommen des Mississippi-Valley-Typs in Europa ergibt außerdem eine große Flächenerstreckung, der eine geringe Teufenerstreckung gegenüber steht. Auch das stratiforme Auftreten der Erzhorizonte ist hinreichend bekannt. Wenngleich im Gebiet der Kalkalpen bisher keine Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen vorliegen, so kann doch davon ausgegangen werden, dass die dadurch gewonnenen Ergebnisse mit denen aus den Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten der Vereinigten Staaten übereinstimmen würden. Für die Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätte Les Malines (SE französisches Zentralmassiv) haben jedoch RAMBOZ & CHAREF (1988) Studien an Flüssigkeitseinschlüssen durchgeführt und zur Klärung der Genese beigetragen. Dabei wurden die Untersuchungen von Lagerstätten des Tri-State Gebietes bestätigt.

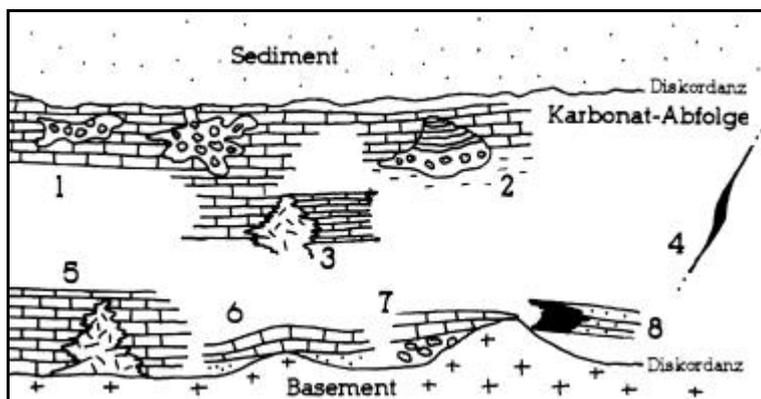


Abb. 43 Darstellung der verschiedenen geologischen Stellungen, in denen an Karbonate gebundene Blei-Zink-Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typ vorkommen (verändert nach SAWKINS 1984 und CALLAHAN 1967). 1: Lösungs-Einsturz-Breccie in Verbindung mit Karsterscheinungen an der Oberfläche; 2: Einsturzstrukturen; 3: Fazieswechsel mit und ohne Riff an der Grenze; 4: Weitungszone an Störungen; 5: Riffkörper; 6: Kuppe mit Sandsteinauskeilung; 7: Hangschutt oder Auskeilen von Schichten; 8: Vorkommen in Tonsteinfolgen.

Wenngleich im Gebiet der Kalkalpen bisher keine Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen vorliegen, so kann doch davon ausgegangen werden, dass die dadurch gewonnenen Ergebnisse mit denen aus den Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten der Vereinigten Staaten übereinstimmen würden. Für die Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätte Les Malines (SE französisches Zentralmassiv) haben jedoch RAMBOZ & CHAREF (1988) Studien an Flüssigkeitseinschlüssen durchgeführt und zur Klärung der Genese beigetragen. Dabei wurden die Untersuchungen von Lagerstätten des Tri-State Gebietes bestätigt.

Tatsächlich treten die Vorkommen des Westlichen Mieminger Gebirges in enger Verbindung mit Riffstrukturen

und Beckenbildungen auf. Der Arbeit BECHSTÄDT & MOSTLERS zufolge waren die drei postulierten Riffe des Mieminger-Wettersteingebirges von mehr oder weniger großen Becken umgeben. Außerdem zeigen die Erzproben sehr häufig eine Breccierung sowie ein gemeinsames Vorkommen mit Störungen an. Sowohl im Oberbau-Stollen und Vorkommen Tajakopf Nord, als auch im Schachtkopf (HÄUSING 1898, S. 103f) treten Karsthohlräume auf, die durch Erze gefüllt waren. Bereits bei der Beschreibung der Einzelvorkommen wurde deutlich, wie eng die Beziehungen zwischen Dolomitisierung und dem Auftreten der Mineralisation sind.

Aus den vorliegenden Gemeinsamkeiten kann geschlossen werden, dass die Erzvorkommen im westlichen Mieminger Gebirge eindeutig den Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätte zuzuordnen sind, worauf schon JICHA (1951, S. 708) hinwies, der die Lagerstätten Bleiberg, Mieß (Mežica) und Raibl (Cave di Predil) vergleichend bearbeitete. Daher können Erkenntnisse, die dort gewonnen wurden, jederzeit auf die Vorkommen im Arbeitsgebiet übertragen werden, oder wie OHLE (1959, S. 787) feststellte: „In summary, it is believed that the indications of kinship of the ore deposits of the Mississippi Valley type are so numerous and so demanding that it can be stated with considerable assurance that the basic model of origin of all of them is the same“.

3.3.2 Theorien über die Genese

Bereits mehrfach wurde angedeutet, dass es für die Genese der Blei-Zink-Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typs verschiedene Theorien gibt, die heute mehr oder weniger starke Akzeptanz erfahren. Während sich für die Genese der amerikanischen Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten immer mehr die Entstehung über erzangereicherte Salinarlösungen durchsetzt, gilt für die alpinen Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen noch immer die syngenetische Entstehung nach TAUPITZ und SCHNEIDER. Bevor das Für und Wider dieser Theorien diskutiert wird, sollen die bisherigen Theorien vorgestellt werden. Eine sehr gute Zusammenfassung stammt von OHLE (1970, zitiert aus GUILBERT & PARK 1986), der sieben verschiedene Genesemodelle auflistet (Tab. 8).

1	Original syngenetic deposition of PbS-ZnS with the carbonate host rocks
2	Original dispersed, low-grade syngenetic deposition in carbonate sections with later concentration by regional metamorphism
3	Original dispersed syngenetic deposition in carbonates with later concentration by groundwater moving upward in artesian flow
4	Original dispersed syngenetic deposition with later concentration by downward-moving groundwater
5	Deposition from fluids of igneous derivation by hydrothermal aqueous or even gas-phase transport
6	Deposition from connate basinal water that moved updip in response to compaction or other loading pressures
7	Deposition-concentration associated with weathering and karst development

Tab. 8 Mögliche Genesemodelle der Vorkommen des Mississippi-Valley-Typs (OHLE 1970 in GUILBERT & PARK; ergänzt durch GUILBERT & PARK 1986, S. 889)

Diese, in den folgenden Kapiteln vorgestellten Modelle, können im wesentlichen zu vier vereinfachten Ansichten zusammengefasst werden, wobei die ersten vier Modelle OHLES eine Einheit bilden. In Klammern angegeben sind die Modelle OHLES.

- Exogen-sedimentäre Entstehung („Karsttheorie“) (7)
- Hydrothermale Entstehung (5)
- Syngenetische Entstehung (1, 2, 3, 4)
- Entstehung durch erzreiche Salinare (6)

3.3.2.1 Exogen-sedimentäre Entstehung („Karsttheorie“)

Vor allem europäische Geologen galten als Verfechter dieser Theorie, die in erster Linie mit den Namen BECHSTÄDT und BERNARD verbunden ist. Demnach wird die Vererzung „auf eine erste Erzanreicherung in der evaporitischen Phase des Zyklus zurückgeführt sowie auf anschließende Umlagerung in Karsthohlräume während der Trockenlegungsphase, weitgehend entsprechend dem Modell von BERNARD (1973). Diese Verkarstung scheint örtlich größere Ausmaße zu erreichen. Eine hydrothermale Zufuhr von Blei-Zink konnte nicht nachgewiesen werden“ (BECHSTÄDT 1975, S. 91).

BECHSTÄDT (1975) weist mithilfe statistischer Methoden nach, dass es im Wettersteinkalk eine zyklische Sedimentation gab, die seiner Meinung nach zur Anreicherung von im Hinterland erodierten Erzen führte. Durch meteorische Wässer entstanden während der Trockenlegung Karsthohlräumen, in denen diese Erze abgelagert wurden.

Da diese Theorie, wie sich unten zeigen wird, zu wenige der auftretenden Phänomene der Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen erklären kann, soll hier nicht näher auf das „Karstmodell“ eingegangen werden. Insgesamt hat sich das Modell im Laufe der Zeit zu wenig durchgesetzt, als dass es einer ausführlicheren Erläuterung der Vorstellungen BECHSTÄDTs und BERNARDs bedarf. Für weitergehende Informationen sei auf den Originalartikel von BECHSTÄDT verwiesen, der sich auch mit den Ansichten BERNARDs auseinandersetzt (BECHSTÄDT 1975).

Eine Verbindung zwischen der Karsttheorie und der Hydrothermaltheorie suchen DZULYNSKI & SASS-GUSTKIEWICZ (1977). Ihrer Meinung nach wären die Karsthohlräume, entgegen der Ansicht BECHSTÄDTs (1975), von „hot mineralizing solutions“ gebildet worden, wobei sie die „combined action of hot and cold waters“ (DZULYNSKI & SASS-GUSTKIEWICZ 1977, S. 230) nicht ausschließen. Sedimentären Erzstrukturen werden nicht als syngenetisch gedeutet, sonder „represent the internal cave deposits, and as such are distinctly epigenetic with respect to the enclosing carbonate rocks“ (DZULYNSKI & SASS-GUSTKIEWICZ 1977, S. 223). Schließlich kommen sie zu dem Schluss, dass die von ihnen angestellten Beobachtungen „in all essential points with the epigenetic and hydrothermal concept of ore formation“ übereinstimmen, voraussetzt, dass „the term ‚hydrothermal‘ is used ... for solutions of any origin showing temperatures above that of groundwaters in near surface zones“ „not necessarily derived from magma“ (DZULYNSKI & SASS-GUSTKIEWICZ 1977, S. 229 und S. 231).

3.3.2.2 Hydrothermale Entstehung

Erste Versuche, die Entstehung der alpinen Blei-Zink-Lagerstätten zu klären, gehen auf W. PETRASCHKEK (1926) zurück, der den Begriff der „Alpinen Metallogenese“ einführte. Er erkannte, dass der Gesamtbestand der alpinen Lagerstätten eine Dreierzonierung aufweist, deren Außenzone (herdfernste Zone) von den Blei-Zink-Lagerstätten gebildet wird (W. PETRASCHKEK 1945, Abb. 4). Daraus leitete er ab, dass es sich bei diesen Metallzonen um Produkte eines Magmen-Herdes handeln müsse, der wegen des Fehlens oberflächennaher Plutone tiefer gelegen hat (W. PETRASCHKEK 1945, S. 144). Als Wegsamkeiten für Erzlösungen der nach dem vollendeten Deckenbau beginnenden Lagerstättenbildung nimmt er „die großen jungen, noch das Miozän dislozierenden Brüche“, sowie in Nordtirol die „tief eingreifenden Deckengrenzen ... und Schuppen“ (W. PETRASCHKEK 1945, S. 130f) an. Für das Alter dieser alpinen Metallogenese schlägt W. PETRASCHKEK aufgrund seiner Beobachtungen das Oligozän (savische Phase) vor. Abgesehen davon, dass CLAR die Bildung der erzeichen Lösungen zusätzlich auf regionalmetamorphe Vorgänge zurückgeführt (CLAR 1953, S. 121), unterscheiden sich die Ansichten nicht wesentlich von denen W. PETRASCHKEKs. In SCHNEIDERHÖHNS zweiter Auflage der Erzlagerstätten (1949) sind die Vorkommen als „Apomagmatische, meso- epithermale Pb- Zn-Erzkörper“ beschrieben.

Auch W. E. PETRASCHKEK jr. (1957, S. 229) kommt nach dem Studium der Abbildungen TAUPITZ (1954) zu dem Urteil, dass „die dort wiedergegebenen Sedimentärgefüge ... durch einen Absatz des Erzes aus konzentrierten kolloidalen Lösungen und Suspensionen von epigenetischer (hydrothermal) Art in Lösungshohlräumen des verfestigten Kalks erklärt werden können“. Bei der zeitlichen Einordnung der Metallogenese weicht er jedoch teilweise von den Ansichten W. PETRASCHKEKs ab, indem er möglicherweise eine mesozoische Bildung annimmt (W. E. PETRASCHKEK jr. 1957, S. 232). In der zweiten Auflage der Lagerstättenlehre (W. E. PETRASCHKEK jr. & POHL 1982, S. 111f) wendet er jedoch ein, dass die Lagerstätten des Typus Bleiberg-Kreuth (zu denen auch die Lagerstätte der Mieminger Berge gehören) „lange Zeit als typische magmenferne, kühl gebildete metasomatische Lagerstätten tertiären Bildungsalters“ galten und die „derzeitigen Vorstellungen dahin gehen, dass der feine Erzschlamm zur Triaszeit synsedimentär am Meeresboden ausgefällt ... und die durch die hydrothermale Tätigkeit entstandenen Lösungshohlräume mit intern sedimentiertem Erz gefüllt wurden“.

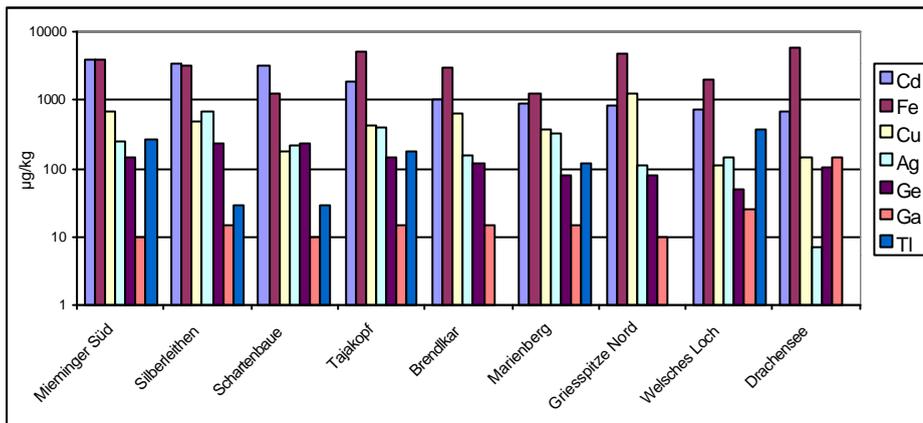
3.3.2.3 Syngenetische Entstehung

Immer wieder sind in den Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten Gefüge vorhanden, die auf eine sedimentäre Bildung der Erze schließen lassen. Des weiteren ist bemerkenswert, dass die erzeichen Partien stratiform im Kalkstein eingelagert sind und somit eine Horizontbeständigkeit aufweisen. SCHNEIDER (1953) und TAUPITZ (1954) wiesen in den Nördlichen Kalkalpen erstmals nach, dass die Blei-Zink-Erze synsedimentär gebildet wurden und erklärten dadurch die sedimentären Erzgefüge sowie die viermalige Wiederholung der Vererzung im Wettersteinkalk.

I	Sedimentäre Mineralisationsphase Hydratisch gebildete Erze und Gesteine
II	Diagenetisch-hydratische Mineralisationsphase
III	Syntektonisch-hydratische Mineralisationsphase
IV	Deszendend-oxydierende Mineralisationsphase

Tab. 9 Die Mineralisationsphasen der Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen (aus TAUPITZ 1954).

TAUPTZ (1954, S. 107) bemerkt, dass „die Gefüge dieser sedimentären Erze ... eng mit den Gefügen der umgebenden Kalke und Dolomite verwandt sind.“ Die wesentlich häufiger beobachtbaren „rinnen-, trichter- oder kolkartigen Vertiefungen ... waren offensichtlich schlechter belüftet, so dass dort lokal Faulschlammfazies bestand. Durch Bakterien und Fäulnis konnte H_2S entstehen, wodurch Metallgehalte des Meerwassers als Sulfide ausgefällt wurden“ (TAUPTZ 1954, S. 107f). Für die Herkunft der Metallgehalte des triassischen Meeres werden auf der einen Seite Verwitterungslösungen der variskischen Schwellen (TAUPTZ 1954, S. 51), auf der anderen submarine Thermen „im Zusammenhang mit dem anisich-ladinischen Vulkanismus“ (TAUPTZ 1954, S. 84 u. S. 108) in Erwägung gezogen. Insgesamt weist TAUPTZ vier in Tab. 9 zusammengefasste Mineralisationsphasen nach, von denen lediglich Phase I synsedimentär ist. Bald nach der Sedimentation setzt die diagenetisch-hydratische Phase II ein, die mit vortektonischer regionaler Dolomitierung verknüpft ist. Phase III (syntektonisch-hydratisch) schließlich weist eine Erzführung auf, die Verbindungen zur Mittelkreide-Tektonik nahe legt. Als Phase IV stellt TAUPTZ die deszendente-oxydische Bildungen einer tertiären Landoberfläche an das Ende der Genese (TAUPTZ 1954, S. 109f).



Tab. 10 Spurenelementgehalte von Zinkblenden ausgewählter Vorkommen im Mieminger Gebirge (nach FRUTH 1966, S. 108f)

Auch SCHNEIDER kommt zu dem Ergebnis, dass die Genese der Blei-Zink-Lagerstätten primär auf syngenetisch-sedimentäre Prozesse zurückzuführen ist. „Layered parts which exhibit many criteria for a synsedimentary origin“ (SCHNEIDER 1964, S. 43) bestätigen SCHNEIDERS Ansichten, wenn gleich er bemerkt, dass „Replacement fabrics are, in fact, very common“. Dennoch folgert er aus den Beobachtungen

gen, dass die Syngeneese bedeutender gewesen sein muss, da die „replacement fabrics do not indicate the nature and geological time of supply“ (SCHNEIDER 1964, S. 33). Einen weiteren Hinweis auf eine syngenetische Bildung sieht SCHNEIDER in dem Auftreten von Fluorit-Rhythmiten, die er sich nur durch hydrothermale Herkunft in Verbindung mit einem submarinen Vulkanismus erklären kann.

HEGEMANN (1960) setzt sich recht ausführlich mit dem Trias-Vulkanismus als Erzbringer auseinander. „Das Primat unter den vielen Bildungsfaktoren der syngenetischen Erzlager kommt dem Trias-Vulkanismus mit seinen submarinen hydrothermen Abfolgen zu“ ist eine Erkenntnis HEGEMANNs (1960, S. 82). Bei der Erklärung der diskordanten nicht synsedimentären Erzvorkommen greift HEGEMANN auf die Hydrothermaltheorie zurück. Als Quelle der Hydrothermen gilt ihm jedoch nicht ein tiefliegender Pluton, sondern der Trias-Vulkanismus. Er vereint gewissermaßen zwei Modellvorstellungen, bleibt dabei jedoch Syngenetiker. Zur Lösung des Problems, dass nebeneinander diskordante und konkordante Lagerstätten auftreten, bemerkt HEGEMANN (1960, S. 83), „dass nach der submarinen Zufuhr der Thermalösungen und der anschließenden synsedimentären Erzbildung später (nach erfolgter Diagenese der Karbonatgesteine) auch noch subvulkanische hydrothermale Lösungen in die betreffenden Gesteine unter Bildung von erzführenden Lagergängen oder diskordanten Erzgängen eingedrungen sind“.

FRUTH weist anhand von Spurenelementanalysen, deren Ergebnisse für die Vorkommen des westlichen Mieminger Gebirges in Tab. 10 angegeben sind, nach, dass aufgrund der Schwankungen der Spurenelementgehalte innerhalb von Zehnerpotenzen das Angebot extrusiv exhalativer Metallsulfide über lange Zeiträume und horizontale Erstreckung gleich bis ähnlich war (FRUTH 1966, S. 123). Einzelne Spurenelementanalysen, so FRUTH (S. 121), können zur Beschreibung von Erzvorkommen nicht herangezogen werden, da die Einzelproben jeweils eine große Bandbreite aufweisen (große Standardabweichung).

Eine letzte Bearbeitung der Vorkommen in den Kalkalpen stammt von SIDIROPOULUS (1980), dessen Schwerpunkt der Vererzung in den Breccienzonen galt. Im wesentlichen handelt es sich bei dieser Arbeit um eine Zusammenfassung verschiedenster Publikationen. Da sowohl der Hinweis darauf, dass es sich bei den von ihm bearbeiteten Vorkommen um Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen handelt, als

Art	2 Phasen (wässrige Lösung und Gasblase)
Dichte	immer 1,0 g/cm ³
Salinität	15...30 % Massenanteil NaCl äquivalent
Gelöste Salze	Hauptsächlich Ca- und Na-Chloride
T _h	Mittelwerte bei 100...150 C°
p _{Ae}	<< 1000 bar
Tochterminerale	selten
Organische Bestandteile	oft, in Form von Gasen oder Bitumen
Sieden	Nie

T_h: Homogenisierungstemperatur; p_{Ae}: Außendruck bei Entstehung

Tab. 11 Merkmale von Flüssigkeitseinschlüssen aus Mississippi-Valley-Typ und Porphyry Copper-Typ-Lagerstätten (Verändert nach KLEMD 1988, Tab. 1).

sedimentogene Vorgänge zurückzuführen, stammen von WHITE (1958). Sein Modell wies bereits die wesentlichsten Punkte auf, die auch heute noch für die Genese der Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten herangezogen werden. Seine Untersuchungsergebnisse fordern zwingend, „that the liquid inclusions and presumably, therefore, the mineralizing solutions are connate“ (WHITE 1958, S. 1661).

KLEMD (1988) fasst die derzeit gültigen, zuletzt vor allem durch Studien an Flüssigkeitseinschlüssen bestätigten Ansichten zusammen. Aufgrund der bestehenden Ähnlichkeiten zwischen „Flüssigkeiten von Ölfeldern und den Porenwässern von Sedimenten ... wird angenommen, dass es sich bei den Erzlösungen der MVT-Lagerstätten (Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten, Anm. d. Verf.) um erhitzte modifizierte Beckenwässer (evolved connate) handelt Diese hochsalinaren Flüssigkeiten wanderten aus den Becken entlang von tektonischen Schwächezonen und nahmen durch die Wechselwirkung von Wasser und Gestein Metalle und Schwefel auf“ (KLEMD 1988, S. 184). Über die durch „Fluid inclusion studies“ gewonnenen Ergebnisse gibt Tab. 11 einen Überblick.

Obgleich in Hinblick auf die „Salinartheorie“ noch nicht alle Fragen ausreichend geklärt sind, lieferten neuere Arbeiten (CATHLES & SMITH 1983, BETHKE 1986, RAMBOZ & CHAREF 1988) Ergebnisse, die in der Lage sind, alle in den Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen zu beobachtenden Merkmale weitgehend zu klären.

Grundlegende Vorausbedingungen zur Entstehung einer Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätte sind das Vorhandensein großer, flachmariner Becken, an deren Rändern es bei der Diagenese zur Entstehung von Lagerstätten kommt. Des weiteren müssen tektonische Schwächezonen vorhanden sein, an denen die bei der Diagenese entstehenden erzreichen Salinare in die „Speichergesteine“ („host rocks“) eindringen können. Diese müssen eine gewisse Anfangsporosität aufweisen, damit die im Gestein eine Migration der Lösungen stattfindet. Die Dolomitisierung schafft allerdings hinter der Dolomitierungsfront neue Porosität, so dass weitere Lösungen nachdringen können. Durch die Reaktionen, die eine Dolomitisierung verursachen, kommt es zur Erhitzung des Gesteins, so dass sich die Temperaturen der Flüssigkeitseinschlüsse erklären (GUNATILAKA 1987, S. 319)

3.3.3 Diskussion der Ergebnisse

Jede der zuvor genannten Theorien erklärt gewisse Erscheinungen, die in Mississippi-Valley-Typ Lagerstätten vorkommen. Das gilt für die Hydrothermaltheorie genauso wie für die Karst- oder die syngenetische Anschauung. Gerade diese allerdings taten sich schwer, wenn es darum ging alle Strukturen in den Lagerstätten umfassend zu klären. So kann die Karsttheorie nicht erklären, wie es dazu kam, dass die Vererzung häufig in Zusammenhang mit dolomitierten Rhythmiten auftritt; der Hydrothermaltheorie fehlt der Pluton, auch wenn er sehr tief liegen soll. Und wie könnte diese Theorie die Einschlüsse organischen Materials oder die hohe Salinität in den fluid inclusions erklären? Den Syngenetikern fiel auf, dass die Menge der primär syngenetischen Erze sehr gering ist, wenn die Erscheinungen in Betracht gezogen werden, die sich nicht primär syngenetisch erklären lassen (Vererzung an Störungen, Kluffüllungen). Immer wieder wurde deshalb bei den Verfechtern der ersten drei Anschauungen versucht, über andere Prozesse zu erklären, wie die für ihre Theorie unerklärlichen Merkmale zustande gekommen seien.

Beim Versuch, die Theorie der erzreichen Salinare auf die Lagerstätten des westlichen Mieminger Gebirges anzuwenden, lassen sich die meisten Lagerungsverhältnisse sehr leicht verstehen. Auffälligstes Merkmal ist die Dolomitisierung, die stets in der Nähe der Erze auftritt. Dabei gibt es zum einen Dolomitsteinlinsen, zum anderen Rhythmite und schließlich als jüngste Bildung Dolomitekristalle, die meist als Sattel-Dolomit ausgebildet sind. Dabei muss beachtet werden, dass die Dolomitsteine und Dolomite

auch eine Auseinandersetzung mit amerikanischer Literatur fehlt, kann das Ergebnis seiner Arbeit kein anderes sein, als dass sein „Befund die der derzeit meist vertretenen Ansichten submariner triassischer Erzanlagerung bestätigt“ (SIDIROPOULUS 1980, S. 156).

3.3.2.4 Entstehung durch erzreiche Salinare

Erste Überlegungen, die Quelle der erzreichen Lösungen nicht magmatogen abzuleiten, sondern sie auf rein

nicht gleichzeitig gebildet wurden. Die Dolomitsteine und Rhythmite stellten allerdings aufgrund ihrer besseren Porosität Wegsamkeiten für die Erzlösungen dar. Anfängliche Porosität durch Dolomitstein gab also den Erz-Salinaren die Möglichkeit der Migration, diese wiederum schafften, da sie auch Magnesium enthielten die Bedingungen für eine jüngere Dolomitbildung, die wiederum eine Vergrößerung des Porenraums bewirkte. HÄUSING (1898) wies darauf hin, dass die Vererzung zu den Störungen hin regelmäßig zunahm. Mit der Salinartheorie lässt sich diese Situation jederzeit klären. Die mit Erz angereicherten Salinarlösungen drangen aus den in Diagenese befindlichen Becken (im vorliegenden Fall das Becken der Partnachsichten, das ja neben dem Wettersteinkalk abgelagert wurde) über die Störungen in die Kalke ein. Dort migrierten die Lösungen durch Zonen erhöhter Permeabilität, die in vielen Fällen konkordant zu der Schichtung vorlagen, und schieden bei den entsprechenden Verhältnissen aus. In den Breccien geschah dies natürlich in erster Linie dort, wo Hohlräume bestanden, wenngleich die heißen Lösungen sicher auch in der Lage waren, Gestein aufzulösen. Nur so gibt es eine Erklärung für die Einsturzstrukturen, die BERNARD zur Aufstellung seiner Karsttheorie veranlassten.

Im Pine Point Gebiet (USA) wurden in den 60er Jahren Wasserbohrungen durchgeführt, die heiße (325 °C), salinar (30 %)- und erzreiche Thermen aufschlossen (SKINNER et al. 1967, S. 316—330). Im Laufe der Zeit bildeten sich im Bohrgestänge sedimentäre Erze („scales“), die eine Schichtung aufwiesen. Analysen bestätigten die Vermutung, dass diese Schichtung durch den Gehalt verschiedener Schwermetallverbindungen hervorgerufen wird. Aktuogeologisch heißt das, dass noch heute Thermen vorhanden sind, die hochsalinare Erzlösungen fördern, die Lagerstättenbildend sein können. Die Autoren bemerken dazu: „The volume of the geothermal brine field is apparently so great, however, that even this small fraction would form a large deposit“. Die Quelle dieser Thermen wird jeweils in nahegelegenen (bis zu 200 km) Sedimentbecken vermutet, aus denen die Metalle herausgelöst werden. Innerhalb der drei Monate dauernden Pumpversuche wurden in den Rohren 5—8 t Erz abgelagert, die bei Temperaturen von 130—220 °C entstanden. Der Metallgehalt betrug 25 % Cu, 5 % Fe, 3 % Ag und 0,012 % Pb. In den geschichteten Erzen wurden Digenit, Bornit, Stromeyerit, Arsenopyrit, Tetraedrit, Chalkopyrit und Pyrit nachgewiesen, also Minerale, die auch in Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten vorkommen. Durch diese Daten werden die theoretisch errechneten Modelle zur Entstehung der Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten bestätigt.

Die feingeschichteten Erze in den Breccien oder Karstfüllungen können also ohne Zuhilfenahme der Syngenesetheorie und einem späteren Umlagern der Erze erklärt werden. Die Argumente der Hydrothermalentstehung gewinnen im Hinblick auf diese Bildungsweise wieder an Bedeutung, da die Erz-Salinare die gleichen Wegsamkeiten benutzen, wie die Hydrothermen magmatogenen Ursprungs.

Dennoch muss eine deutliche Unterscheidung zwischen diesen beiden stattfinden (der Begriff Hydrotherme wird leider in der Literatur auch für die Erz-Salinare verwendet).

Wenngleich es im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht möglich war, die Vorkommen im Hinblick auf die Salinartheorie ausführlichst zu behandeln, sondern vielmehr die vorliegenden Merkmale beschrieb, sieht das Ergebnis doch so aus, dass für die Vorkommen der westlichen Mieminger Berge die syngenetische Entstehung nicht aufrechterhalten werden kann. Alle Anzeichen weisen darauf hin, dass die Vorkommen durch Mechanismen entstanden, die mit der Beckenentstehung und daraus bedingt der Bildung erzreicher Salinare zu tun haben. Zukünftige Bearbeiter sollten jedoch vor allem Detailkarierungen der alten Gruben durchführen, um die Lagerung der Erze besser erfassen zu können. Nur mit Hilfe solcher Lagerstättenkarten können dann gezielt Proben entnommen werden, um die Genese der Lagerstätten im westlichen Mieminger Gebirge zu klären.

Geologische Kartierung



4 Geologische Kartierung

4.1 Lage des Kartiergebietes

Der kartierte Bereich liegt im zu den Nördlichen Kalkalpen Tirols gehörenden westlichen Mieminger Gebirge. Seine Nord- und Westgrenzen werden durch die Hauptüberschiebung der Inntal- auf die Lechtaldecke gebildet, was morphologisch etwa dem Verlauf des Gaisbachtals im Norden und der Fernpaßfurche im Westen entspricht. Im Süden findet das Gebiet seine Grenze im Gratverlauf des Mieminger Hauptkammes, längs der Linie Östliche Grießspitze–Grünstein–Marienbergspitze–Rotschrofen. Abgegrenzt wird es im Osten durch die Linie Östliche Grießspitze–Ostfuß der Vorderen Tajaköpfe.

Das Kartiergebiet umfasst somit von Westen nach Osten das Zunterkopffplateau, die Sonnenspitze, die Silberleithe (Schachtkopf), den Wamperten Schrofen, die Grünstein-Nordwand, das Schwärzkar, die Drachenköpfe, die Grünsteinköpfe sowie Grießspitzen, die Seebenalpe mit dem Drachenkar und die Tajaköpfe.

Im Durchschnitt weist das Kartiergebiet eine Höhe von 2000 m auf, wobei der höchste Punkt die Östliche Grießspitze (2747 m) und der tiefste der Knappensteig zum Schachtkopf (1200 m) ist. Die maximale Nord–Süderstreckung beträgt 3200 m, die von Westen nach Osten 5000 m, was einer Gesamtfläche von 15 km entspricht.

Ausgangspunkt für die sieben Wochen dauernden Kartierarbeiten im Sommer 1988 war die 1917 m hoch gelegene Coburger Hütte der Sektion Coburg des Deutschen Alpenvereins. Die Silberleithe wurde zum Großteil bereits im Dezember 1987 kartiert.

4.1.1 Geomorphologie der Mieminger Hochfläche

Die Morphologie der westlichen Mieminger Berge wird durch Süd–Nord verlaufende Kare bestimmt, deren Anlage auf präglaziale Täler zurückzuführen ist. Dabei mögen die steilstehende Störungen für die Eintiefung der Gebirgsbäche die bedeutendste Rolle gespielt haben. Sowohl das Drachen- als auch das Schwärzkar sind zum überwiegenden Teil von glazialen Ablagerungen bedeckt, die vor allem im Schwärzkar verfolgbare, sichelförmige Moränenwälle aufbauen.

Durch die erosive Tätigkeit der Lokalgletscher wurden die Kare an ihren Enden übertieft, was im Drachenkar zur Bildung des Drachensees führte. Eine Eintiefung im Schwärzkar ist wegen des Fehlens einer Felsbarriere nicht mit Wasser gefüllt. Die heute sichtbaren Tröge sind sicherlich schon vor dem Beginn der Eiszeiten angelegt worden, was die massive Felsbarriere, auf der die Coburger Hütte steht, beweist. Wenn der Lokalgletscher im Drachenkar die Mulde des Drachensees ausräumen konnte, warum sollte er dann nicht auch in der Lage gewesen sein, die Felsbarriere einzuebnen?

Die Gliederung der Gipfelkämme wird durch Störungen auf der einen, durch leichter verwitterbare Gesteine auf der anderen Seite hervorgerufen. Abgesehen von der Grünsteinscharte sind die Nord–Süd Rinnen primär durch Störungen angelegt, die Ost–West Scharten (Hinteres Tajatörl, Vorderes Tajatörl, Hintere Drachenscharte, Vordere Drachenscharte, Schwärzscharte, Biberwierer Scharte) zusätzlich durch leichter verwitterbare Dolomitsteine der Reichenhaller Schichten.

Aus zwei verschiedenen Gegebenheiten heraus sind die beiden Verebnungen im Norden des Kartiergebietes, die Seebenalpe und das Zunterkopffplateau, entstanden. Während die Seebenalpe, durch Gletscherschrämme nördlich des Seebensees belegt, von Lokalgletschern abgeschliffen wurde, ist das Zunterkopffplateau zusätzlich zu einer primär flach nordfallenden Lagerung des Wettersteinkalks vom Inntal/Loisachgletscher überfahren worden.

Der Seebensee ist wie der Drachen- und Grünsteinsee ein glazial überprägter Felsbeckensee mit Tiefen um die 30 m. Am westlich des Seebensees gelegenen See kann die Entstehung eines glazialen Moränen- und Felsbeckensees studiert werden, dessen Endstadium der Brendl-See im östlich anschließenden Brendlkar darstellt.

Eine weitere morphologische Form stellen die Dolinen dar, die auf dem Zunterkopffplateau und auf dem Weg von der Coburger Hütte zur Scharte (2000 m) erkennbar sind (Abb. 47). Durchschnittlich weisen sie eine Tiefe von 2 m und einen Durchmesser zwischen 1 und 10 m auf. Besonders auffällig ist, dass die Dolinen nahe der Scharte in E–W-Richtung aufgereiht sind. Dies stimmt mit der Richtung der Aufschiebung B (s. Kapitel 4.4) überein. Verkarstungserscheinungen finden sich auch an anderen Stellen des Kartiergebiets (Abb. 44).



Abb. 44 Verkarsteter Alpiner Muschelkalk im hinteren Drachenkar. Gipfel im Hintergrund Grünstein.

bensee recht hohe Temperatur, mag durch die Verwendung des Drachenseewassers zur Kühlung des Dieselgenerators der Coburger Hütte herrühren. Bereits wenige Stunden nach starken Regenfällen



Abb. 45 Periodische Karstquelle südwestlich des Drachensees. Bildbreite: 1,30 m.

4.1.2 Das Entwässerungssystem

Das Hauptentwässerungssystem folgt den großen Störungen, die der tektonischen Karte entnommen werden können und ist gekennzeichnet durch die weitflächige Verkarstung des Arbeitsgebiets (Abb. 44). Im Grünsteinsee sammeln sich etwa bis Anfang Oktober die Schmelzwässer aus den hochgelegenen Mulden zwischen der Grünsteinscharte und dem Hinteren Tajatörl sowie den östlichen Firnflächen der Grünstein-Nordwände. Eine weitere Zufuhr von Schmelzwässern erfolgt von den Grünsteinköpfen. Die Wasser des Grünsteinsees infiltrieren in das Moränenmaterial um den See und stürzen nach etwa 200 m unterirdischem Fluss über einen Wasserfall und steilem Bachlauf dem oberflächlich abflusslosen Drachensee zu. Dort vereint sich das Wasser mit Quellwässern, die im Süden und Westen des Drachensees als periodische Quellen hervortreten (Abb. 45). Die Temperatur des austretenden Wassers schwankt um die 8 °C und erwärmt sich im See bis auf 13,5 °C. Diese, im Vergleich zum Seebensee recht hohe Temperatur, mag durch die Verwendung des Drachenseewassers zur Kühlung des Dieselgenerators der Coburger Hütte herrühren. Bereits wenige Stunden nach starken Regenfällen nehmen die Quellen sichtbar an Schüttungsvolumen zu und halten dann für etwa 3 Tage eine erhöhte Wassermenge zur Abgabe bereit. Zusätzlich wird der Drachensee von unterirdischen Quellen gespeist, die sich im Frühjahr dadurch bemerkbar machen, dass das Eis an bestimmten Stellen früher abschmilzt, als an anderen. Ein Teil des Wassers, das vom Grünsteinsee zum Drachensee fließt, wird in einem Hochbehälter gefasst und der Coburger Hütte als Trinkwasser zugeführt.

Der unterirdisch entwässernde Drachensee führt sein Wasser zum einen dem Seebensee, zum anderen über tief greifende Kluftsysteme dem Gaisbachtal zu. Im Seebensee, dessen kleiner Nebensee im Verlauf des gesamten Sommers nahezu vollständig zugefroren war, vereint sich das Wasser des Drachensees mit Wässern aus dem unterirdisch entwässernden Schwärzkar und den oberflächlich entwässernden Rinnen der Tajaköpfe. Wie der Drachensee wird auch der Seebensee unterirdisch gespeist. Lediglich einige kleine Quellen im Süden des Sees, mit

Wassertemperaturen um die 8 °C beim Abfluss, führen dem See oberflächennahes Wasser zu. Der Seebensee ist mit 11 °C nur wenig kälter als der Drachensee. Diese Situation mag sich vielleicht aus der Zufuhr von -1 °C kaltem Wasser des ‚Kleinen Seebensees‘ erklären. Im Bereich der 10 m breiten Endmoränen-Barriere, die beide Seen voneinander trennt, wurden Temperaturen gemessen, die 3...4 K unter denen des Durchschnitts im Seebensee lagen.

Die Entwässerung des Seebensees erfolgt zum einen oberflächlich über den Geißbach, zum anderen über Kluftsysteme, an denen das Verschwinden sowie das Hervorkommen von Wasser beobachtbar ist (Schwinde am Nordwestlichen Seeufer, Quelle nahe der Überquerung des Geißbaches durch die Fahrstraße). Nach 500—600 m fällt das Wasser über eine fast 200 m hohe Wand in das Geißtal hinab, nachdem es vom Verlassen des Seebensees bis zum Wasserfall bereits einen Höhenunterschied von 100 m überwunden hat. Das über Kluftsysteme abgeflossene Karstwasser wird in Hochbehältern, die auf etwa 1200 m am Geißbach liegen, gefasst und der Gemeinde Ehrwald als Trink- und Brauchwasser zugeführt. Gerade deshalb ist es notwendig, auf der Coburger Hütte und der Seebenalm Maßnahmen zu treffen, die eine eventuelle Verunreinigung des Trinkwassers verhindern. Über die möglichen Wege (Kläranlage, Ersetzen der Dieselgeneratoren durch Wasserkraftwerke oder Sonnenkollektoren) zum Schutz des Trinkwassers hat EHM (1988a, 1988b, S. 16f) zusammenfassend berichtet. So muss zum Beispiel auch der Bau einer Fahrstraße oder Sommerrodelbahn auf die Coburger Hütte im Hinblick auf die Trinkwasserqualität in jedem Fall unterbleiben.

Zur Trinkwasserversorgung der Seebenalm (1575 m) wurde 1987 durch den Wasserobmann der Gemeinde Mieming eine Quelle gefasst, die jedoch nicht den Erwartungen entspricht. Wiederholte Gespräche mit dem Obmann und Hirten der Seebenalm zeigten die Problematik der Trinkwasserversorgung in Karstgebieten auf. Die Quelle schüttet vom Beginn der Schneeschmelze bis etwa Ende August Trinkwasser und versiegt dann genauso wie die Wasserversorgung der Coburger Hütte (Versiegen der Quelle etwa Anfang Oktober). Ähnliche Probleme weist die Trinkwasserversorgung der Gemeinde Mieming auf, deren 11 L/min schüttende Quelle auf der Südseite der Grießspitze an der Kapazitätsgrenze angelangt ist. Die Gemeinde hat ihren Bürgern die Verschwendung von Wasser unter Strafe

angedroht. Der Versuch, im Rahmen der Kartierung auf der Mieminger Südseite im Stöttl eine neue Quelle für dieses Gebiet aufzufinden, schlug bisher fehl.



Abb. 46 Trinkwasserfassung der Gemeinde Biberwier SE der Rochuskapelle.

Im Westen erfolgt die Entwässerung in das schmale Tal der Loisach. Dort fließt das Wasser in erster Linie unterirdisch im Hangschutt und Till Richtung Nordwesten ab. Lediglich bei Regenfällen kommt es zur Oberflächenentwässerung. Am Fuß des Schachtkopfs, wenig oberhalb der Rochuskapelle (1017 m), wurde 1983 ein 730 m³ großer Trinkwasserbrunnen (1080 m) gebaut, dessen Wasser aus der Störungszone der Wasserkluft (s. Kapitel 1.3) und dem Hangschutt der Sonnenspitze kommen dürfte (Abb. 46). Ob das Wasser aufgrund der Herkunft aus dem Bergbauggebiet Silberleithe und Wamperter Schrofen erhöhte Schwermetallgehalte aufweist, wurde nicht geprüft.

Die Stollen am Schachtkopf werden durch den Max-Braun-Stollen entwässert. Am Stollenmundloch befindet sich ein Wasserbehälter, der das ausströmende Wasser auffängt und über eine Rohrleitung mit der Turbine des Elektrizitätswerkes an der Loisach verbunden ist. Nach der Stromgewinnung fließt das Wasser in den Vorfluter Loisach.

Im allgemeinen fällt die bei allen Gewässern festzustellende grünlich-blaue Farbe der Flüsse und Seen im Kartiergebiet auf, deren Ursprung in Kalkgebieten liegt. Einer mündlichen Mitteilung MOHRs zufolge (Einführungsbegehung) wird diese Farbe durch die Absorption des Lichts an der kalkigen Schwebfracht des Wassers verursacht.

4.1.3 Aufschlussverhältnisse

Das Kartiergebiet befindet sich zu etwa 50 % in hochalpinem Gelände mit vegetationsfreien, steil aufragenden Gipfelwänden. 20 % werden von Geröllhalden und fluviatilen Ablagerungen eingenommen. Die verbleibenden 30 % entfallen auf zum Großteil vegetationsbedeckte Kare oder Verebnungsflächen.

Im alpinen Bereich sind die Aufschlussverhältnisse stets sehr gut, wenngleich ein erheblicher Teil aufgrund der Schwierigkeit des Geländes ohne Zuhilfenahme von Sicherungen mit Seil nicht erreichbar ist. Es zeigte sich jedoch, dass die Grenzen geologischer Einheiten von höher gelegenen Punkten, sowie vom Luftbild aus gut fassbar sind. Lediglich im Bereich des Grünsteins war es notwendig, Grenzen durch das Ersteigen einer steinschlaggefährdeten Schneerinne zu erfassen.

Die ausgedehnten, vegetationsarmen bis -freien Geröllhalden an den Füßen der Berge lieferten eine Anzahl von Fossilfunden, die im ausgesetzten Fels nicht gewonnen werden konnten. Sobald eine Begehung wegen Steinschlags nicht möglich war, wurde die Abgrenzung zum anstehenden Fels aufgrund von Luftbildern sowie der Alpenvereinskarte durchgeführt.

Dank der kurzanhaltenden, starken Regenfälle des Juli und August 1988 und der sich daraus ergebenden Erosion konnte an den Geröllhalden häufig das unterlagernde Gestein auskartiert werden.

Die Kare und Verebnungsflächen bieten nur selten die Möglichkeit, das Anstehende zu bestimmen. Zum Großteil haben glaziale Ablagerungen und fluviatile Ablagerungen den Untergrund überdeckt. Wie bei den Geröllhalden hat eine Erosion durch die Gewitter die Humusdecke abgetragen, oder Bachrinnen freigespült.

Die Hauptstörungen der westlichen Mieminger Berge treten als Rinnen und Scharten hervor. In fast allen Fällen war es möglich, die Störungsdaten ohne Zuhilfenahme bergsteigerischer Techniken zu bestimmen. Durch vergleichende Luftbildkartierungen wurden für das Kartiergebiet die von LIST (1968) für das Heiterwandgebiet westlich Nassereith gewonnenen Ergebnisse bestätigt. Demnach werden steilstehende Störungen im Luftbild sehr gut wahrgenommen, während flache Störungen im Luftbild kaum hervortreten. Durch eine Kluft/Störungsmessung im Schartenstollen (Stollenmeter 320,0—362,3) konnte gezeigt werden, dass die meisten Störungen Einfallswerte um die 75 Grad aufweisen. Damit war gezeigt, dass es innerhalb des Kartiergebietes möglich ist, Störungen aus dem Luftbild in die Karte zu übertragen.

4.2 Petrographie und Stratigraphie

In der vorliegenden petrographischen Beschreibung taucht immer wieder der Begriff Dolomitstein auf. Dabei handelt es sich um die Übersetzung des Begriffs „dolostone“, der in der angelsächsischen Literatur für das Gestein Dolomit verwendet wird. In der deutschen Sprache existiert keine Unterscheidungsmöglichkeit zwischen Dolomit als Mineral und Dolomit als Gestein. Aufgrund dessen wird in Anlehnung an das englische „dolostone“ und die allgemeine Namensgebung für Gesteine (Sandstein, Kalkstein, Tonstein) im Weiteren der Begriff Dolomitstein verwendet. Dies scheint im Hinblick auf eine leichtere Unterscheidbarkeit, auch wenn der Begriff im ersten Moment ungewohnt wirkt, sinnvoll und sollte auch in der anderen deutschsprachigen Literatur durchgeführt werden.

Damit dürfte das uns von SAUSURRE bereitete Problem zufriedenstellend gelöst sein (SAUSURRE benannte das Gestein Dolomit nach seinem Hauptbestandteil, da DOLOMIEU, der im Jahre 1791 die Karbonate Tirols beschrieb, die Zusammensetzung des Gesteins nicht erkannte und deshalb keinen Namen einführte).

4.2.1 Quartär

Quartäre Lockergesteine

Vorweg sei erwähnt, dass während der Kartierarbeiten im Sommer 1988 in einigen Teilbereichen noch eine Schneedecke lag, auf der häufig eine Millimeter dünne, rote Schneeschicht erkennbar war. Dabei handelt es sich um „Blutschnee“, ein mit Saharasand vermischter Schnee. Der Sand wird durch Deflation in großen Höhen über das Mittelmeer hinweg bis in den Alpenraum transportiert, wodurch es beim Zusammentreffen mit Schnee- oder Regenfall zu rotem Niederschlag kommt.



Abb. 47 Glazial gebildeter, von Moränen umgebener Trog. Im Vordergrund eine Doline. (Schwärzkar).

Glaziale Ablagerungen

Geradezu beispielhaft kann man im Schwärzkar die Endmoränen verschiedener Gletscherrückzugsstadien sowie deren Seitenmoränen studieren. Morphologisch treten diese als sichelförmig gebogene Wälle hervor, während die Grundmoränen von rezentem Schutt überdeckt sind. Im Schwärzkar bilden zwei große Moränenwälle die Umgrenzung von durch Gletscher übertieften Mulden. SENARCLENS-GRANCY (1935, Taf. 1) hat für diese Moränen ein Daun-Egessen Alter bestimmt. Auch im Drachenkar gibt es Moränen des Daun Vorstoßes, wenngleich sie dort kaum morphologisch hervortreten. Die Mittelmoräne der Lokalgletscher aus dem Drachen- und Schwärzkar ist als langgestreckter Wall erkennbar, der westlich der Coburger Hütte hinabzieht. Alle diese Wälle sind von Pflanzen bewachsen, was auf Abb. 47 für den Fall des Schwärzkares sichtbar ist.

Wesentlich jünger sind die Moränenwälle im oberen Drachen- und Schwärzkar. Obgleich keine lichenometrischen Bestimmungen durchgeführt wurden, steht aufgrund vergleichender Beobachtungen fest, dass die obersten Moränen rezent sind, da ihnen ein Flechtenbewuchs (Landkartenflechte, Schildkrötenflechte) völlig fehlt. Im obersten Drachenkar, nahe der Hinteren Drachenscharte, befand sich im Sommer 1988 ein Firnfeld, dessen Begrenzung von Wällen umgeben war, die aufgrund der inhomogenen Zusammensetzung der Gerölle als Endmoränen bezeichnet werden können.

(✂ 211) befindet sich im Wettersteinkalk eine Stelle mit Gletscherschliff der eine NNE Richtung aufweist (Abb. 48). Dies entspricht auch dem Verlauf des Gletschertrogs im Schwärzkar.

Die Gesteine der End- und Randmoränen sind von unterschiedlichster Rundung und Korngröße. Im oberen Schwärzkar treten in der Moräne Blöcke mit mehreren Metern Durchmesser auf, während am Weg vom Seebensee zur Coburger Hütte eine Moräne mit viel toniger Grundmasse angeschnitten ist. Etwa 60 % des an der Oberfläche sichtbaren Moränenmaterials

ist Muschelkalk, 30 % Wettersteinkalk und 10 % nicht bestimmbar. Die Größe der Komponenten zeigte sich nicht vom Ausgangsgestein abhängig, was aufgrund der gleichen Lithologie hervorgerufen wird.



Abb. 48 Wettersteinkalk mit Gletscherschliff in Richtung NNE Aufschluss ✂ 211

Fluviatile Ablagerungen

Die fluviatilen Ablagerungen treten gegenüber den glazialen flächenmäßig stark zurück, da die Entwässerung stets in mehr oder weniger tief eingeschnittenen, steilen Rinnen stattfindet. Dadurch wird die Bildung großer alluvialer Flächen oder Fächer unterbunden. Aus der geologischen Karte ist ersichtlich, dass sich die alluvialen Ablagerungen hauptsächlich dort bilden, wo bei Regenfällen Bergbäche in die flacheren Hangbereiche eintreten.



Abb. 49 Seebensee und Vorderer Tajakopf von der Sonnenspitze aus gesehen. Südlich des Sees, rechts und links des Fahrweges, limnische Ablagerungen. Vom Vorderen Tajatörl, im Bild rechts, ziehen alluviale Fächer und rezente Geröllhalden hinab.

Da das Wasser dort jedoch sehr schnell im Hangschutt versickert, findet die Ablagerung der Alluvialen nur in eng begrenzten Bereichen statt.

Gegenüber den anderen quartären Ablagerungen zeichnen sich die Alluvialablagerungen dadurch aus, dass sie stets an den Enden von Rinnen oder in Bachläufen auftreten und eine Abnahme der Korngröße von oben nach unten aufweisen. Auffallend ist die gute Rundung der Kalkgerölle, obwohl die Transportweiten selten größer als 2000 m sind.

Da diese Ablagerungen bei starker Wasserführung nach Regenfällen einer Umlagerung unterliegen, ist der Pflanzenbewuchs gering ausgebildet.

Limnische Ablagerungen

Sowohl am Drachensee, als auch am Seebensee (Abb. 49) treten limnische Ablagerungen auf, die sich auf der einen Seite durch die flache Morphologie, auf der anderen Seite durch ihren Pflanzenbewuchs von den umgebenden Festgesteinen bzw. quartären Lockerablagerungen unterscheiden. Südlich des Seebensees sind die limnischen Ablagerungen durch den Bewuchs von Gelbem Enzian (*Gentiana lutea*), auf der Verflachung östlich der Coburger Hütte („Fußballplatz“) durch die Kohlkraatzdistel (*Cirsium oleraceum*) gekennzeichnet.

Der „Fußballplatz“ ist ein völlig verlandeter See, der sich in einem Moränenwall bildete, dessen westliche Begrenzung später erodierte. Nach starken Regenfällen ist diese Verflachung etwa 5cm hoch mit Wasser gefüllt, das innerhalb weniger Stunden unterirdisch zum Drachensee abläuft. Die Vertiefung ist einige Dezimeter hoch mit tonigem Kalkschlamm bedeckt, der durch einen vom Hintere

ren Tajatörl hinunterziehenden Bachlauf transportiert wird.

Ebenfalls eine Verlandung stellen die Ablagerungen am Seebensee dar, die nach Norden hin vorwachsen. Da der Seebensee heute keinen Zulauf mehr hat, kann man sich die Bildung der südlichen Ablagerungen wie die am „Fußballplatz“ vorstellen. Die rezente Verlandung des Seebensees ist jedoch durch die natürliche Eutrophierung und dem damit verbundenen Vorwachsen einer Sumpfpflanzengemeinschaft ausgezeichnet.

Die limnischen Ablagerungen südlich des Drachensees bilden sich ausschließlich durch Hochstände des Sees nach der Schnee- und Eisschmelze, sowie bei Regenfällen. Der Wasserspiegel liegt dann über dem durchschnittlichen Wasserspiegel und sedimentiert die tonig-karbonatische Schwebfracht an dieser wenig steil nach Norden einfallenden Uferlinie. An dieser sind limnische Sedimente eng mit glazialen und fluviatilen Ablagerungen verzahnt.

Rezente Schuttbildung, z.T. vegetationsbedeckt

Bereits in Kapitel 4.1.3 wurde darauf hingewiesen, dass 30 % des Kartiergebietes mit Hangschutt und Pflanzenbewuchs bedeckt ist. Da die pflanzenbewachsenen Teile in den meisten Fällen ältere, inaktive Hangschuttmassen darstellen, wurden sie mit den jungen, rezenten Schuttbildungen zusammengefasst.

Im Gegensatz zu diesen inaktiven Schutthalde werden die Bergflanken von aktiven Schutthalde eingenommen, die sich noch in der Fortbildung befinden. Neben den bekannten Erosionsmechanismen war während eines plötzlich einsetzenden Gewitters beobachtbar, dass es beim Einschlagen von Blitzen zum Loslösen von Gestein kommt. Inwieweit das Loslösen an der Einschlagsstelle des Blitzes durch die plötzlich umgewandelte Energie, oder in einer größeren Entfernung davon durch die Druckwelle des



Abb. 50 Geröllhalden aus Wettersteinkalk im oberen Brendlkar, östlich des Hinteren Tajatörls. Die mittlere Breite der Geröllhalde beträgt 400 m.

Donners ausgelöst wurde, konnte nicht festgestellt werden. Die Schafhirten der Seebenalm erzählten davon, dass sie bei Blitzeinschlägen im Gebirge die Steine rollen gesehen hätten.

Die Geröllhalden zeigen eine deutliche Schwerkraftsortierung. Vom Fuß einer Halde angefangen, nehmen die Größen der Gerölle nach oben hin stetig ab. Die Neigung der Halden beträgt 40–50°. Besonders schöne Schuttkegel bilden sich an den Nordhängen der Grießspitzen im obersten Brendlkar (Abb. 50) und am Ostabfall der Vorderen Tajascharte.

Auffallend an den Schuttbildungen ist, dass sich der Schutt des Alpenen Muschelkalks von dem des Wettersteinkalks durch den Bewuchs unterscheidet. Während der Wettersteinkalkschutt fast immer frei von Vegetation ist, findet auf dem Schutt des Alpenen Muschelkalk ein Bewuchs durch verschiedenste Pflanzenarten statt, darunter das seltene, geschützte Schwarze Kohlröschen (*Nigritella nigra*, ‚Braunelle‘), verschiedene Nelkenarten und im Schutz von Rinnen die ebenfalls unter Naturschutz stehende Türkenbund-Lilie (*Lilium martagon*) oder seltenere Enzianarten (z.B. *Gentiana asclepiadea*). Der Grund dafür liegt in der Zusammensetzung der Kalke. Die Gesteine des Alpenen Muschelkalk sind kein reiner Kalkstein, wie der Wettersteinkalk, sondern beinhalten stets Beimengungen von organischen Bestandteilen und anderen Verunreinigungen, die den Pflanzen eine leichtere Ansiedlung ermöglichen. Inwieweit andere Spurenelemente eine Rolle für die Auswahl des Standortes eine Rolle spielen, wurde nicht untersucht, da dies den Rahmen vorliegender Arbeit gesprengt hätte.

Kriechender Hangschutt

Eine interessante Oberflächenform tritt in der Mulde zwischen dem Hügel NE des Drachensees und dem Westfuß des Hinteren Tajakopf auf. Dort sind leicht gekrümmte, etwa 1 m hohe, mehrere Zehnermeter lange Wälle vorhanden, die gelegentlich aufhören und neu beginnen. Deren konvexer Teil zeigt stets zum Hang hin, ist also morphologisch zu den Endmoränen, für die sie im ersten Moment gehalten werden könnte, genau umgekehrt. Wie auf Abb. 51 zu erkennen ist, sind die oberen Gesteinseinheiten gemeinsam mit der Vegetationsdecke zusammengeschoben. Im linken Bildbereich ist der entblößte, teilweise wieder vegetationsbedeckte Untergrund sichtbar.

4.2.1.2 Festgesteine des Quartär („Breccie am Drachensee“)

Einziges Auftreten eines quartären Festgesteins ist eine Breccie am Ostufer des Drachensees (✱ 70), die hier erstmals beschrieben wird und



Abb. 51 Kriechender Hangschutt E der Coburger Hütte. Größenvergleich: Schafe im linken Bildbereich.

den Namen „Breccie am Drachensee“ bekommt. Die von der Breccie eingenommene Fläche umfasst etwa 40—50 m. Das Anstehende ist zum Großteil von jungen, fluviatilen Ablagerungen überdeckt, so dass die Breccie nur an einem kleinen Abbruch nahe des Seeufers aufgeschlossen ist. Dort liegen einzelne bis zu 1 * 1 m große Blöcke der Breccie herum.

Die schlecht gerundeten Komponenten der Breccie am Drachensee bestehen aus hellgrauem Alpinem Muschelkalk (75 %), ebenfalls hellgrauem Wettersteinkalk (14 %), dunkelbraungrauem Kalkstein der Reichenhaller Schichten (7 %), sowie einigen unklassifizierbaren Fragmenten (4 %) die durch Karbonatausscheidungen (Kalksinter) fest miteinander verbacken sind. Im Durchschnitt sind die Komponenten 10 cm groß, bei Minimal- und Maximalwerten von 1 cm sowie 50 cm. Nur gelegentlich ist ein toniges Bindemittel vorhanden, in das feinere Partikel eingeschlossen sind und welches auf Verwitterung des Kalksinters zurückzuführen ist. Aufgrund dieser Hinweise lässt sich auf eine geringe Transportweite der Klaster schließen. Aus der morphometrischen Auswertung von 31 Komponenten der Breccie am Drachensee ergibt sich, dass die meisten Komponenten flachkugelig im Sinne von ZINGG (1935) sind.

Die Entstehung der Breccie ist durch das Ausfällen von in Wasser gelöstem Karbonat zu erklären. Tatsächlich befindet sich 50 m oberhalb des Vorkommens ein Rinnsal, das noch heute Kalksinter ausscheidet. Bei der Quelle des Rinnsales, das sich nach Regenfällen zum Sturzbach weiten kann, findet das Ausscheiden von Kalksinter statt, der dort liegende kleinere Gerölle miteinander verbindet. Der unterirdisch weiterfließende Teil der Quelle, der noch keinen Kalk ausscheiden konnte, kommt in dem locker gelagerten Geröll unterhalb der Quelle mit Luft sowie Organismen in Kontakt, wodurch es zur Eh- und pH-Änderung kommt. Diese führt schließlich dazu, dass der chemisch im Wasser gelöste Kalk ausfällt und kristallisiert.

Da die Breccie von einer 1—5 m mächtigen, unverfestigten Geröllschicht bedeckt ist, kann davon ausgegangen werden, dass die Bildung der Breccie heute nicht mehr stattfindet. Das oben beschriebene Verbacken von Komponenten führt jedoch nicht zur Breccienbildung, da die Wasserenergie die neu gebildeten Kalksinter-Geröllagregate fort transportiert und somit wieder zerstört.

4.2.2 Alpine Trias

Im Kartiergebiet kommen neben quartären Gesteinen ausschließlich Gesteine des nordtirolisch-bayerischen Faziesraumes der Hauptdolomitfazies der Alpinen Trias vor. Eine vereinfachte Gliederung des Faziesraumes gibt die Tab. 12 wieder. Obwohl im Mieminger Gebirge die gesamte Folge der Alpinen Trias aufgeschlossen ist, konnten im Kartiergebiet nur die Schichten des Anis, Ladin und Karn gefunden werden, da die Kartiergrenzen gerade so lagen, dass ausschließlich der Sattelkern aufgeschlossen war.

In der Alpinen Trias gibt es Namen, die einerseits lithologische Einheiten, andererseits paläontologische Einheiten bezeichnen. Besonders im Anis und Ladin gibt es Probleme, da zum Beispiel der Wettersteinkalk sowohl eine Gesteinseinheit, als auch eine stratigraphische Einheit darstellt. Solange jedoch

die genaue Entwicklung der Riff-Becken-Entwicklung im Anis und Ladin nicht geklärt ist, erscheint es nicht sinnvoll, die International gebräuchlichen Bezeichnungen zu gebrauchen.

Auch die Grenzen lithologischer und fazieller Einheiten sind nicht immer gleichzusetzen. Die Raibl Schichten, früher dem Karn gleichgestellt, beginnen zum Beispiel erst im mittleren Cordevol, der Alpine Muschelkalk hat seine Basis zwischen Ilyr und Fassin – kann aber auch völlig fehlen.



Tab. 12 Die Schichtenfolge der Alpinen Trias im Mieminger Gebirge. Grenzziehung entsprechend der stratigraphischen Tabelle PLÖCHINGERS (1980) und dem Fazieschema von BECHSTÄDT & MOSTLER (1976).

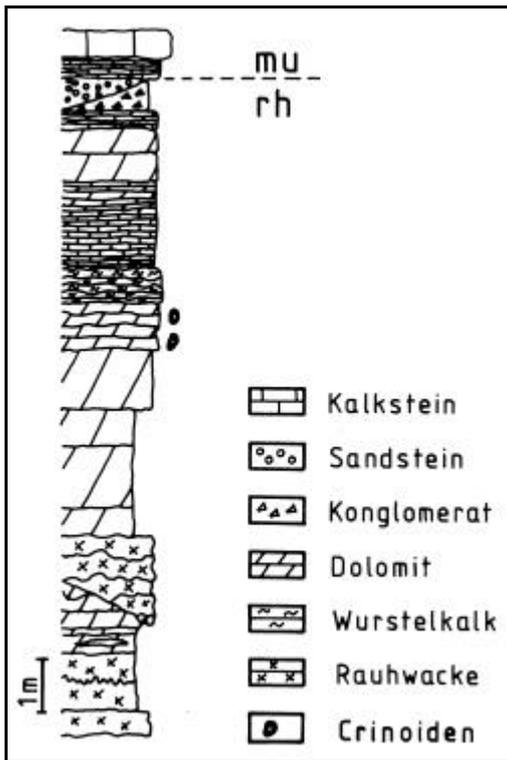


Abb. 52 Detailprofil der Grenze Reichenhaller Schichten-Alpiner Muschelkalk an der Westseite des Vorderen Tajatörls. Deutlich erkennbar ist, wie sich das Milieu des Alpiner Muschelkalk bereits am Top der Reichenhaller Schichten bemerkbar macht.

4.2.2.1 Reichenhaller Schichten (Hydasp – mittleres Pelson) MOJSISOVICS 1869, AMPFERER & HAMMER 1898

Die Reichenhaller Schichten sind eine bunt gemischte Abfolge von Dolomitsteinen, zum Teil gebankten Kalken und Rauwacken sowie einer Sand- und Konglomeratpartie als Abschluß des Hangenden („Top“). Nirgends im westlichen Mieminger-Gebirge ist die Basis der Reichenhaller Schichten aufgeschlossen, da sie ausschließlich an Störungen gebunden vorkommen, wie man es zum Beispiel an der Scharte (✱ 43), dem Vorderen Tajatörl (✱ 84) oder der Grünsteinscharte (✱ 36, ✱ 38) beobachten kann (Abb. 57). Im Top hingegen gehen die Schichten stets konkordant in den Alpenen Muschelkalk über. Insgesamt scheint die Mächtigkeit der vollständigen Abfolge im westlichen Mieminger-Gebirge nicht viel größer als 200 m zu sein. Ein vollständiges Profil, durch das man die tatsächliche Mächtigkeit bestimmen könnte, ist im Kartiergebiet nicht vorhanden. Das Profil Abb. 52 zeigt lediglich den Übergang der Reichenhaller Schichten zum Alpiner Muschelkalk.

Dunkelgraue bis dunkelbraune, seltener ockerfarbene Verwitterung ist kennzeichnend für die im frischen Zustand bräunlich- bis dunkelgrauen Kalke der Reichenhaller Schichten. Beim Anschlagen macht sich immer ein bituminöser Geruch bemerkbar. Die Kalke werden von Calcitadern durchzogen (Abb. 54) die sich mitunter zu cm großen Hohlräumen mit Kristallen weiten. Die Schichtmächtigkeiten, soweit Schichtung vorhanden ist, bewegen sich im Dezimeterbereich. Im allgemeinen weisen die Kalke einen

geringen Dolomitgehalt auf. Zum einen treten klastische, gleichkörnige Mudstones auf, deren Risse (0,1–0,2 mm) von Spatit ausgefüllt sind (□ 120), zum anderen mikritische Biogen-Klastite, deren Hohlräume zwischen den Biogen-Klasten mit Zement B gefüllt sind (□ 149, Abb. 53). Hauptbestandteil des Schliffes □ 149 sind Foraminiferen. Komponenten sind Pelloide und Rindenkörper, die vermutlich umkristallisierte Foraminiferen darstellen.

Etwa gleich häufig wie die Kalke sind die dolomitreichen Rauwacken aufgeschlossen. Durch die Verwitterung kommt es zur Ausbildung bizarrer, zackiger Formen mit vielen Löchern und Höhlungen. Ein gutes Beispiel dafür bilden die Felszacken nordwestlich des Hinteren Tajatörls (Abb. 87). Die Rauwacken verwittern gelblichgrau und haben frisch eine ockergelbe bis hellgraue Farbe.

Weniger oft kommen reine Dolomitsteine vor, wie sie im Profil der Abb. 52 zu erkennen sind. Sie haben im frischen Zustand eine braungraue Farbe und verwittern ockergelb. Gelegentlich kann, wie an der Scharte, Feinrhythmierung beobachtet werden.

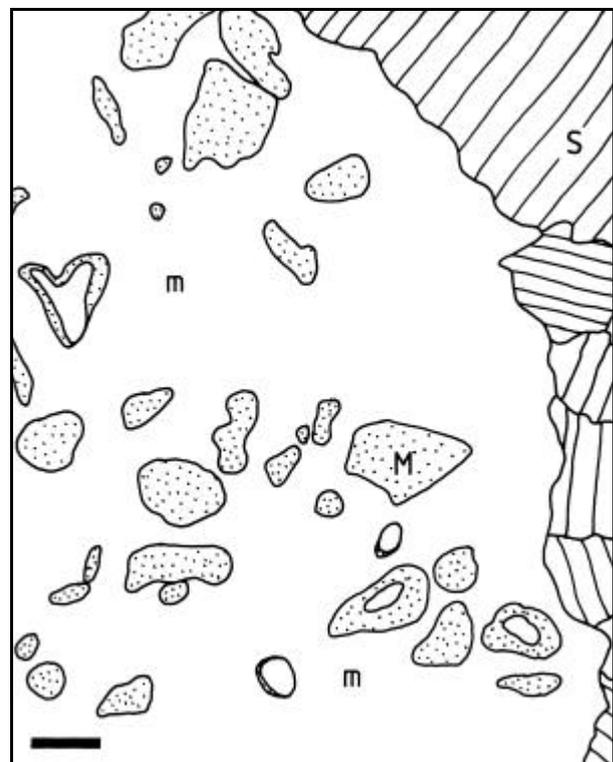


Abb. 53 Peletoide Mudstone mit Rindenkörpern und dolomitiertem Sparit (□ 149). m: dunkler Mikrit; M: heller Mikrit; S: dolomitiertes Sparit. Maßstab: 0,1 mm.

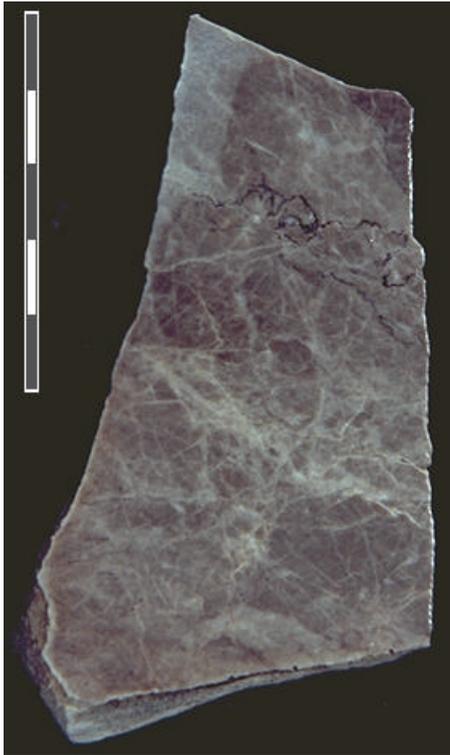


Abb. 54 Bituminöser, tektonisch beanspruchter Mudstone mit Lösungssutur. Die Risse sind spät-diagenetisch mit Calcit gefüllt. (✕ 121). Maßstab: 5 cm.



Abb. 55 Gebankte und gefaltete Kalksandsteinlinse westlich des Hinteren Tajatörls (✕ 222) in den obersten Reichenhaller Schichten.

Die 20—100 cm mächtige Sandsteinlinse am Vorderen Tajatörl (✕ 222) besteht aus einem gut geschichteten, rostbraungrauen, orangen und ockerfarbenen, schluffigen bis feinsandigen Kalksandstein, der gelegentlich größere Fremdkomponenten aus Dolomitstein oder Kalkstein enthält. Die Schichtung wird teilweise durch Limonitlagen nachgezeichnet. Im Dünnschliff konnte keine graduierte Schichtung beobachtet werden. Neben dem Limonit konnte Lepidokrokit in plattigen, durchscheinenden Aggregaten und Goethit in skelettartigen Formen beobachtet werden. Der Dünnschliff eines Kalksandsteines der Grünsteinscharte (☐ 38) enthält kaum Fe-Oxide, dafür aber 20 % Feldspat. Accessorien sind Turmalin, Chlorit, Zirkon und Muskovit. Das Gefüge ist gleichkörniger als das von ☐ 222 (vgl. Tab. 13 und Abb. 55). Eine weitere Sandsteinlinse ist westlich der Grünsteinscharte aufgeschlossen. Die Farbe des pyritreichen Sandsteines ist blaugrau mit gelbbrauner Verwitterungsfarbe.

Das Profil auf Abb. 52 zeigt, wie sich das Milieu des Alpenen Muschelkalk bereits in den obersten Metern der Reichenhaller Schichten andeutet. In jedem Fall wird die Obergrenze der Reichenhaller Schichten durch eine klastische Serie gebildet, die entweder aus Kalksandstein (Hinteres Tajatörl, Grünsteinscharte) oder einem bis zu 10 m mächtigen Konglomerat (Scharte) besteht. Das Konglomerat an der Scharte weist ein toniges Bindemittel auf, welches die 0,5—20 cm großen, schlecht gerundeten Komponenten miteinander verbindet. Graduierte Schichtung bildet eine Bankung aus, die zwischen 10 cm und 2 m mächtig ist. Die Komponenten bestehen aus Kalken und Dolomitsteinen des Hangenden.

D222 Kalksandstein mit granularem Gefüge	
Mineral	Modalbestand
Karbonat	30—40 %
Quarz	10—15 %
Biotit	10—15 %
Fe-Oxide	20—30 %
Accessorien Epidot, Muskovit	2 %

Tab. 13 Zusammensetzung des Kalksandsteines am Vorderen Tajatörl (☐ 222).

An Fossilien konnten in den Reichenhaller Schichten Crinoidenstilglieder gefunden werden. Fünf Meter unter der Grenze der Reichenhaller Schichten zum Alpenen Muschelkalk treten zudem die ersten, jeweils 10 cm mächtigen Schichten mit dem Problematikum *Rhizokoralium* auf. Mikroskopisch wurden lediglich Foraminiferen bestimmt.

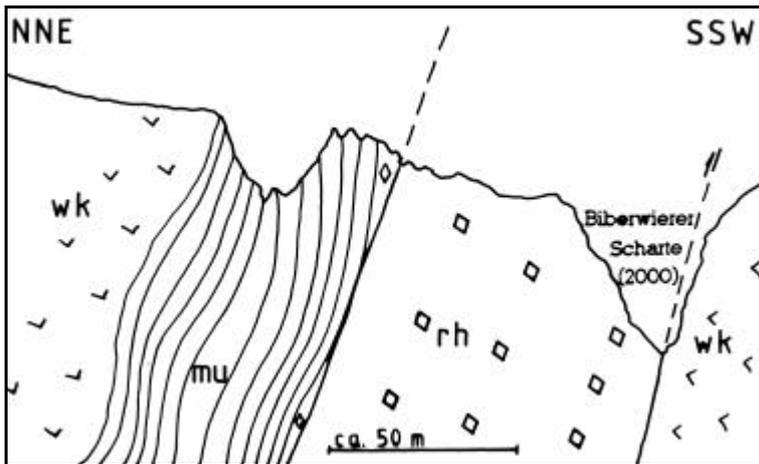


Abb. 57 Schuppe aus Reichenhaller Schichten NNE der südvergente Aufschiebung ‚B‘. wk: Wettersteinkalk; mu: Alpiner Muschelkalk; rh: Reichenhaller Schichten; -: Bankung im Wettersteinkalk.

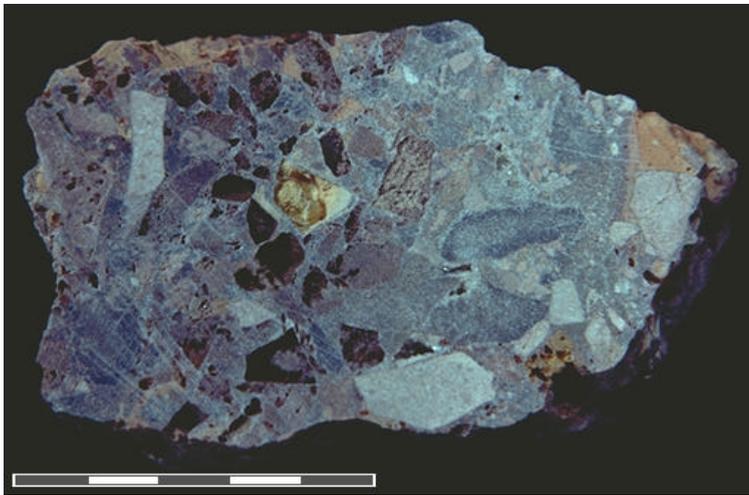


Abb. 56 Konglomerat von der Griebßspitzen Nordwand mit rötlichen Dolomitsteinen, roten Sandsteinen, dunkelgrauem Mudstone und schwarzen Tonsteinen. (✕ G19). Maßstab: 5 cm.

Aus den steilen Nordwänden der Griebßspitzen barg E. MÜLLER eine Gesteinsprobe (s. Abb. 56), die Ähnlichkeiten mit den Konglomeraten an der Scharte und der Grünsteinscharte aufweist. Der Unterschied besteht darin, dass die Hohlräume mit roten Calcitkristallen ausgefüllt sind, und da neben rote Dolomite sowie Sandsteine als Komponenten vorkommen. Das offene Gerüst der großen Komponenten ist durch kleinere verfüllt. Weitere Komponenten sind ein dunkelgrauer Mudstone und schwarze Tonsteine. Im Schnitt beträgt der Durchmesser der Gerölle 1cm, wobei auffällt, dass die Längsachse meist doppelt so groß ist, wie die Querachse. Dies weist, zusammen mit der schlechten Rundung der Komponenten auf eine geringe Transportweite hin. Da im gesamten Alpen Muschelkalk, als was die von E. MÜLLER beschriebene Stelle kartiert wurde, kein Konglomerat bekannt ist, und im Hangschutt des oberen Drachenkars weiterer Konglomeratfunde gemacht wurden, muss davon ausgegangen werden, dass im Bereich der Griebßspitzen Nordwände eine bisher unbekannte Schuppe aus Reichenhaller Schichten vorhanden ist. Aus technischen Gründen war ein Besuch der Stelle nicht möglich; nachdem das Vorkommen an der Grünsteinscharte (✕ 38) jedoch dem von E. MÜLLER angegebenen entspricht, scheint sich ein Streifen Reichenhaller Schichten durch die Nordwände der Griebßspitzen zu ziehen.

4.2.2.2 Alpiner Muschelkalk (mittleres Pelson – mittleres Langobard) HAUER 1850, HABER 1934

Über die Namensgebung des Alpen Muschelkalk wurde in der Vergangenheit viel diskutiert, da seine Umgrenzung wegen der Verschiedenheit seiner Schichtglieder nicht überall einfach vorzunehmen ist. Andere Gründe lagen darin, dass es bereits in der Germanischen Trias einen Muschelkalk gibt, der mit dem der Alpen zwar Gemeinsamkeiten hat, sich aber dennoch von ihm unterscheidet. Es gab sogar Bestrebungen, den Namen Muschelkalk in den Alpen völlig zu streichen. MILLER (1965, S. 191f) schlägt hingegen vor, das Problem durch die Einführung des Namens „Anisische Riff-Knollenkalk-Serie“ zu umgehen, was sich jedoch nicht durchsetzte, da der Alpine Muschelkalk weder auf das Anis beschränkt ist, noch eine Riffbildung darstellt. Über das Für und Wider der Namensgebung haben BECHSTÄDT & MOSTLER (1974, S. 11f) ausführlich diskutiert. In der vorliegenden Arbeit wird ausschließlich der Begriff „Alpiner Muschelkalk“ verwendet, wie er von HABER eingeführt wurde.

Der Alpine Muschelkalk weist innerhalb des Kartiergebietes eine deutliche Dreiteilung auf, die wegen ihrer teilweise geringen Mächtigkeiten für die geologische Karte zusammengefasst wurden. Dabei beginnt über der klastischen Serie der Reichenhaller Schichten die Basis des Alpen Muschelkalk, das Top hingegen am Beginn der grobgebankten, massigeren Kalkfolge (Abb. 60) des Wettersteinkalk oder der Partnach Schichten. Insgesamt beträgt die Mächtigkeit zwischen 120 m am Nordgrat der Griebßspitzen und 160 m im Oberen Schwärzkar.



Abb. 58 Schichtunterseite im unteren Alpiner Muschelkalk mit Fossilien (s. Pfeil).

Unterer Alpiner Muschelkalk

Die Flaser- und Wurstelkalke des Unteren Alpiner Muschelkalk haben Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern und einem Dezimeter. Ihre Schichtoberflächen sind uneben gewellt, und von ungeordnet verlaufenden, 1–2 cm breiten Wülsten überzogen. Diese wurden von sedimentwühlenden Organismen geschaffen (*Rhizokorallium*). Die typische Schichtunterseite einer der Wurstelbänke zeigt Abb. 58. Man erkennt die wellige Unterseite, Spuren von Sedimentwühlern und einen Brachiopoden oberhalb der Bildmitte.

Die untere, bituminöse Gesteinseinheit ist dunkelgrau bis braun und verwittert ockergelb bis hellgrau. Oft tritt Feinschichtung hinzu, die durch Algen-Stromatolith-Rasen hervorgerufen wird. Dolomitisierung ist, wie im oberen Drachenkar, ebenfalls recht häufig. Dort ist eine etwa 5*10 m große, hellbraun verwitternde Dolomitsteinlinse vorhanden, die Breccierung aufweist. Im Dünnschliff (□ 56a) zeigt sich, dass die Dolomitisierung in einer Dolomitfront vorangeschritten ist. Entlang von Frakturen durchdringt Goethit das Gestein, der zusätzlich fein verteilt in der Karbonatmatrix auftritt.

Die meist zentimetermächtigen Bänke der Flaser- und Wurstelkalke weisen gelegentlich Kleinfalten auf, deren Wellenlängen und Amplituden ebenfalls im Zentimeterbereich liegen (✖ 96).

Mittlerer Alpiner Muschelkalk

Der mittlere Alpine Muschelkalk ist dicker gebankt, als die beiden anderen Einheiten, wobei Mächtigkeiten von mehreren Dezimetern bis Metern und insgesamt massigere Bereiche auftreten. Seine Farbe ist hellgrau bis braungrau mit hellen Verwitterungsfarben. Dolomitisierung, die mitunter parallel der Schichtung verläuft, ist im gesamten mittleren Alpiner Muschelkalk vorhanden. Im Handstück ist es meistens nicht möglich, die Gesteine des Mittleren Alpiner Muschelkalk von denen des Wettersteinkalk zu unterscheiden, da ihre Ausbildung sehr ähnlich ist. Erst der stratigraphische Zusammenhang im Gelände macht eine Zuordnung eindeutig möglich.

Gelegentliche Hohlräume enthalten Calcit und Dolomit in zentimetergrossen, zum Teil rosafarbenen Kristallen (✖ 56, ✖ 188). Im Oberen Drachenkar (✖ 56) und Schwärzkar (✖ 108) konnten idiomorphe, bis zu 1 cm lange, authigene Rauchquarkristalle gefunden werden, die gelegentlich Zonarbau aufweisen und aus dem Kalkstein herauswittern. Die Kristalle sind lagenweise angeordnet, ohne jedoch parallel der Schichtung zu verlaufen. Im Dünnschliff eines Geröllstücks (□ 69, Abb. 59) wurden die Längsachsen von 63 Quarzkristallen gemessen. Dabei ergaben sich drei Maxima, deren größtes bei 0,1 mm liegt. Zwei weitere Maxima befinden sich bei 0,35 mm und bei 1 mm. Im Gegensatz zu den ersten beiden Maxima sind die

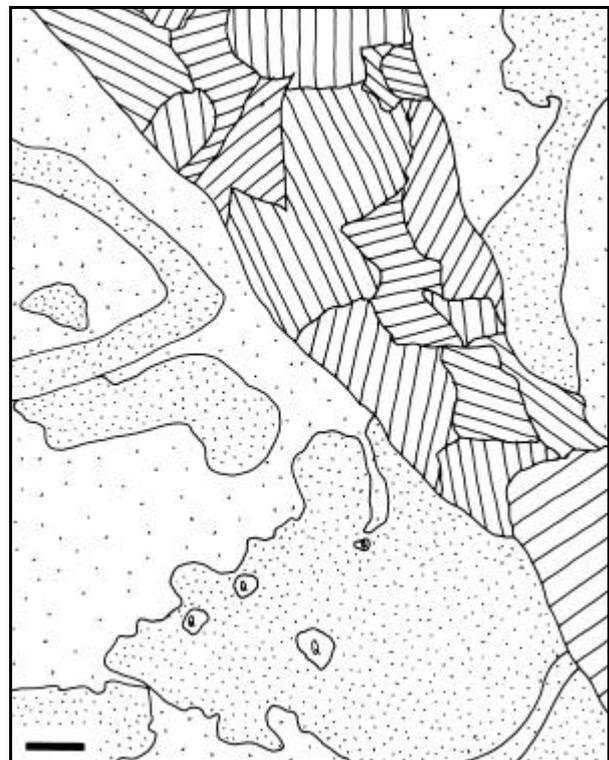


Abb. 59 Peletoide Mudstone mit authigenem Quarz (Q) und einer mit Spatit verfüllten Fraktur (□ 69). Weit gepunktet: heller Mikrit. Eng gepunktet: dunkler Mikrit. Schraffiert: Calcit-Spatit. Maßstab: 0,1 mm.

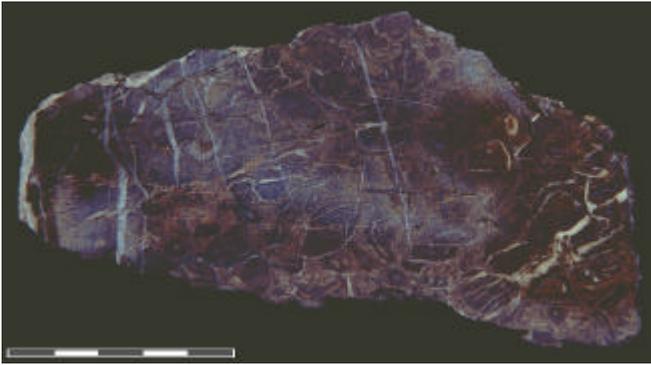


Abb. 61 Oncoide Rudstone aus umkrusteten Bivalvenschalen des oberen Alpinen Muschelkalk (9 80). Maßstab: 5 cm.

Quarze des Maximums bei 1 mm undeutlicher in ihrem Umriss. Daraus ergibt sich die Folgerung, dass diese Quarze als Klaster in den Mudstone kamen, während die idiomorph ausgebildeten authigene Bildungen darstellen.

Im wesentlichen stellt das Gestein einen bioklastischen Rud- bis Grainstone dar, dessen Fossilinhalt weitgehend mit dem des Oberen Alpinen Muschelkalk identisch ist. Herausgewitterte Crinoidenstilglieder und kleine, bis 7 mm große Brachiopoden (*Rhynchionella* sp.) sind am Nordgrat der Östlichen Gießspitze, wenig südlich des Hinteren Tajatörls, vorhanden

Trockenrisse in einem Geröllstück NW des Drachensees weisen auf ein zeitweiliges Trockenfallen im unteren Alpinen Muschelkalk hin.

Oberer Alpiner Muschelkalk (Reiflinger Knollen- und Bankkalke)

Die durch ihre Kieselknollenführung gekennzeichneten Knollenkalke (Reiflinger Knollenkalk) verwittern ocker bis dunkelgrau und sind im frischen Zustand dunkelgrau. Auf den im cm- bis dm-Bereich gebankten Schichtoberflächen findet sich häufig ein hellgrüner, tonig-mergeliger Überzug, der den Grünen Mergeln ähnlich sieht. Ursache für die uneben-wellige Oberfläche der Knollenkalke sind die schwarzen bis dunkelbraunen, gelblich-weiß verwitternden, von Rissen durchzogenen Kieselknollen, die meist eine Größe zwischen 5 und 10 cm haben. In der Gießspitzen Nordwand gibt es einen wenige Zehnermeter mächtigen Streifen deutlich rot gefärbter Knollenkalke, für deren Entstehung keine gesicherte Erklärungen vorhanden ist. MILLER (1965, S. 195) will beobachtet haben, dass die roten Kalke ausschließlich unter tuffreichen Horizonten vorkommen und vermutet damit einen Zusammenhang zwischen Tuffbildung und Rotfärbung. Umgekehrt stellt sich jedoch die Frage, weshalb nicht unter allen Tufflagen rot gefärbte Kalkhorizonte auftreten. Aus diesem Grund scheint ein direkter Zusammenhang zwischen Tuffbildung und Rotfärbung nicht erkennbar. Vielmehr sind diese rötlichen Knollenkalke auf ein oxidierendes Milieu zurückzuführen.

Im Dünnschliff sind accessorisches Lepidokrokit, als Überzug auf Calcitkristallen Goethit und Titanit vorhanden. In Kleinsthöhlen (Ø 0,4 mm) kommt es zur Sprossung von Kristallen. Häufig treten in den Mudstones Rindenkörper mit Ø von 0,15–0,2 mm auf, die vermutlich umkristallisierte, dolomitisierte Foraminiferen sind. Der Obere Alpine Muschelkalk besteht sehr oft aus bioklastischen

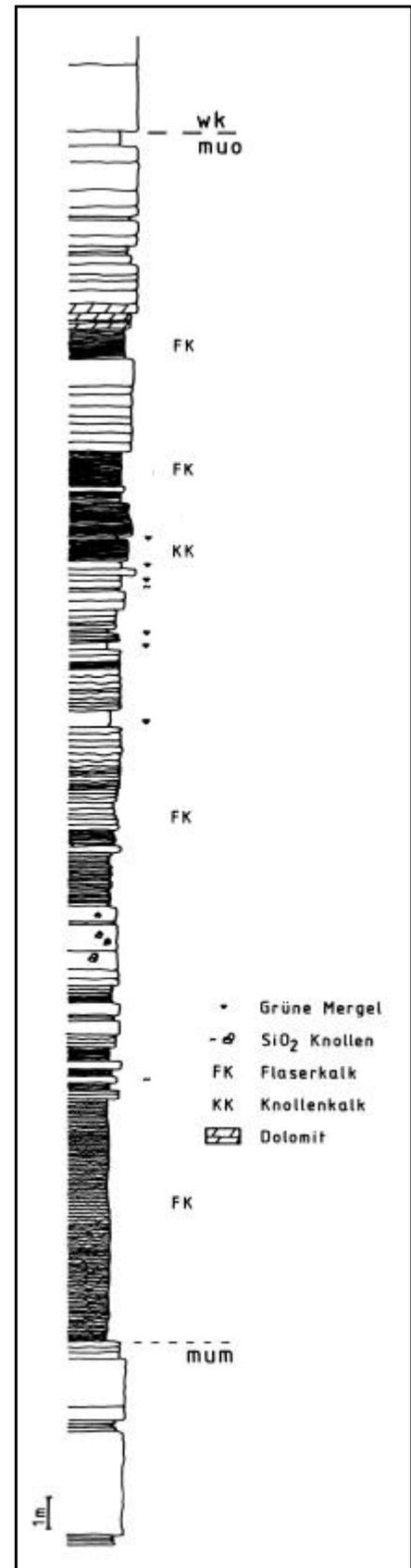


Abb. 60 Profil des Oberen Alpinen Muschelkalk im oberen Drachenkar. wk: Wettersteinkalk; muo: Oberer Alpiner Muschelkalk; mum: Unterer Alpiner Muschelkalk.

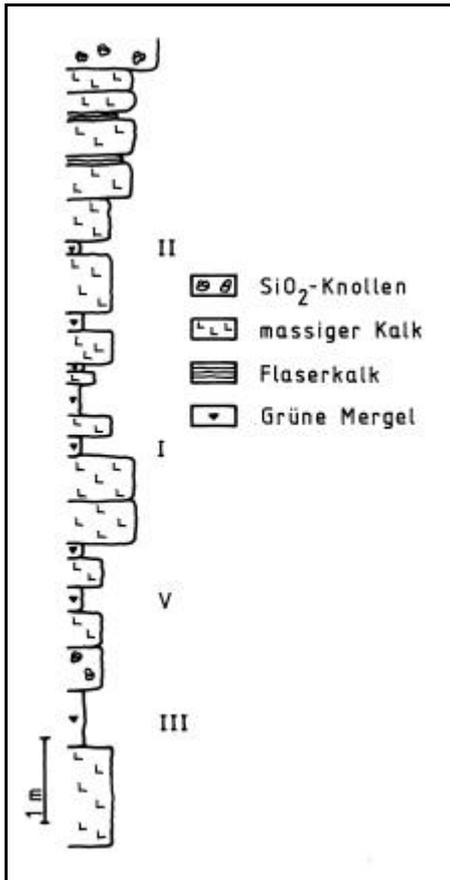


Abb. 62 Profil im oberen Alpen Muschelkalk der Westrinne zum Vorderen Tajakopf. I, II, III, V: Grüne Mergel des jeweiligen Typs.

dimentären Gleitfaltung liefert Abb. 86.

In die Kalke des oberen Alpen Muschelkalk sind häufig Grüne Mergel eingeschaltet (s. Abb. 62), die allgemein als Tuffe oder Tuffite gedeutet werden. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 200 cm. Erstmals wird hier eine Typengliederung der Grünen Mergel aufgestellt, die jedoch mangels brauchbarer Dünnschliffe nicht weiter auszuwerten war. Die Unterschiede der fünf Typen können der Tab. 14 entnommen werden. Die Schichtung in den Grünen Mergeln, die oft durch unterschiedliche Typen gebildet wird, ist besonders gut in der Nordwand der Griespizzen zu sehen (* 194). Obwohl an verschiedenen Stellen Profile der Grünen Mergel im Hinblick auf die Typengliederung aufgenommen wurden, zeigte sich keine Beziehung der einzelnen Typen zueinander. Eine Abfolge der Typen konnte nicht nachgewiesen werden. Vielmehr ersetzen sich die Typen gegeneinander sowohl horizontal als auch vertikal.

Filament-Wackestones und Crinoiden-Pack- bis Rudstones mit Filamenten, Peloiden, Rindenkörpern, Bivalvien, Foraminiferen, Pellets, Diploporen, Ostracoden, phylloiden Algen und Schwebcrinoiden. Im allgemeinen ist der Detritus schlecht gerundet, was auf eine geringe Transportweite hindeutet. Auf Abb. 61 ist ein Onkoiden-Rudstone erkennbar, der umkrustete Schalenreste enthält. Die Onkoide weisen auf eine hohe Wasserenergie während der Entstehung hin. Diese Anzeichen weisen bereits auf die über dem Oberen Alpen Muschelkalk einsetzende Riffentwicklung hin, in der Wassertiefe und -energie zunehmen. Im oberen Schwärzkar treten stellenweise bis zu 50 cm mächtige Horizonte auf, die vollständig aus Crinoidenstilgliedern bis 0,4 cm Ø und Zweischalern (Bivalvien, Brachiopoden) bestehen (* 107).

Über die Herkunft der Kieselknollen wurden bereits umfangreiche Diskussionen geführt (ULRICH 1960, S. 122ff), deren Ergebnis im wesentlichen darin besteht, dass keine allgemeingültige Theorie aufgestellt werden kann. Vielmehr muss von Fall zu Fall geklärt werden, was die Hornsteinbildung verursachte. Wenn davon ausgegangen wird, dass es sich bei den Grünen Mergeln um Tuffe handelt, ist die Kieselknollenbildung auf das Überangebot an Kieselsäure im Meerwasser aufgrund des Vulkanismus zurückzuführen. Dies würde dann das gemeinsame Vorkommen von Grünen Mergeln und Knollenkalk erklären.

Durch die Faltung der Knollenkalke kommt es besonders an der Grünsteinscharte oder der Scharte (2000 m) zur Boudinage des Gesteins. Die einzelnen Boudins haben im Querschnitt eine Länge von etwa 30 cm und eine Breite von 10 cm. An der Hinteren Drachenscharte findet sich Kleinfaltung mit Amplituden und Wellenlängen im Meterbereich. Ein Beispiel dieser möglicherweise synsedimentären Gleitfaltung liefert Abb. 86.

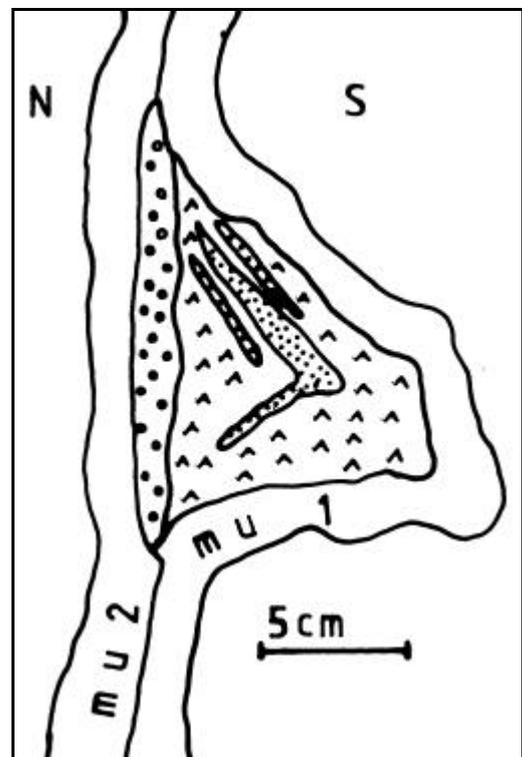


Abb. 63 Zwischen zwei Bänke von Alpinem Muschelkalk eingefaltete Grüne Mergel. mu1: Liegendbank; mu2: Hangendbank; o: Typ V; ^: Typ I; •: Kalkmergel.

Typ	Farbe	Gefüge	Bruch	Karbonat	Häufigkeit
I	dunkelgrün	feinstkörnig, homogen	zerreiblich	ohne Karbonat	**** ++
II	grün, gesprenkelt	feinkörnig, braune Komponenten	splittrig, hart	wenig Karbonat	** ++
III	hellgrün	feinkörnig, ohne	weich	vorhanden	** ++++
IV	grün, ausgebleicht	feinkörnig, absandend	leicht brechbar	viel Karbonat	* +++
V	dunkelolivgrün	extrem feinkörnig	tonig	kein Karbonat	**** +

Tab. 14 Makroskopische Merkmale der Grünen Mergel im oberen Alpinen Muschelkalk. Häufigkeit (Aufschluss/Geröll): ****/++++ sehr häufig, ***/+++ ziemlich häufig, **/++ häufig, */+ selten

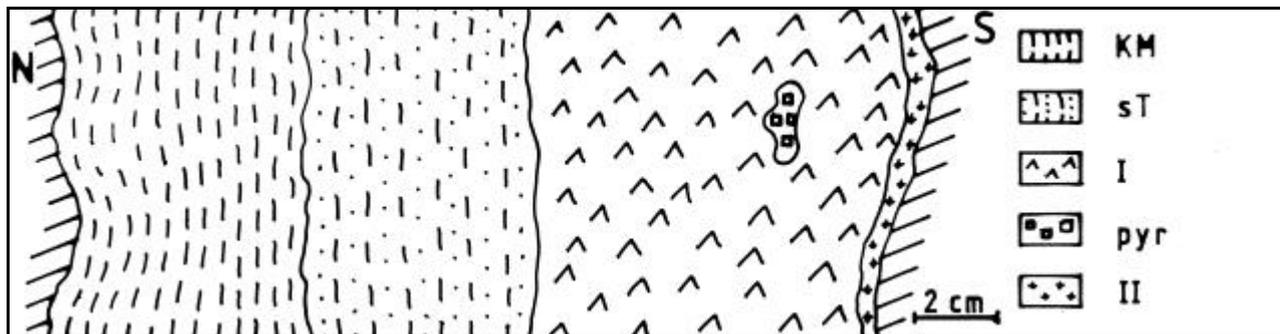


Abb. 64 Einschaltung Grüner Mergel im oberen Alpinen Muschelkalk der Westrinne des Vorderen Tajakopf (✕ 161). Liegendes: rechts. KM: Kalkmergel, sT: sandiger Ton, I: Grüner Mergel Typ I; pyr: Pyritaggregat; II: Grüner Mergel Typ II.

An etlichen Stellen in der Rinne, die zum Vorderen Tajakopf hinaufzieht, sind die Grünen Mergel in die Kalke eingefaltet (Abb. 63). Dort kommt auch eine 20 cm mächtige Kalkmergel-Grüne Mergel Bank vor (Abb. 64, Abb. 65). Eine Einschaltung Grüner Mergel gleichen Aussehens und Mächtigkeit, die sich mit dem der obigen Rinne parallelisieren lässt, befindet sich NNE der Scharte (✕ 224).

Neben diesen Grünen Mergeln kommen vereinzelt ockerfarbene und gelbliche Mergel vor, wie dies zum Beispiel S des Hinteren Tajatörl der Fall ist.

Im Dünnschliff erweisen sich die Grünen Mergel als basische Kristalltuffe (Tab. 15). Die Plagioklase haben einen Zonarbau, löschen undulös aus und zeigen beginnende Serizitisierung. Die Biotite zeichnen sich durch einen deutlichen Pleochroismus von dunkelbraun bis gelblichbraun aus und sind oft verbogen. Daneben gibt es in einigen Schliffen Dolomitisierung, die auch die Plagioklase angreift.

4.2.2.3 Partnachsichten (oberes Ilyr – mittleres Cordevol) GÜMBEL 1858

Der Aufschluss Schwärze SW des Wamperten Schrofen (✕ 31) ist der größte Aufschluss von Partnachsichten im Kartiergebiet (Abb. 66). BECKE (1980, Abb. 2.2a und

D 55 Basischer Kristalltuff	
Mineral	Modalbestand
Plagioklas	45–55 %
Serizit	10–15 %
Biotit	5–10 %
Pyroxen	5–10 %
Grundmasse	10–15 %
Accessorien Karbonat, Quarz, Apatit, Chlorit, Erz, Epidot, Zirkon	

Tab. 15 Zusammensetzung eines Grünen Mergel im Oberen Alpinen Muschelkalk.



Abb. 65 Einschaltung Grüner Mergel im oberen Alpinen Muschelkalk der Westrinne des Vorderen Tajakopf (✕ 161). Liegendes: rechts. Bildbreite: 22 cm.

2.2b, Seite 10) hat von dort ein gutes Profil geliefert, das keiner Ergänzung bedarf. Weitere Vorkommen wurden während des Bergbaues im Inneren des Schachtkopf aufgeschlossen.

Neben diesem Auftreten von Partnachschieben existieren im Kartiergebiet weitere jeweils 10–100 m² große Vorkommen, die wegen ihrer Kleinräumigkeit von früheren Bearbeitern zum Teil übersehen wurden. Zum einen handelt es sich dabei um das Vorkommen E der Coburger Hütte (✱ 73), welches auch BECKE (1980, S. 9) erwähnt, zum anderen konnten bisher nicht bekannte Stellen mit Partnachschieben am Nordabhang des Scharfenkopfs auskartiert werden, wo sie sich jeweils an Störungen versetzt aneinander reihen (Abb. 67, ✱ 214, ✱ 215).

Aus dem Fazieschema (Tab. 12) geht hervor, dass die Beckenbildung der Partnachschieben neben der Riffentwicklung des Wettersteinkalk vorkommt. Sie können sich also gegenseitig ersetzen. Das Profil Abb. 60 zeigt, wie der Alpine Muschelkalk direkt in die dickgebantkten unteren Einheiten des Wettersteinkalk übergeht. Obgleich MILLER (1965) und AMPFERER & OHNESORGE (1924) für diese Abfolge den Namen Partnachkalk verwenden und den Partnach Schichten zurechnen, werden sie hier zum Unteren Wettersteinkalk gestellt, da sich in diesen Zwischenschichten bereits die Riffentwicklung des Wettersteinkalk zeigt.



Abb. 66 Das Vorkommen „Schwärze“ SW des Wamperten Schrofen von W aus gesehen. Deutlich erkennt man die dunklen, durch Kalke voneinander getrennten Partnach-Bankkalke. Im Vordergrund fluviatile Ablagerungen (✱ 31).

Partnachkalke

Die Partnachkalke kommen in drei verschiedenen Ausbildungen vor. Zum einen als 1–2 m mächtige Bankkalke, welche zum Beispiel beim Vorkommen Schwärze die Partnachmergel voneinander trennen, zum anderen als Kalkknollen und schließlich als 5 cm mächtige Lagen in den Mergeln. Die mächtigeren Bankkalke können die Partnachmergel vollständig vertreten. Der Übergang von Mergeln in Kalke und das Auskeilen der Partnach-Bankkalke in Wettersteinkalk kann bei der Lokalität Schwärze beobachtet werden.

Beide Kalke verwittern ockerfarben oder hellgrau wobei ihre Verwitterungsrinde nicht dicker als einen halben Zentimeter ist. Im frischen, muschelartigen Bruch sind sie bläulichschwarz bis schwarzgrau und weisen eine große Härte auf. Während in den Partnach-Bankkalken Mikro- und Makrofossilien vorkommen, sind die Knollenkalke stets fossilfrei. Die Bankkalke sind außerdem von Calcit-Klüften durchzogen, die maximal 5 mm dick werden. Im Dünnschliff zeigt sich, dass die Kalke mikritische Peletoid-Mudstones sind, die 95 % Karbonat enthalten (Tab. 16). Die Feinschichtung wird durch eingeregelter Filamente sowie durch Anreicherung kohligter Substanz an Stylolithen nachgezeichnet. Für den durchschnittlichen Durchmesser der mikritischen Rundkörper (Peloide, Rindenkörper) ergab sich ein Wert von 0,06 mm. Das gesamte Gestein ist von einem polygonalen, 0,02 mm mächtigem Klufnetz durchzogen, in dem Spatit auskristallisiert ist (☐ 31a, ☐ 31b).

Ein völlig anderes Gestein sind die Kalkknollen in den Mergeln. Sie stellen reine Mudstones mit einem Komponentenanteil (Rindenkörper) < 1 % dar. Die organische Substanz wird größtenteils von Erz (Eisenoxide) ersetzt, das sowohl diffus als auch in Haufen akkumuliert auftritt. Insgesamt nimmt die Feinschichtung geringere Abstände ein (0,06 mm) und ist gleichmäßiger als in den Partnach-Bankkalken.

D31a micritic peletoidic wacke/mudstone	
Mineral	Modalbestand
Karbonat	90–95 %
Kohlige Substanz	5 %
Accesorien Quarz	< 1 %
Filamente, Foraminiferen, Peletoide, Rindenkörper	

Tab. 16 Zusammensetzung der Partnach-Bankkalke.

Partnachmergel

Im frischen Zustand haben die Mergel dunkelschwarzgraue Farbe mit einem Stich ins bläuliche. Sie verwittern ockerfarben, seltener dunkelbraun, wobei die ausgehärteten Mergel polygonal auseinanderbrechen. Während die Partnachmergel am Vorkommen Schwärze in griffelartige, bis zu 3 cm lange Stücke zerfallen, ist dies bei den kleineren Vorkommen an der Scharte (Abb. 67, ✕ 214) und SE der Coburger Hütte (✕ 73) nicht der Fall, da die Mergel dort weich sind. Sie führen neben den Kalkknollen auch Linsen mit härteren Tonen. Dies hat bei tektonischer Beanspruchung die Folge, dass die weichen Mergel plastisch gefaltet sind, während die härteren Mergel Staffelbruch aufweisen, der zusätzlich durch gelegentlich eingelagerte Schichtkalke nachgezeichnet wird.

Die Mächtigkeit der tektonisch angeschuppten Mergel an der Scharte beträgt 1–4 m. Sie überlagern stets einen hellgrauen bis weißen Kalkstein und sind selbst wiederum von 1–2 m mächtigem Geröll überlagert. Die Mächtigkeit der fünf durch Kalksteinbänke voneinander getrennten Mergelpakete in der Schwärze schwankt zwischen 10 und 12 m.

4.2.2.4 Wettersteinkalk (oberes Ilyr – mittleres Cordevol) GÜMBEL 1861

Beschreibung der Gesteinseinheiten

Der Hauptgipfelbildner im Kartiergebiet, der Wettersteinkalk, nimmt flächenmäßig den größten Raum ein. Seine Mächtigkeit beträgt am Wamperten Schrofen etwa 500 m und nimmt gegen Osten hin beständig zu. Bei den Mitterspitzen soll sie bereits 1500 m betragen (BECKE 1980, S. 12).

Die Unterscheidung des Wettersteinkalk vom Wettersteindolomit konnte in der Karte nicht stattfinden, da die vom Wettersteindolomit eingenommenen Flächen zu klein geraten wären. Das Gleiche gilt für die Gliederung in Unteren, Mittleren und Oberen Wettersteinkalk, die im Mieminger Gebirge zwar vorhanden ist (Tab. 17), für eine Darstellung in der Karte wegen der Kleinräumigkeit ebenfalls zusammengefasst wurde.

Die untersten 50–100 m des Wettersteinkalk sind gelegentlich gebankt. Über die Zuordnung zu Wettersteinkalk oder Partnachkalk bestehen Unsicherheiten. MILLER (1965, S. 205) hat diese gebankten Kalke, entsprechend AMPFERER & OHNESORGE (1924, S. 15), den Partnachkalke zugestellt. Wie in Kapitel 4.2.2.3 bereits ausgeführt, wurde dieser unterste Bereich jedoch als Wettersteinkalk kartiert.

Hellgraue bis weiße, seltener, vor allem in den unteren Einheiten, dunkelgraue Verwitterungsfarben zeichnen den meistens massigen Wettersteinkalk aus. Im frischen Zustand ist der gelegentlich kristalline Kalkstein mittelgrau bis weiß. Kleinhöhlen und Drusen mit cm- bis dm-Durchmesser besitzen im Inneren sehr oft Calcit oder Dolomitkristalle, deren Größe kaum über 1 cm geht. Im Dünnschliff erkennt man, wie in die Kleinsthöhlen (Ø bis 0,4 mm) Dolomitkristalle wachsen (Abb. 68). Ob es sich bei den Kleinsthöhlen um primäre Porosität handelt, oder ob sie aufgrund der Dolomitisierung und der damit verbundenen Volumenzunahme des Gesteins entstanden, konnte nicht eindeutig geklärt werden.

In der Rifffazies des Unteren Wettersteinkalk kommen häufig Großoolithen vor, die oftmals mehrere Meter mächtige Partien beherrschen (Abb. 70). Der Durchmesser der unregelmäßig geformten, stets gleichartig aufgebauten Ooide schwankt zwischen 1 und 10 cm. Auf eine Hülle feingeschichteten Kalks, der die Ooide umgibt, folgt ein radialstrahliger Calcit, der senkrecht von der Wandung aus in den Hohlraum wächst. Dabei fällt auf, dass an den engen Radien der



Abb. 67 Partnachmergel am Aufschluss ✕ 215. Die weißen Gerölle sind Wettersteinkalk.

Einheit	Ausbildung	Faziesbereich
Oberer Wettersteinkalk	Feinschichtung	Lagunenfazies
Mittlerer Wettersteinkalk	Bankung im dm-m Bereich	Lagunenfazies
Unterer Wettersteinkalk	massig, z.T. gebankt	Rifffazies

Tab. 17 Gliederung des Wettersteinkalks im Mieminger Gebirge

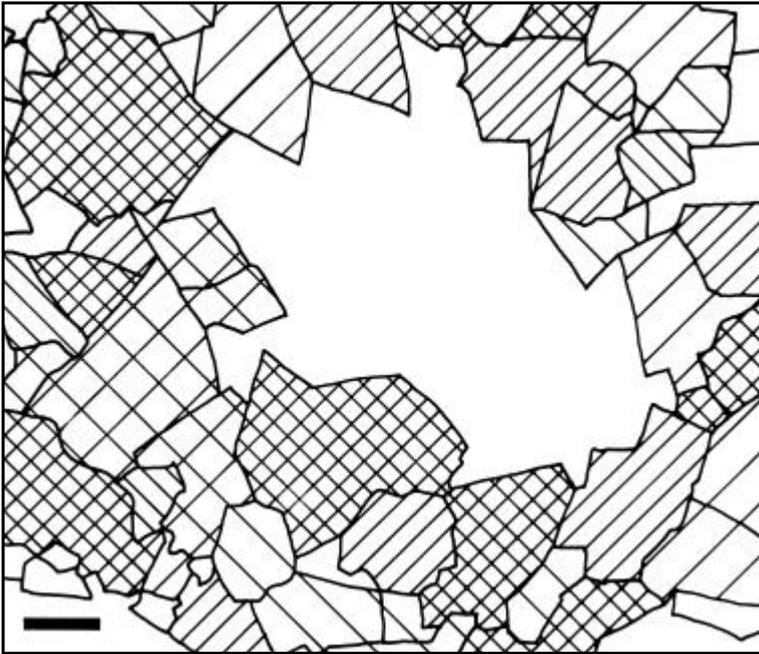


Abb. 68 Kleinsthöhlen in einem dolomitierten Mudstone. In den Hohlraum wachsen Dolomitkristalle (□ 46). Signaturen geben die Orientierung der Kristalle an (gekreuzter Polarisator). Maßstab: 0,1 mm.

den mit Feinschichtung, in den obersten Partien des Wettersteinkalk vor. Zum einen besteht die Dolomitisierung aus gebankten, über größere Bereiche aushaltenden Dolomitsteinen mit Mächtigkeiten bis 2 m, wie sie am Grat zwischen der Scharte und dem Schartenkopf auftreten (Abb. 69), zum anderen aus bis mehrere Meter langen Linsen, die N und E der Coburger Hütte zu beobachten sind. An



Abb. 69 Herausgewitterte Dolomitsteinbänke des Oberen Wettersteinkalk am Nordgrat des Schartenkopf. Bildbreite etwa 150 m. Norden ist rechts.

Großoide kein Wachstum stattfindet. Der im Inneren der Strukturen vorhandene Hohlraum ist meistens mit teilweise rot pigmentierten Calcitkristallen ausgefüllt, die frei in den Raum wachsen. Daneben kommen in den Hohlräumen rosa gefärbte, mehrere mm große Dolomite vor, die jünger als der Calcit sind. Beim Aneinanderwachsen mehrerer Großoide bildet sich ein polygonales Muster (Abb. 50), das wiederum von Calcit- oder Dolomitkristallen ausgefüllt ist.

Im Oberen Wettersteinkalk tritt eine Feinschichtung im Millimeter bis Zentimeter Bereich auf, die durch eine Wechsellagerung von dolomitierten Lagen und reinen Kalken hervorgerufen wird. Im Bereich dieser rhythmischen Abfolgen, die jeweils eine Mächtigkeit von 10–20 cm haben (Abb. 27, Abb. 71), sind stets Blei-Zink-Erze vorhanden, die dort als Zentimeter, selten Dezimeter große Nester auftreten.

Der Wettersteindolomit kommt in den untersten und, gelegentlich verbunden mit Feinschichtung, in den obersten Partien des Wettersteinkalk vor. Zum einen besteht die Dolomitisierung aus gebankten, über größere Bereiche aushaltenden Dolomitsteinen mit Mächtigkeiten bis 2 m, wie sie am Grat zwischen der Scharte und dem Schartenkopf auftreten (Abb. 69), zum anderen aus bis mehrere Meter langen Linsen, die N und E der Coburger Hütte zu beobachten sind. An Störungen und Bereichen mit brecciertem Gestein kann das Voranschreiten der Dolomitisierung längs permeablerer Zonen beobachtet werden. Dabei ergibt sich die erhöhte Permeabilität sowohl durch Störungen (Abb. 30), als auch durch Breccien (Abb. 72), in denen gleichzeitig Calcit vorkommt.

Die Dolomitsteine verwittern ocker und sind im frischen Bruch gelblichweiß. Bei der Verwitterung kommt es zur Zerstörung des Korngefüges, was dazu führt, dass die Dolomitsteine absanden und der Erosion weniger Einhalt gebieten, als die sie umgebenden Kalke („zuckerkörnige“ Ausbildungen). Im Dünnschliff zeigt sich, dass die Dolomitisierung als Dolomitfront voranschreitet. Die primären Korngefüge und die Fossilien werden dadurch verwischt. Gelegentlich kommen auch idiomorphe Dolomitkristalle vor. Im Schliff □ 117, einem dolomitierten Peloid-Mudstone mit Schalenfragmenten und Foraminiferen, erscheint ein mittelkörniger Dolomit 1 (0,05 mm), der einen feinkörnigen Dolomit 2 (0,002 mm) durch Sammelkristallisation ersetzt. Dunkle, mikritische Peloiden werden von außen nach innen durch die Dolomitisierung umgewandelt, wobei es im Kern zur Neuspaltung von Dolomitkristallen kommen kann. Daneben treten ein radial-fibröser Zement A und ein sparitischer Zement B auf (s. Abb. 73).

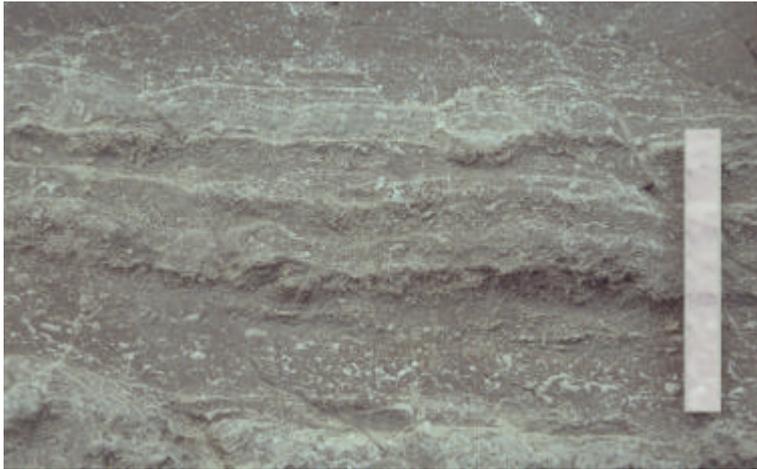


Abb. 71 Feinrhythmierter Bereich aus Dolomitstein und Kalkstein im Oberen Wettersteinkalk östlich des Schartenkopfs (✕ 122). Maßstab: 7,5 cm.

Ob die Dolomitisierung in direktem Zusammenhang mit der Erzbildung steht, kann noch nicht mit Sicherheit gesagt werden. GUNATILAKA (1987, S. 319f) hat für die Dolomitsteine der Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten allerdings einen direkten Zusammenhang zwischen Migration der Erzlösungen und Fortschreiten der Dolomitisierung nachgewiesen. Es scheint deshalb aus den bereits in Kapitel 3 genannten Gründen durchaus angebracht, für die Dolomitsteine und Rhythmite des Wettersteinkalks die gleiche Genese anzunehmen, wie für die von GUNATILAKA bearbeiteten.

Ein weiteres Merkmal des Wettersteinkalks sind Stromatolith-Algenrasen, die verbreitet im oberen Wettersteinkalk auftreten. Die Algenrasen sind nicht immer horizontal angeordnet, sondern bilden vielfach Gebilde aus, die kreisförmige Querschnitte aufweisen. Diese resultieren daraus, dass sich die Algenmatten der unebenen Oberfläche zur Zeit ihres Wachstums anpassten, was auf Abb. 74 zu sehen ist. Die Stromatolithen wachsen über den unebenen Untergrund hinweg und zeichnen so dessen Oberfläche nach.

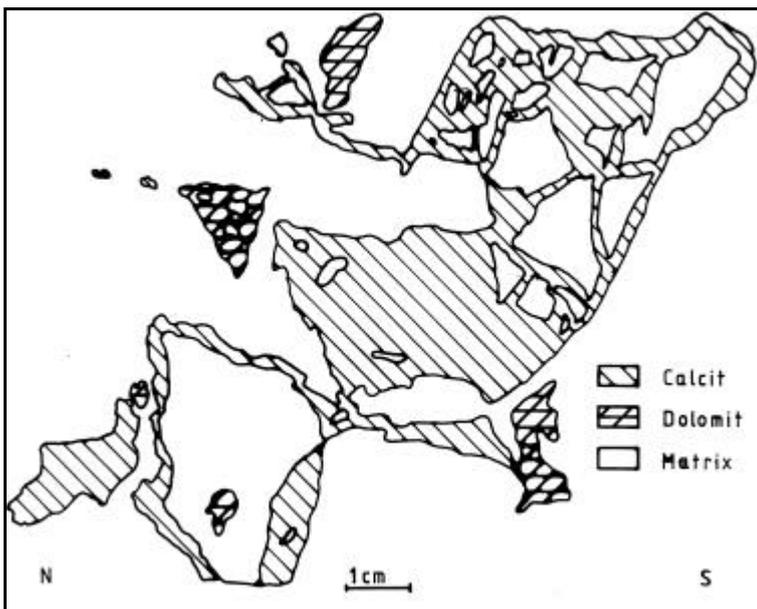


Abb. 72 Breccie im Wettersteinkalk, Hohlräume durch Calcit und Dolomit ausgefüllt (✕ 100). Matrix ist massiger, dunkelgrauer, detritischer rudstone mit cm großen Ooiden.

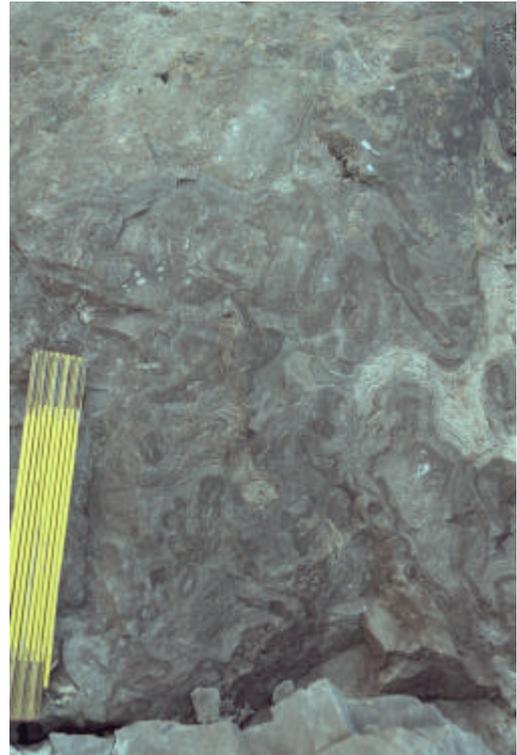


Abb. 70 Großoolith im Unteren Wettersteinkalk des oberen Drachenskar. Maßstab: 20 cm.

An den recht häufig auftretenden Druck-Lösungs-Suturen (Stylolithen) kommt es zur Anreicherung unlöslicher Bestandteile. Sehr oft ist in Verbindung mit diesen Suturen das Auftreten von Limonithäutchen und Limonit-Knollen, die durch ihre braune bis rötlichbraune Farbe auffallen (Abb. 75), oder Blei-Zink-Erzen (Abb. 35). Die Eisen-Vererzung nimmt vom Liegenden des Wettersteinkalks zu seinen Hangendpartien immer weiter ab. Besonders reichlich sind die rötlichen und ockerfarbenen Knollen auf der Westseite der Hinteren Drachenschar verbreitet, wo sie Durchmesser bis 5 cm erreichen (✕ 103).

Häufigstes Makrofossil sind Crinoidenstilglieder. Innerhalb des Schartenstollens, bei Stollenmeter 306,7, wurde eine 1 cm lange Turmschnecke (✕ 166) und nahe des Aufschlusses ✕ 1 im Hangschutt ein Brachiopode

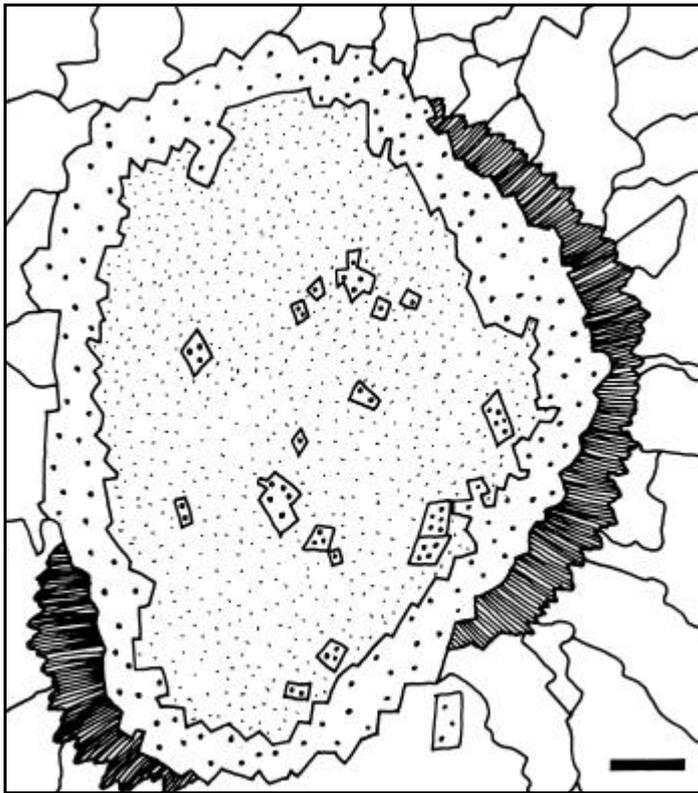


Abb. 73 Dunkles, mikritisches, vom Rand her dolomitisiertes Peloid, randlich von radial-fibrösem Zement A umgeben und in spatitischem Zement B eingebettet (☐ 117). Maßstab: 0,1 mm.

D 65 bioclastic crinoide rudstone	
Fossilien	Komponenten
Crinoiden, Kalkalken, Foraminiferen, Onkoide, Peloid, Rinden-Bivalvieren, Ostracoden, phylloide Algen, Schwabcrinoiden, Gastropoden	körper

Tab. 18 Fossilien in einem Dünnschliff des Wettersteinkalk.

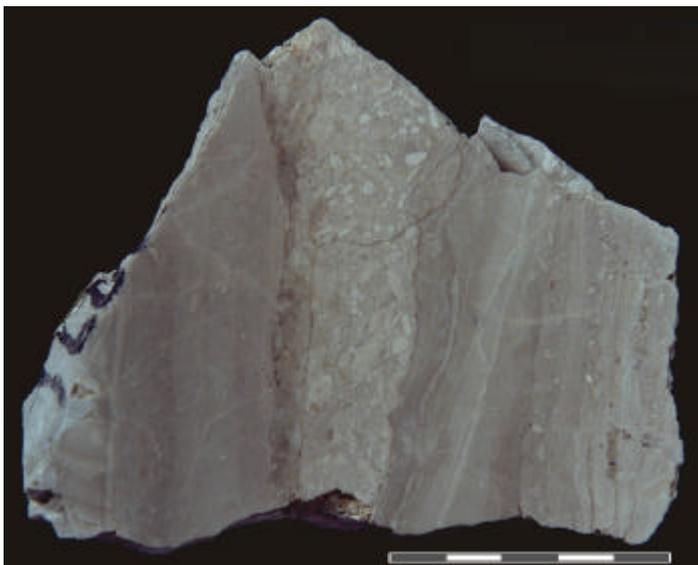


Abb. 74 Algenstromatolithe überwachsen eine syndepositionäre Breccie aus Biogendetritus. Maßstab: 5 cm.

(*Rhynchionella* sp.) gefunden. Von den Ammoniten, die REIS (zitiert nach AMPFERER & OHNESORGE 1924, S. 17f) aus dem Wettersteingebirge beschrieb, sind im Mieminger Gebirge keine entdeckt worden. Daneben gibt es am Nordgrat des Hinteren Drachenskopfs Korallendetritus (Abb. 76). Im Dünnschliff wurden Foraminiferen, Echinodermen, Schwabcrinoiden, Kalkalgen (*Diplopora* sp.), Bryozoen?, Fusulinen?, Bivalvieren, Brachiopoden und Filamente bestimmt (Tab. 18). Insgesamt ist der Wettersteinkalk innerhalb des bearbeiteten Gebietes jedoch sehr fossilarm.

An vielen Stellen im westlichen Mieminger Gebirge neigt der Wettersteinkalk zur Verkarstung. Dabei werden die Kluffkarren bis zu 2 m tief und 50 cm breit. An den Flanken der maximal 1 m großen Spitzkarren treten Rillenkarren auf, deren Breiten selten 1 cm übersteigen. Als Ausgang der Verkarstung können die Cocklings (kleine, runde Vertiefungen mit rauer Oberfläche) angesehen werden, die sich aufgrund des längeren Festsetzens von Wassertropfen auf dem Gestein bilden. Die starke Verkarstung ist der Ausgangspunkt für die Entwässerung, der das Kapitel 4.1.2 gewidmet ist.

Vererzung im Wettersteinkalk

Da die Vererzung des Wettersteinkalk bereits in Kapitel 3 ausführlich abgehandelt wurde, soll hier nur noch eine kurze Übersicht und eine Tabelle gegeben werden (Tab. 19).

Innerhalb der Abfolge des Wettersteinkalks treten drei Erzhorizonte auf, die sich in ihrer Metallführung voneinander unterscheiden. Nur der mittlere Horizont erlangte wirtschaftliche Bedeutung, während die anderen, obgleich sie abgebaut wurden, eine

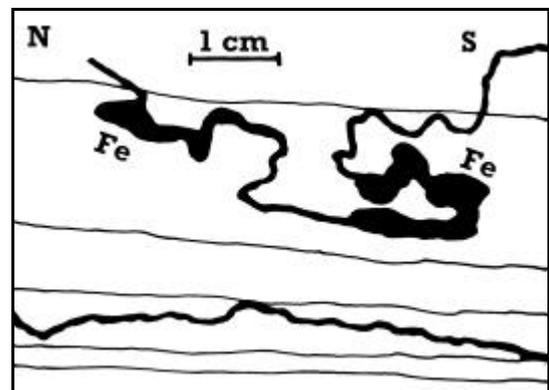


Abb. 75 Lösungssutturen mit Anreicherung von Limonit (Fe) in rhythmisiertem Wettersteinkalk (✱ 132).

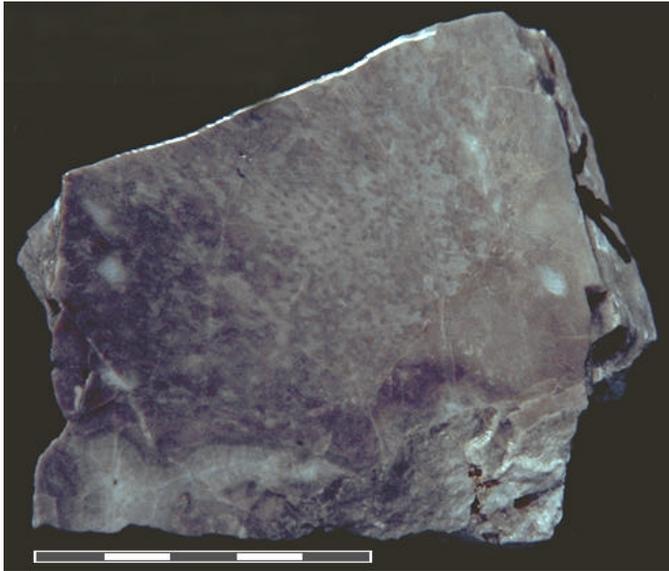


Abb. 76 Korallendetritus im Wettersteinkalk. ✖ 187. Maßstab: 5 cm.

untergeordnete Rolle spielen.

Der untere Horizont besteht aus einer Cu-Fe-Paragenese mit idiomorphen Quarzen und viel Ankerit (✖ 244). Bleiglanz und Zinkblende sind selten, nur in wenigen Fällen zu beobachten. Besonders gute Beispiele dieser Vererzung befinden sich 20–50 m oberhalb der Grenze zum Oberen Alpenen Muschelkalk in den Nordhängen der Griebsspitzen (✖ 194), im Brendlkar und auf der Immenplatte (✖ 244). Besonders auffällig sind Malachit- und Limonit-Anflüge sowie braune Ankeritkristalle. Die Vererzung ist wie die des mittleren Horizonts an Breccien und Störungen gebunden.

Von hauptsächlichem ökonomischen Interesse war der mittlere Horizont, mit seiner reichen Blei-Zink-Vererzung des Mississippi-Valley-Typs. Die Erze treten stratiform, in Spalten, Karstschlotten, Breccienzonen und als Zentimeter bis Dezimeter große Nester auf. Stets sind sie an dolomitisierte Bereiche gebunden, die während der Kartierarbeiten als Hinweis

für das mögliche Vorhandensein eines Erzausbisses verwendet wurden. Erzminerale sind silberhaltiger Bleiglanz, Zinkblende und Galmei. Daneben treten verschiedene Oxidationsminerale auf, darunter Molybdän- und Vanadiumverbindungen (Wulfenit, Descloizit).

Den obersten Horizont bilden Pyrite, die zu Limonit verwittern. Dabei kommt es zur Knollenbildung auf der einen Seite, zur Anreicherung an Suturen auf der anderen. Die verschiedenartigst geformten Limonitknollen erreichen mitunter Größen bis 10 cm (Geröllbrocken im Drachenkar). Im Durchschnitt liegt die Größe der Knollen bei 2 cm. Außer dem Limonit und Pyrit konnten noch keine anderen Minerale nachgewiesen werden. Möglicherweise handelt es sich bei dem Pyrit des oberen Horizonts schon um erste Anzeichen der pyritreichen Schiefertone („Kiesschwarte“) des mittleren Cordevol.

Horizont	Stratigraphische Position	Paragenese	Minerale
Oberer	Oberster Wettersteinkalk	Fe	Limonit
Mittlerer	Oberer Wettersteinkalk	Pb-Zn-(Cu-Mo-V)	Galenit, Sphalerit
Unterer	Untester Wettersteinkalk	Cu-Fe-(Pb-Zn)	Malachit, Azurit, Ankerit

Tab. 19 Die Vererzungen im Wettersteinkalk des Mieminger Gebirges.

4.2.2.5 Raibler Schichten (mittleres Cordevol – Tuval)

Das Vorkommen von Raibler Schichten ist auf ein kleines, etwa 50 m² großes Gebiet SW des Hinteren Tajatörl beschränkt (✖ 85), welches zum Großteil aus kalkigem Dolomitstein besteht. Es fällt im hellgrauen Wettersteinkalk durch die ockerfarbene Verwitterung auf, die zum einen auf Dolomit- zum anderen auf Pyritverwitterung zurückzuführen ist. Das Kriterium zur Abgrenzung gegenüber den Reichenhaller Schichten, die ja ebenfalls Dolomitsteine enthalten, ist deshalb möglich, da dunkelschwarze, pyritreiche im 1–5 mm Abstand geschichtete Schiefertone vorkommen, die aus den ersteren nicht bekannt sind (✖ 86). Aufgrund der Dünnschliffuntersuchungen (Tab. 21) und einem Vergleich der von JERZ (1966, S. 10) für die Raibler Schichten beschriebenen Eigenschaften ließ sich die Zuordnung des Vorkommens eindeutig vornehmen. Dabei handelt es sich bei den schwarzen, pyritreichen Schiefertonen um Gesteine des Raibler Grenzlagere („Kiesschwarte“ nach SCHULZ 1970, S. 189), das im Mieminger Gebirge nach JERZ (1966, S. 11) eine Mächtigkeit von etwa 30 m aufweist. Im



Abb. 77 Markasitkristalle wachsen unregelmäßig in einer karbonatischen Matrix (□ 86a). Maßstab: 0,1 mm.

D 85 stark toniger Sand mit karbonatischem Bindemittel	
Mineral	Modalbestand
Quarz	40—50 %
Serizit	20—30 %
Karbonat	10—20 %
Muskovit	2 %
Erz	1 %
Accesorien: Glaukonit, Lepidokrokit, Turmalin	4 %

Tab. 20 Zusammensetzung eines Sandsteines der Raibler Schichten.

D 86 stark sandiger, erreicher Schiefertone mit schlechter Komponentenrundung	
Mineral	Modalbestand
Quarz	60 %
Serizit	10—20 %
Glimmer	3—8 %
Karbonat	1—2 %
Erz	5—10 %
Accesorien: Turmalin, Zirkon	1 %

Tab. 21 Zusammensetzung der Schiefertone in den Raibler Schichten (□ 86a, □ 86b)

Anschliff (¶ 86) ist eine Feinschichtung erkennbar, in die Pyrit und Markasit in Millimeter dicken Lagen eingeschaltet ist (Abb. 77). Teilweise bildet der Pyrit ein dichtes Netzwerk, das Schrumpfungsrisse des Schiefertons durchsetzt.

Neben diesen Tonschiefern gibt es dunkle, griffelartig brechende Mergel, sowie wenig Sandstein mit kalkigem Bindemittel (Tab. 20) und einen dunkelgrau verwitternden Kalkstein. Sämtliche Gesteine dieses Gebietes sind stark tektonisch zerstört und ohne stratigraphischen Zusammenhang, was dessen Schuppencharakter belegt.

Über die Mächtigkeit der Raibler Schichten kann nichts ausgesagt werden, da das Vorkommen dafür zu klein ist. Andere Autoren geben die Mächtigkeit mit 200—250 m an.

4.3 Tektonik (siehe Anlage 2, Tektonische Karte)

Die tektonische Entwicklung des westlichen Mieminger Gebirges nach der Deckenüberschiebung, die in Kapitel 1.2 behandelt wurde, lief im wesentlichen in drei Phasen ab, deren Elemente man der vereinfachten und ergänzten tektonischen Karte entnehmen kann (Abb. 78). Obwohl die Tektonik bei oberflächlicher Betrachtung kompliziert wirkt, vor allem im kleintektonischen Bereich (Abb. 79), können die tektonischen Phasen relativ leicht voneinander getrennt und so die Entwicklung des Gebirges aufgezeichnet werden.

Zunächst kam es nach der Deckenüberschiebung zu weiterer Faltung des Mieminger Gebirges. Durch die Hauptaufschiebungen „A“ (nordvergent), „B“ (südvergent), und „C“ (nordvergent) wird das Gebirge in drei Schollen gegliedert, die nach MILLER (1963, S. 298ff) Südscholle, Zentralscholle und Nord-scholle genannt werden. Die Gliederung ist jedoch nur im Westen vollständig, da sich die Überschiebungen im E, etwa ab dem Brendlkar, gegenseitig tektonisch unterdrücken. Jede der einzelnen Schollen besteht aus einer Sattel-Mulden Folge, die besonders deutlich auf der Linie Marienbergspitzen-Rauher Kopf beobachtbar ist.

Der südliche Teilsattel, der von den Marienbergspitzen über den Drachensee und dem Hinteren Taja-törl verläuft, ist am besten südlich und westlich des Drachensees, dort als Drachensee-Antiklinale, aufgeschlossen (Abb. 81). Die Sattelachse streicht nahezu E—W und taucht mit 5° nach ESE ab (Abb. 80). An der Hinteren Drachenscharte wird der Sattel, dessen dazugehörige Mulde nirgends vollständig aufgeschlossen ist, durch eine nordvergente Aufschiebung abgeschnitten (Abb. 82). Nur das systematische Einmessen von Schichtflächen ermöglicht es, den Verlauf der südlichen Teilmulde zu rekonstruieren. Insgesamt fallen die Schichten der südlichen Teilmulde steil nach Norden oder Süden ein, wie zum Beispiel in der Umgebung des Scharthenkopfs, wo der Wettersteinkalk gebankt ist.

Zwischen der Aufschiebung B und der Aufschiebung A liegt die Zentralscholle MILLERS. Der jeweiligen Teilsattel und die Teilmulde sind tektonisch stark eingeengt. Dies gilt vor allem für die mittlere Teilmulde an der Scharte, die erst nördlich des Vorderen Tajakopf besser aufgeschlossen ist. Dort kann man erkennen, dass die Schichtung des Alpenen Muschelkalk am Fuß des Vorderen Tajakopf flacher wird, bevor sie durch die Aufschiebung A abgeschnitten wird (vgl. Abb. 84). Der mittlere Teilsattel ist ausschließlich im Westen aufgeschlossen. Dort ist er jedoch tektonisch ebenfalls stark eingeengt und durch Aufschiebung B abgeschnitten.

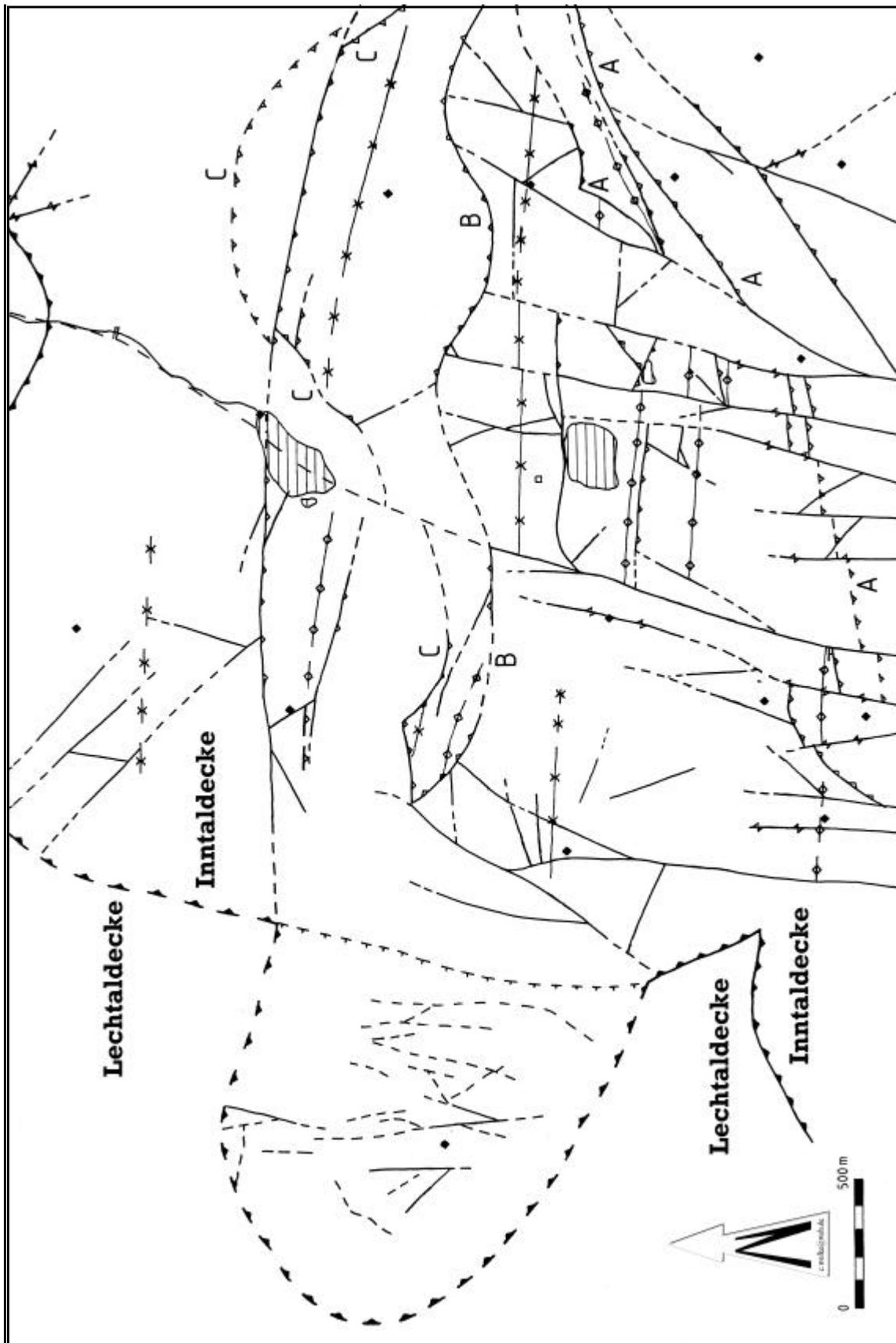


Abb. 78 Vereinfachte und ergänzte tektonische Karte des westlichen Mieminger Gebirges (Ergänzt nach TOLLMANN 1969, BECKE 1980 und Luftbildauswertungen; Erläuterungen im Text). LD: Lechtaldecke; ID: Inntaldecke.

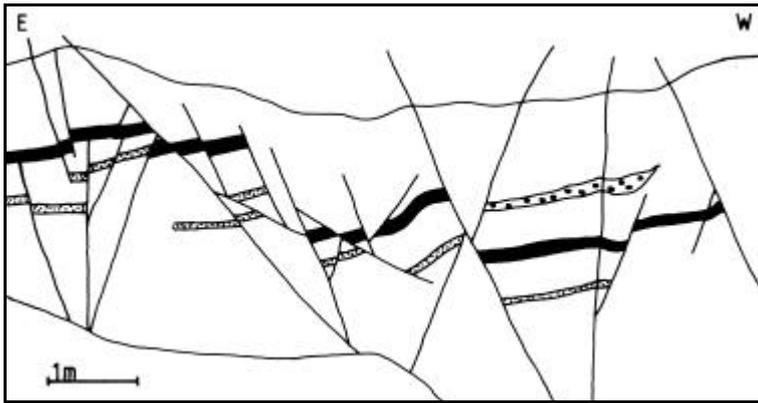


Abb. 79 Bruchhafte Verformung im Kleinbereich an den Nordwänden des Grünsteins (✱ 203). Signaturen stellen verschiedene Bänke im oberen Alpinen Muschelkalk dar.



Abb. 81 Drachensee-Antiklinale südlich des Drachensees. Aufgrund des Schnitteffekts scheint die Achse SE—NW zu streichen!

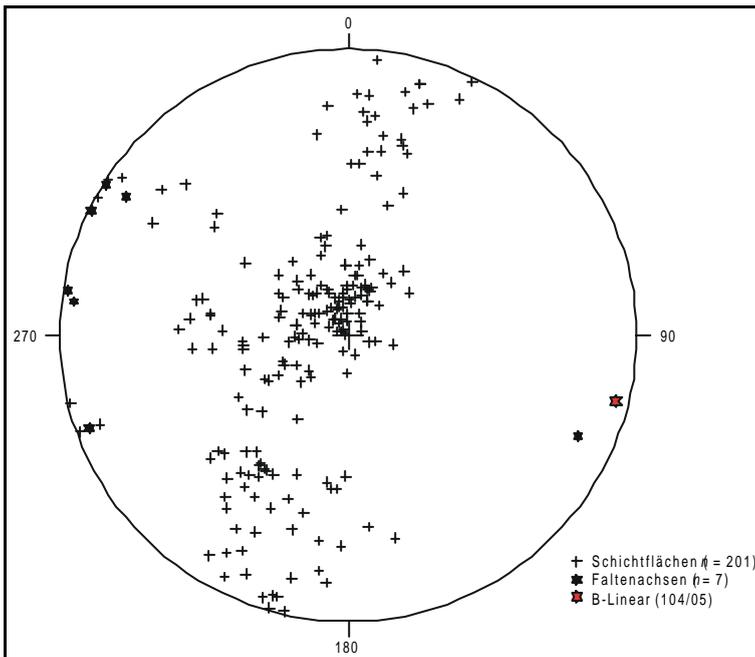


Abb. 80 Lagekugelprojektion von 205 Werten der Antiklinale am Drachensee. 201 Werte B: 104/05.

Auch die Nordscholle setzt sich aus einem Sattel und einer Mulde zusammen. Der Sattel ist am Ostfuß der Sonnenspitze zu erkennen, wo eine Scholle von Alpinem Muschelkalk gefaltet ist. Östlich des Seebensees hingegen, ist dieser Sattel zwischen zwei Störungen stark eingengt, wie auf Abb. 83 zu erkennen ist. Die nördlichste Teilmulde schließlich verläuft durch das Zunterkopfplateau, ohne im östlichen Kartiergebiet Aufschlüsse zu liefern.

Auf die Faltung folgte schließlich eine weitere Einengung des Gebirges, die durch die Entstehung von Aufschiebungen gekennzeichnet ist, was man außer auf der tektonischen Karte auch auf Abb. 82 erkennen kann. Die meisten der mittelsteil bis steil stehenden Störungen fallen nach Süden ein. Ein Beispiel für Einfallen nach Norden ist die Hauptaufschiebung B (Abb. 84) oder flache Überschiebungen östlich der Hinteren Drachenscharte (s. Abb. 86). In der Störungsrose macht sich bemerkbar, dass diese meist E—W streichenden Störungen am häufigsten im Kartiergebiet vertreten sind. Dies ist umso verständlicher, wenn man bedenkt, wie stark diese Störungen das Gebirge verschuppten.

Die Einengung ging schließlich so weit, dass es zur Herausbildung des für das westliche Mieminger Gebirge so typischen Schuppenbaues kam. Die einzelnen Schuppen sind teilweise nicht mächtiger als 20 m. Eine genaue Übersicht über den Schuppenbau des Mieminger Gebirges gibt BECKE (1980, S. 31ff). Besonders kompliziert ist die Situation nördlich des Hinteren Tajaötörl, wo es zu mehrfacher Verschuppung gekommen ist (s. Abb. 87).

Am Ende dieser Einengung kam es zur Bildung von NNE—SSW verlaufenden Störungen im Sinne der Loisachstörung, die das Kartiergebiet als einzige Störung vollständig von N nach S durchzieht (Abb. 78) und in der Störungsrose (Abb. 89) als zweitbedeutendste Richtung herauskommen. Diese senkrecht stehenden Blattverschiebungen versetzen die östliche Scholle jeweils um 50—300 m nach Norden. Da die Zentralscholle wegen ihrer Lage in schwer zugänglichem Gelände und die Nordscholle wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse keine ausreichenden tektonischen Beobachtungen

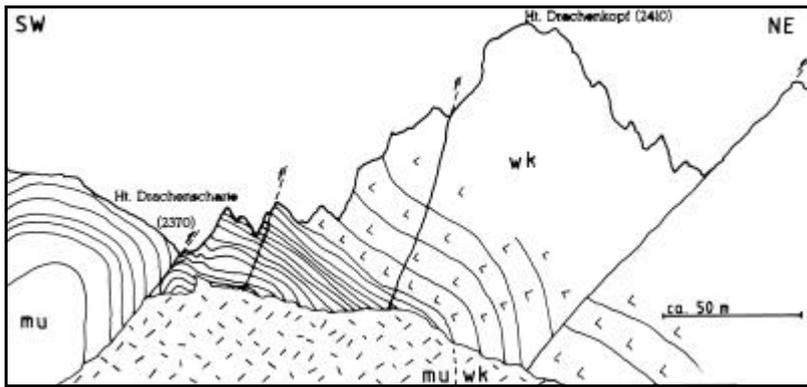


Abb. 82 Profil im oberen Drachenkar. mu: Alpiner Muschelkalk; wk: Wettersteinkalk; : Lage der Bankung; Kreuz/Querstriche: Geröllhalde.

Gebirgsseinheiten sehr unterschiedlich sind. Möglicherweise wurden diese Störungen auch erst durch spät-orogene Prozesse ausgelöst, was dadurch zu begründen ist, dass sie mehrere verschiedene Gebirgsseinheiten durchdringen.

Das Mieminger Gebirge ist auch heute noch tektonisch aktiv. Unter dem zentralen Mieminger Gebirge befanden sich in den vergangenen Jahren immer wieder die Epizentren verschiedener Erdbeben, die für den Menschen noch spürbar waren. Interessanterweise konnte im Hermann-Stollen des Brendlkar eine horizontale Störung gefunden werden, an der es innerhalb der vergangenen 87 Jahre zu einer Horizontalverschiebung von 4 cm in Richtung Norden gekommen ist. Dies entspricht immerhin einem Jahresmittel von einem halben Millimeter. Aus der Abb. 85 ist zu erkennen, dass die obere Gesteinspartie an einer horizontalen Fläche über die untere Gesteinspartie hinweggeschoben wurde, wobei es dort, wie an anderen Stellen, zu vorstehenden Kanten kam, die beim sprengtechnischen Vortrieb abgesprengt worden wären. Ähnliche Beobachtungen ließen sich in den anderen Stollen des Kartiergebietes nicht feststellen.



Abb. 84 Vorderer und Hinterer Tajakopf von Westen gesehen. Die südvergente Aufschiebung B, die von rechts oben nach links unten durch die Bildmitte verläuft, trennt die Zentralscholle von der Südscholle. Zwischen linkem Bildrand und Aufschiebung B kann man die Mittlere Teilmulde erkennen. Von links nach rechts: Vorderer Tajakopf, Vorderes Tajaotrl, Hinterer Tajakopf.

zuließen, scheint es, als würden die Blattverschiebungen nördlich Aufschiebung „B“ nicht mehr auftreten. Einzelbeobachtungen in der Nordscholle (nordöstlich des Wasserfalls, südwestlich des Rauhen Kopfs) sowie das Durchhalten der Loisachstörung sprechen jedoch gegen diesen Anschein.

Bei den Störungen muss es sich um die Durchpausung alter tektonischer Strukturen handeln. Das Satellitenbild zeigt nämlich, dass die Loisachstörung von nördlich München bis ins Engadin hinabzieht, ohne ihre Richtung wesentlich zu ändern, obwohl die Gebirgsseinheiten sehr unterschiedlich sind.

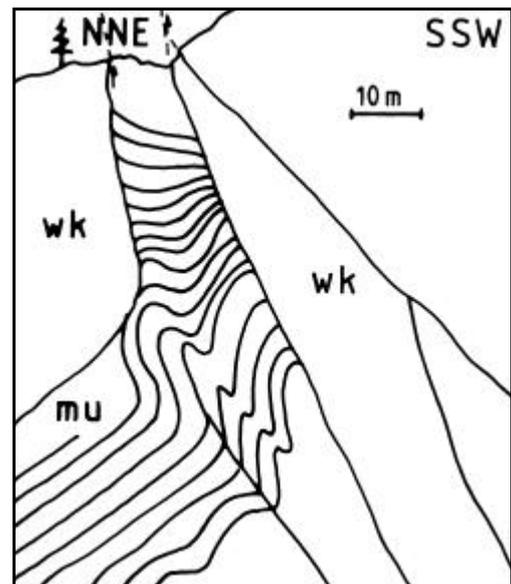


Abb. 83 Eingeschuppter nördlicher Teilsattel östlich des Seebensees. Die SSW Aufschiebung ist Aufschiebung C. mu: Alpiner Muschelkalk; wk: Wettersteinkalk.

Die Abb. 88 und Abb. 89 zeigen zwei Störungsrosen, die im westlichen Mieminger Gebirge aufgenommen wurden. Die erste entstammt der Auswertung von 108 Daten des Schartenstollen, die zweite von 104 Mittelwerten im gesamten Kartiergebiet (vgl. Aufschlussliste). Als erstes fällt auf, dass die E—W-Richtung im Schartenstollen praktisch nicht vorhanden ist, während sie bei den im Gelände gemessenen Werten ein Maximum ausmacht. Umgekehrt ist das Maximum der Stollenwerte im Gelände kaum erkennbar. Die vier anderen Hauptrichtungen (175...0°, 15...25°, 55...60°, 115...135°) decken sich in beiden Diagrammen. Aus diesen jeweils korrespondierenden Kluftsystemen lassen sich zwei Beanspruchungsphasen ableiten. In beiden Diagrammen kommt am deutlichsten die Loisachrichtung (Loisachstörung, NNE—SSW) zum Ausdruck. Die Hauptrichtung im zweiten Diagramm entspricht den E—W verlaufenden Aufschiebungen, die zur tektonischen Unterdrückung der Falten führte. Das Diagramm zwei stimmt in jedem Fall mit den wichtigsten tektonischen Elementen im westlichen Mieminger Gebirge überein.

Wie können nun die Unterschiede der beiden Diagramme erklären werden? Ausschlaggebend für das Ergebnis einer Auswertung von Daten ist die Lage der Messpunkte, wobei auf deren gleichmäßige Verteilung geachtet werden sollte. Bei der Arbeit im Kartiergebiet hingegen konnten tektoni-



Abb. 85 Aktive Störung im Hermann-Stollen. Weststoß, etwa Stollenmeter 100. Maßstab: ca. 3,5 cm.

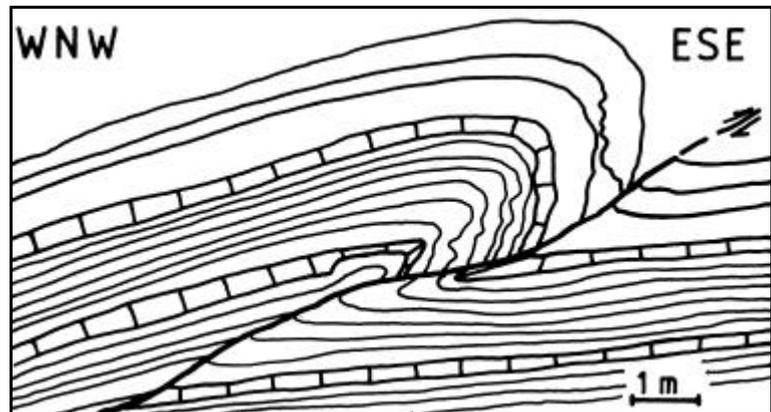


Abb. 86 Flache Überschiebung an einer Südvergente Störung im oberen Alpinen Muschelkalk westlich der Hinteren Drachenscharte. Möglicherweise synsedimentär.

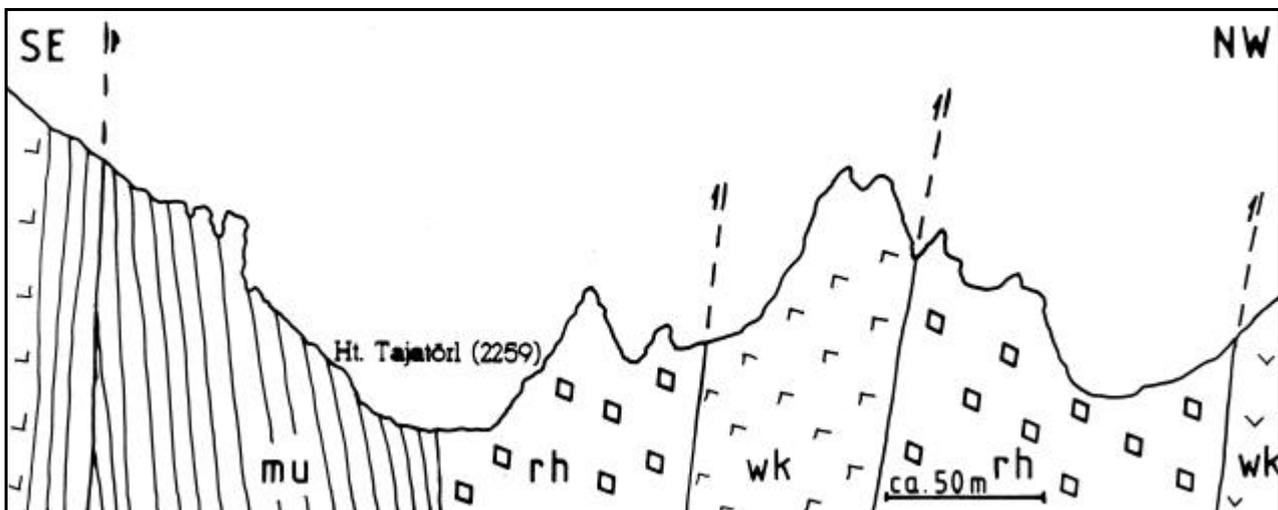


Abb. 87 Verschuppung durch nordvergente Störungen am Hinteren Tajatörl. Die Aufschiebung NW der hohen Felspitze aus Wettersteinkalk ist Aufschiebung A. (Legende siehe Abb. 82).

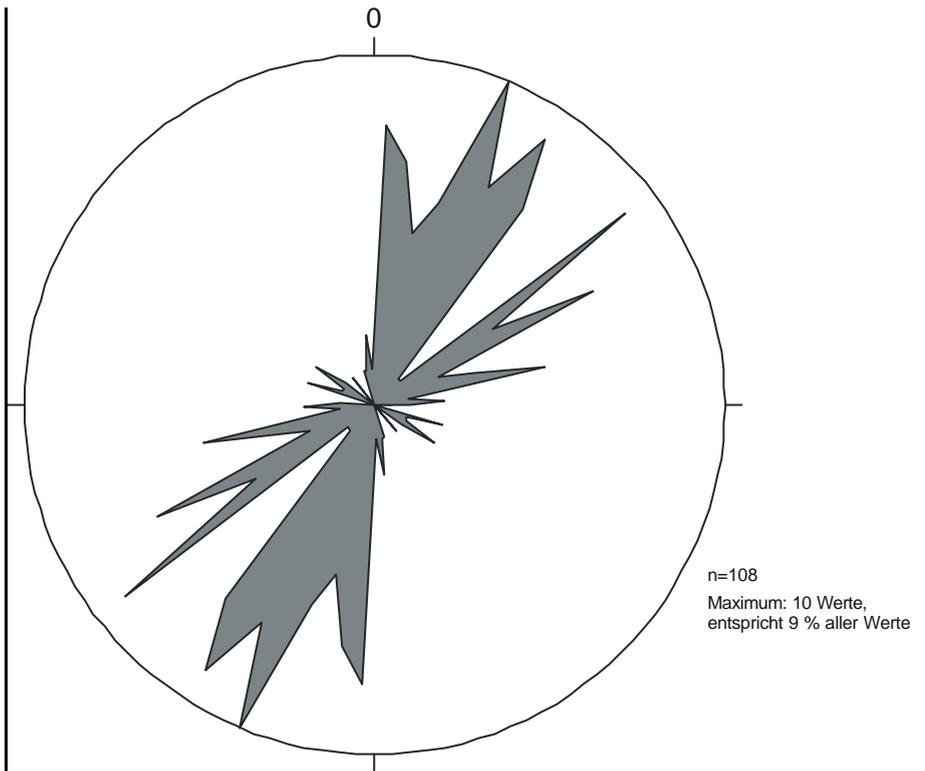


Abb. 88 Störungsrose von Störungen im Schartenstollen. 108 Werte, 5°-Schritte.

sche Daten nur gewonnen werden, wenn Störungen frei zugänglich und einmessbar waren. Im Stollen sind jedoch alle Störungen gleich gut aufgeschlossen. Dort konnten innerhalb des 42 m langen Profils alle vorhandenen Störungen gemessen werden. Da des weiteren die E—W verlaufenden Störungen die einzelnen Schollen voneinander abtrennen, der Schartenstollen jedoch innerhalb einer solchen isolierten Scholle liegt, ist es verständlich, dass diese Richtung in der Störungsrose nicht erscheint.

Die innerhalb eines kleinen Bereichs aufgenommenen Daten im Schartenstollen sind somit gut mit den Werten im gesamten Kartiergebiet korrelierbar, wenn die Art der Datenaufnahme berücksichtigt wird und die sich daraus ergebenden Verschiedenheiten herausfiltert werden.

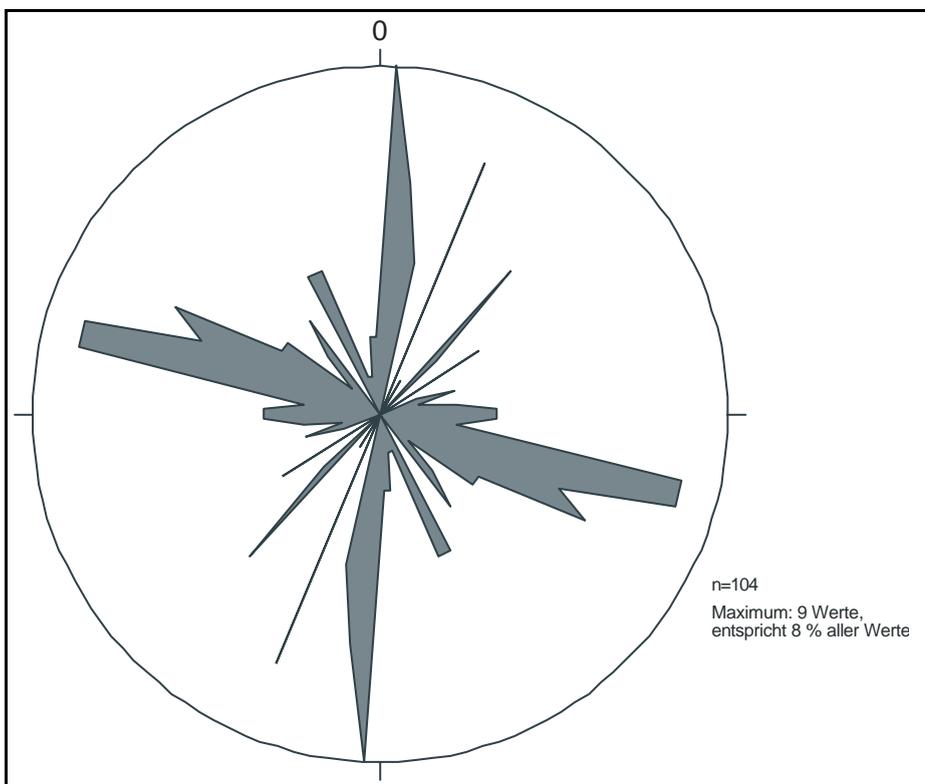


Abb. 89 Störungsrose von Störungen im Kartiergebiet. 104 Werte, 5°-Schritte.

4.4 Auswertung der Ergebnisse aus der geologischen Kartierung

Insgesamt brachte die geologische Kartierung für das bereits intensiv bearbeitete westliche Mieminger Gebirge keine prinzipiell neuen Erkenntnisse. Die Arbeiten der anderen Bearbeiter wurden weitgehend bestätigt, wenngleich es bezüglich des Verlaufs von geologischen oder tektonischen Grenzen Unstimmigkeiten gibt, die aus der jeweiligen Genauigkeit der Bearbeitung oder der Definition einzelner Schichtglieder resultiert.

Östlich des Drachensees kommt eine bisher nicht beschriebenen Breccie aus Alpinem Muschelkalk, Wettersteinkalk und Reichenhaller Schichten vor, die durch Kalksinter verbacken ist. Außerdem konnte eine Typengliederung der Grünen Mergel des oberen Alpinen Muschelkalk durchgeführt werden. Unter Verwendung dieser Gliederung wurden innerhalb des Kartiergebietes etliche Profile in den Grünen Mergeln aufgenommen, ohne eine Beziehung der Typen untereinander erkennen zu können. Daneben konnte die Anzahl der Vorkommen von Partnach Schichten erhöht werden. Des weiteren wurde in den Nordwänden der Grießspitzen ein Konglomerat gefunden, das den Verdacht nahe legt, dass sich dort eine Schuppe aus Reichenhaller Schichten befindet.

Eine Kluftrichtung im Schartenstollen brachte das Ergebnis, dass die korrigierten Streichrichtungen der Hauptstörungen im Gelände mit den Untertage gemessenen im wesentlichen übereinstimmen. Das Maximum der Einfallswinkel ist ebenfalls identisch mit dem im Gelände gemessenen.

Im Hinblick auf die Tektonik des westlichen Mieminger Gebirges konnten keine neuen Erkenntnisse gewonnen werden. Die Kartierungsergebnisse decken sich weitgehend mit früheren Bearbeitungen, die jedoch weiter ins Detail gingen.

Für die Genese der Blei-Zink-Vorkommen jedoch waren die Beobachtungen während der Kartierung von größter Bedeutung, da nur durch eine genaue Aufnahme der mit der Vererzung gemeinsam auftretenden tektonischen Elemente und Gefügemerkmale eine Aussage über die Stellung der Vorkommen und deren Entstehung möglich war. Dadurch konnte nachgewiesen werden, dass die Ähnlichkeiten der einzelnen Vererzungen größer sind, als bisher angenommen wurde.

Abschließend sei bemerkt, dass es für das westliche Mieminger Gebirge durchaus sinnvoll scheint, weitere Kartierungen durchzuführen. Dabei sollten zukünftige Bearbeiter vor allem auf die Entwicklung des Wettersteinkalks achten. Der Wettersteinkalk ist zwar im Kartiergebiet nirgends in seiner vollen Mächtigkeit aufgeschlossen, die Übergänge des Alpinen Muschelkalk oder der Partnach Schichten in den Wettersteinkalk sind jedoch so hervorragend, dass mikrofaziale Untersuchungen hier eine gute Basis hätten. Auch über die Entstehung der Grünen Mergel ist noch nicht genügend Datenmaterial vorhanden. Vor allem wäre zu untersuchen, ob die von MILLER beobachtete Rotfärbung der Kalke in der Nähe der Mergel tatsächlich mit den Grünen Mergeln in Zusammenhang steht, oder ob die in vorliegender Arbeit beschriebene Theorie der Entstehung durch Oxidation stattgefunden hat.

Aufschlussverzeichnis



5 Aufschlussverzeichnis

Erläuterungen der Abkürzungen am Ende des Kapitels.

Nr.	Gestein	Probe	s-Fläche	Störung	sonstiger Messwert	Bemerkungen
1	Hangschutt					außerhalb des Kartiergebiets
2						Bodenfeuchte
3						Creszentia-Stln
4	bg K	☞				cct xx
5	hgb, wv T	☞				Michaeli-Stollen
6	gb, hgv K					Lim
7	gb K	☞				
8	hgb K					cct xx
9	hgb K (grM)	☞ ☐				Jacobi-Stollen, cer, hyd
10	dol K					
11	gb K		188/86			
12					Ab SW	Ω, 6 m
13					Ab WSW	Ω, 10 m
14					Ab SW	Ω, 5 m
15						Ω
16	gb K					Ω
17		☞				Aloisia-Stln H
18	(grM)	☞				Aloisia-Stln
19	gb, gv K			282/84		
20	TM					Quelle am Kontakt K-TM
21		☞				Ω H
22	hgv K			044/81	aL: 314/11	Ω
23	h K			270/85		
24		☞			Ab ESE	Ω
25		☞			Ab E	Ω
26					Ab S	Ω
27				267/46	Ab S	Schurfbau
28				290/63		Ω
29						Doline 5m
30	g, gbv K; KM	☞	009/51			WK, cct
31	olivg, dgbv M g, hgv K	☞ ☐	018/62	020/81		←
32					Ab ESE	Friedrich-Hammacher-Stln
33						Ω
34	G					
35		☞				Sph, gal, Scharten-Stln
36	dbg bi K	☞	124/77	123/75	B: 172/60	Sst L, (grM)
37	=^K		114/87			Mal, lim, dol,azu
38	bg, gbv bi K	☞ ☐		091/83		
39	og, gv dol K		138/76	180/61 180/49		Cct xx
40	wg K					ΩΩ, cct, dol xx, hyd; Pflanzen, Thlaspi alpestre
41	wg, hgv K			040/86		DolL
42						Dolinen und EndMo
43	bg, bgv dol K bg, ov bi K o T Kon, bi		168/42			
44	mg =^K	☞	025/81			Auf den = M
45		☞ ♀			Ab SW	Scharten-Stln, 363 m lang, ↗ 35, 117, 166
46	o, wgv =r K	☞ ☐	249/56	339/89		
47	gew, ov Kon	☞ ♀	198/88	Xx		? Ω, ←
48	DolL					Tkl, Fsm
49				183/57		Ω, ZbV

Nr.	Gestein	Probe	s-Fläche	Störung	sonstiger Messwert	Bemerkungen
50	g, wv K, Dols			295/63 297/55 299/45		
51						Aufnahme von Schichtflächen
52	=K		007/84			
53			262/12	224/22		pyr im am
54	bg, mgv K		318/76	285/64		cct Klüfte, DolL
55		☞ ☐	012/70	116/80		Rauchqz xx in G
56	dbg, gv bi ^K	☞ ☐ ♀	195/26			DolL, ←
57		☞ ♀				Mo
58			003/70	266/35 191/60	B: 277/05	Profil ☞
59	dg, gv =K		294/44	100/46		cct Klüfte
60		☞ ☐ ♀				←, Crinoiden, lim
61	dg, hgv bi =K		021/84			
62	hg-w dol K			271/86		
63	dbg, dgv bi ◊K					
64	mg dol K					DolL, Dols r
65	w K DolL	☞ ☐ ♀	152/50			←, Crinoiden; ©
66	gw, hgv K	☞ ♀ //		204/82		ΩΩ, gal, sph, cct
67	bg, gv bi R bg, bv bi =K					Pyr
68	w K DolL		254/75			
69	b, wv K	☞ ☐		332/53 312/83		dol an St
70	B T	☞ ♀				„Breccie am Drachensee“
71			031/78			
72	bg, hgv dol K		002/77	286/81		DolL
73	dg, ov K o-b M	☞ ☐				Wasserstauer
74	dol =K		315/64			
75	dol Kat			285/65		Ω 4m
76	DolL					←
77		☞				gal, **
78	wg, wv K	☞ ♀				rosa dol xx, cct xx, ?←
79	r Kon		138/74	285/52		
80	bg, hgv ^K	☞ ♀				
81	b, ov R g KM	☞	179/87			cct xx cct Adern
82	o-r Sst	☞	359/86			z.T. Grobkies, Schrägschichtung
83		☞				←
84	bg, dgv K Rau	☞	034/76 187/88	331/18		
85	Dol, K, M, Sst 1 2				lim	
86	G		1 2			ds M, pyr
87	Dols					Ω ?
88	bg, gv K DolL		352/75	179/81		rosa DolL
89	Mo					
90	g Dols K		039/24			
91	g Dols =◊K ©	☞ ♀	009/32	172/80		
92				284/81		
93	g =K		048/41			cct Adern
94	g ^◊K		016/32		Ab NE	Ω, ☞
95	g K	☞ ♀				Ω, azu, mal, lim, dol, gal
96	^K					Kleinfaltung
97	w, gv K	☞	092/85	289/85	5, Dols, St Bereich	
98	Kat			283/48		Harnischfläche
99	g, gvw K	☞	297/75			←, Echinodermen, DolL

Nr.	Gestein	Probe	s-Fläche	Störung	sonstiger Messwert	Bemerkungen
100	dg K ☉	☞				←
101	g K, Dols	☞				ΩΩ, Suturen
102						Ω, St Bereich
103	g K, Kat	☞	153/80	113/70	lim	
104						☞ am Falte
105						pyr, lim
106				161/56	Aufschiebung	
107	dg, mgv K	☞ ♀	003/64			←, Crinoiden
108	dg, hgv K		012/51			
109	g, hgv K Dols dg, ov ^◇K		331/33	265/85		? Ω, lim
110						Gal *
111	gb, hgv K			251/89		Dols
112						gal, Tkl, H
113	bg, wv K			202/80		Ω
114			035/84			Ω, Dols längs St
115	=rK	☞	228/62			ΩΩΩ, gal, Tkl, Dols
116	wg, wv =rK					Ω, gal, Tkl, Dols
117		☞ ☐				Scharten-Stln
118		☞ ♀				Gal *, Tkl
119	hw, wgv K					Dols
120	dg, hov bi K	☞ ☐	303/36			cct Adern, lim, pyr
121	dg, gv bi =K	☞ ♀	024/59			
122	=K		187/65			
123	dg, hgv K					Dols, Suturen
124	g K, r Rau	☞ ♀				Sinter
125	g K		087/84			Ω, cct, Kat
126						Dol L
127	dg ^◇K (grM)		149/60	193/72		zwischen = TM
128			100/63			
129	Kat, Dols	☞				Ω 4m, ← Crinoiden
130	dbg, dbv bi K 1 2		330/23			cct Adern, ◇
131	dg, gv ◇K		024/48			zwischen = M, qz xx, Kleinfaltung
132	gr =rK		090/32			Suturen, lim
133	=r K					Erz
134	db, ov K			158/85 302/78		
135	hgbv =rK, Dols dg, bgv =rK		033/37	282/54		
136	hg K	☞ ♀				Ω, gal, sph, lim, ↗ 231
137						Ω 4 m, gal, sph, cct
138						Ω 6 m, lim, hyd, gal, sph
139						Ω
140				284/82		
141	dg, hgv =K db, ov K		022/77	298/80		Dols
142	hgb, bgv K					Ω?, lim, Breccie, ↗ 232
143	hb, gv K Dol					ΩΩ in St, lim, gal, dol, ↗ 233
144	^◇K (grM)		353/65			
145	g, hgv K					
146		☞				am r durch r M
147						*, azu, mal, lim, cct, dol, ↗ 230, 334
148		☞		181/73 152/33 144/84 110/85		Profil ☞ Tkl, =rKm, gal
149	db, ov Gestein	☞ ☐	160/81			bi, splittriger Bruch, cct xx
150						Hinweis zur St bei 148

Nr.	Gestein	Probe	s-Fläche	Störung	sonstiger Messwert	Bemerkungen
151	=r DolL		031/69			
152	B, Dol			236/76		ΩΩΩ
153	B, w, ov Dol 1 3					ΩΩ, Tkl, gal, hem, lim, gal, cct, dol,
154	w Dol					Ω 20 m, ΩΩΩΩΩ, gal,
155	DolB			105/69		ΩΩ, Sph, cct, dol
156	b, hgv Dols K B		226/86			ΩΩΩΩΩΩΩΩ, gal, lim, cct,
157		☞ //		143/60		ΩΩΩΩΩΩ, gal, sph, hyd, qz, lim, =rsph, Tkl
158	ov Dol =r		209/58			dol xx, cct xx, wk Dol, ?Toteislöcher
159	dg bi ^K, Dol dg ◊K		183/84			☞, wenig ◊
160				200/56		Spiegelharnisch
161	grM		002/87		B: 145/60	← Rhynchionellen, ☞
162			004/82			
163						Felssturz, <i>Lilium martagum</i>
164				186/49		<i>Lilium martagum</i>
165	(grM)			190/50 084/65		Profil ☞
166						Stollenaufnahme
167	DolB, =rDol					dol xx
168	DolB, =rDol		041/83			
169	hg, gv K					
170	R, Dols	☞ ♀				dol xx
171		☞ ♀				Ω, hyd, gal, sph, dol, ?flu
172	=rK		030/80			gal
173						Ω, gal, lim, spa
174		☞				am Trockenrisse, pyr
175						↗ 115, 116
176	hb, gv ⊙ K			204/75		
177	hg, bgv ⊙ K			204/64		Dols, cct, B
178	DolB wr, wv K			183/82 056/88		
179	hbg, gv K					Ω 3 m, im St Bereich rötlich
180	hg ⊙ K r B	☞ ♀		188/71 236/76 011/75		cct Adern, r dol xx r cct xx
181						Ω, lim
182	gr, z.T =rK	☞ ♀				Ω, gal, sph, lim, ?flu
183	gr, z.T. =rK	☞ ☐ ♀				Ω, gal, sph, lim, cct, hyd, Schalenblende
184	=rK	☞ ♀ //				ΩΩΩ, gre, hyd, ?flu, sph, gal, lim
185		☞ //				
186		☞				Cu-Pb-Zn Erz
187		☞ ♀				←, Crinoiden, Rhynchionellen
188	(grM), ◊	☞	129/83			gal, mal, zwischen = M cm große cct xx Östliche Gießspitze, 2747 m
189	hg K					
190				143/42		
191				114/86		
192				277/86		
193				128/80		
194	Dols St (grM)	☞		136/84		hem, hyd, mal, lim, ankerit, cct, dol
195		☞				☞
196	r ◊K	☞ ☐	115/76	254/84		☞
197						
198	bg, hgv K, Dols					Ω 3 m
199	Dols St			122/89		
200	bg, gv z.T. r K					Kleinhöhlen (dm—cm)
201	B			167/57		
202	B	☞ ♀		319/75		

Nr.	Gestein	Probe	s-Fläche	Störung	sonstiger Messwert	Bemerkungen
203	=^◇K	☞ ♀	327/20	084/75		
204			172/35	280/83		← Crinoiden
205	DolB	☞				? Ω, cct, gal
206	*s bi Gestein		155/39	002/81		pyr, (grM)
207				290/86		gal, ☞
208	db, bv Dol	☞ ♀				lim, dol, * gal+cct+dol
209				156/46		☞, Quellen
				008/36		
210				299/84		*◎, cct
				186/81		
211			020/86	185/71		Gletscherschliff 32° NE
				022/67		
212	w K	☞				←
213	r, ov Dol	☞		126/89		
				043/72		
214	bo, blau, bv M					Dols
215	bo, bv M, TL db, ov bi K			306/75		M gefaltet, in St
216	^◇K		025/86	180/84		
				187/84		
217			180/30	018/40		☞
			278/86	171/39		
218						☞ *◎
219						☞
220				178/79		
221			317/25	286/78		
				101/80		
				047/89		
222		☞ ☐ ♀				☞
223				156/76		
224	(grM) ☞ 161		037/76			Profil ☞
			082/47			
225						Ω, ☞
226		☞ ♀				Ω 25 m, ☞
227	dsg M, KL		330/52	333/37		
				079/55		
228						Profil ☞
229		☞ ♀				☞
230					9 234	* azu, mal, gal, lim, cct, dol
231		☞		224/56		Ω, ☞
232	Dol, w K	☞ ♀				? Ω, gal, sph, cer, hyd, cct
233		☞		000/80		ΩΩ, ☞, Verkarstung s B T M
234		☞ ♀				
235						
236		☞				Kartierung Hermannstln
237						Kartierung Hermannstln, ☞
238	h K dg, gv =Dol	☞ ♀ //				ΩΩΩ, "Welsches Loch", gre gal, sph, dol, cct, hyd, hem, Tkl, ◎
239				107/82		
				067/76		
240		☞ ♀				
241						
242				001/80	B: 262/60	
243	w K			047/74	aL: 314/05	
				032/71	aL: 005/40	
244						Immensee-Stln

Abkürzungsverzeichnis

aL:	a-Linear	qz	Quarz
Ab	Abbau	R	Rauwacke
am	Alpiner Muschelkalk (oder mu)	r	rötlich, rosa
azu	Azurit	rh	Reichenhaller Schichten
B	Breccie	rs	Raibler Schichten
b	braun	s	schwarz
B:	B-Achse	sph	Sphalerit
bi	bituminös	Sst	Sandstein
cct	Calcit	St	Störung
cer	Cerussit	Stln	Stollen
d	dunkel	T	Ton
dol	Dolomit (Mineral)	<i>Tkl</i>	Taubenkropf Leimkraut
Dol	Dolomitstein	v	verwitternd
Dols	Dolomitisierung	verf	verfallen
flu	Fluorit	w	weiß
<i>Fsm</i>	Frühlingsmiere	wk	Wettersteinkalk
G	Gerölle	xx	Kristalle
ge	gelb	z.T.	zum Teil
g	grau	<i>ZbV</i>	Zweiblütiges Veilchen
gr	grün	=	Bankung
gre	Greenockit	=r	Rhythmierung
H	Halde	^	wurstelige Oberfläche
h	hell		Abbildung
hem	Hemimorphit	⊙	Anschliff (oder A)
hyd	Hydrozinkit	⊗	Aufschluß
K	Kalkstein		Dünnschliff (oder D)
Kat	Kataklasit		Erzanschliff
Kon	Konglomerat	**	Fallstück
L	Linse		Fossilien
lim	Limonit	⊙	Großooidstruktur
M	Mergel		Probennahme
Mal	Malachit		Rhizokorallium
Mo	Moräne	↗	siehe
o	ocker	◇	SiO ₂ -Konkretion
ps	Partnach Schichten	Ω	Stollen
pyr	Pyrit		

Literaturverzeichnis



6 Literaturverzeichnis

- ABELE, G. (1964): Die Fernpaßtalung und ihre morphologischen Probleme. – Tübinger Geograph. Studien, **12**: 1–123, 7 Abb., 4 Bilder, 3 Tab., 1 Faltkarte; Tübingen.
- AGRICOLA, G. (1556): De re metallica libri XII. – 273 Holzschnitte; Basel.
- AMPFERER, O. (1902): Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. – Verh. k.-k. geol. R.-A.: 170–180, 4 Abb.; Wien.
- AMPFERER, O. (1905): Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und Südlichen Wettersteingebirges. – Jb. K.-k. geol. R.-A., **55**: 451–562, 16 Abb.; Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. R.-A., **48**: 290f; Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1924): Erläuterungen zur Geologische Spezial-Karte der Republik Österreich Blatt Zirl-Nassereith (5046) (M 1:75.000). – 68 S., 1 Karte; Wien (Geol. R.-A.).
- AMSTUTZ, G. C. (1971): Introductory Talk. – Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue, **3**: 251; Tokyo.
- AMSTUTZ, G. C. & BERNARD, A. J. (1973): Ores in Sediments. – In: INT. UNION OF GEOL. SCIENCES A (3). – 350 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- BAUMGÄRTEL, H. (1965): Vom Bergbüchlein zur Bergakademie – Zur Entstehung der Bergbauwissenschaften zwischen 1500 und 1765/1770. – Freiburger Forschungshefte, **D 50**: 5–162; Freiberg.
- BECHSTÄDT, T. (1975): Lead-Zinc Ores Dependent on Cyclic Sedimentation (Wetterstein Limestone of Bleiberg-Kreuth, Carinthia, Austria). – Mineral. Deposita, **10** (3): 234–248; Berlin.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, **4** (5/6): 1–74, 4 Abb., 4 Taf., 4 Tab.; Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Z. dt. geol. Ges., **127** (1): 271–289, 6 Abb.; Hannover.
- BECKE, M. (1980): Geologisch-Tektonische und paläomagnetische Untersuchungen im Miemingergebirge (Nördliche Kalkalpen/Tirol). – 106 S.; Innsbruck (Unveröff. Diss.).
- BECKEL, L., TOLLMANN, A., ZWITTKOVITS, F. & NORDBERG, W. (1976): Österreich im Satellitenbild. – In: NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). – 27 Satellitenaufnahmen, 42 Flugbilder; Salzburg (Otto Müller).
- BERGHAUPTMANNSCHAFT INNSBRUCK: Zl. 2495/69, Zl. 1610/72, Zl. 1794/72, Zl. 2004/75, Zl. 590/77, Zl. 1833/84.
- BERNARD, A. J. (1973): Metallogenic Processes of Intra-karstic Sedimentation. – In: AMSTUTZ, G. C. & BERNARD, A. J.: Ores in Sediments. – S. 43–57; Berlin u.a. (Springer).
- BETHKE, C. M. (1986): Hydrologic Constraints on the Genesis of the Upper Mississippi Valley Mineral District from Illinois Basin Brines. – Econ. Geol., **81** (2): 233–249; El Paso.
- BEUST, F. E. F. v. (1871): Ueber das Blei- und Zinkerzorkommen im Oberinntale. – Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen, **19** (15): 113–115; Wien.
- BODECHTEL, J. & LAMMERER, B. (1973): New Aspects on the Tectonic of the Alps and the Apennines revealed by ERTS-1 Data: 1st Symposium on significant Results obtained from the Earth Resources Technology Satellite **A I**. – 8 S.; Washington D.C. (National Aeronautics and Space Administration).
- BOGDANOV, J. W. & GOLUBTSCHINA, M. (1971): Die Zusammensetzung von Schwefelisotopen in der Lagerstätte Mirgalimsai. – Geol. Rudn. Mestor, **13** (3): 61–70; Moskau.
- BURMESTER, H. & PLANCK, K. (1920): Führer durch die Mieminger Berge mit Einschluß der Umrandung des Lermooser Beckens und einem Anhang über Schi-Touren. – 116 S., Abb., 1 Karte; München (Rother).
- CALLAHAN, W. H. (1967): Some spatial and temporal aspects of the localization of Mississippi Valley-Appalachian type ore deposits. – Economic Geology Monographs, **3**: 14–18, zahlr. Abb.; Lancaster.

- CANAVAL, R. (1914): Über den Silbergehalt der Bleierze in den triassischen Kalken der Ostalpen. – Z. f. prakt. Geol., **22**: 157—163; Berlin.
- CATHLES, I. M. & SMITH, A. T. (1983): Thermal Constraints on the Formation of Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits and their Implications for Episodic Basin Dewatering. – Econ. Geol., **78** (5): 983—1002; El Paso.
- CLAR, E. (1953): Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch., **42**: 107—127, 1 Abb.; Berlin.
- COX, D. P. & SINGER, D. A. (1986): Mineral Deposit Models. – U.S. Geological Survey Bulletin, **1693**: 1—379; Washington.
- DE GEOFFROY, J. G. & WIGNALL, T. K. (1985): Designing optimal strategies for mineral exploration. – 364 S.; New York (Plenum).
- DZULYNSKI, S. & SASS-GUSTKIEWICZ, M. (1977): Comments on the Genesis of the Eastern-Alpine Zn-Pb-Deposits. – Mineral. Deposita, **12** (2): 219—233; Berlin.
- EHM, E. (1988): Abwasserreinigung auf AV-Schutzhütten. – OEAV-Mitteilungen, **43 (114)** (5): 17; Innsbruck.
- EHM, E. (1988): Energie auf Schutzhütten. – OEAV-Mitteilungen, **43 (114)** (5): 16; Innsbruck.
- FINSTERWALDER, K. (1951): Die Familiennamen in Tirol und Nachbargebieten und die Entwicklung des Personennamens im Mittelalter. – Schlern-Schriften, **81**: 1—418; Innsbruck.
- FRIEDRICH, O. M. (1962): Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. – Der Karinthin (45/46): 210—228; Klagenfurt.
- FRUTH, I. (1966): Spurengehalt der Zinkblenden verschiedener Pb-Zn-Vorkommen in den nördlichen Kalkalpen. – Chemie der Erde, **25**: 105—125; Jena.
- FUCHS, F. (1984): Heimat Außerfern. – 169 S.; Reutte (Außerferner Druck- und Verlagsgesellschaft).
- GASSER, G. (1913): Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. – 548 S.; Innsbruck (Wagner'sche Universitätsbuchhandlung).
- GERMANN, K. (1963): Die Erzvorkommen des mittleren Mieminger Gebirges. – 85 S., 19 Taf., 1 Karte; München (Unveröff. Dipl.-Arb.).
- GSTREIN, P. & HEISSEL, G. (1984): Endbericht Projekt Blei-Zink-Lagerstätten in den Nordtiroler Kalkalpen 1979—1982. – 52 S., 11 Bl.; 6 Tab., 1 Beil.; Bad Bleiberg (Bleiberger Bergwerksunion).
- GUILBERT, J. M. & PARK JR., C. F. (1986): The Geology of Ore Deposits. – 993 S.; New York (Freeman and Company).
- GÜMBEL, C. W. v. (1858): Geognostische Karte des Königreichs Bayern und der angrenzenden Länder - 1:500.000. – 1 Karte, 4 Blätter; München (Cotta).
- GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., 25 Abb., 42 Taf., 6 Beil.; Gotha (Perthes).
- GUNATILAKA, A. (1987): The Dolomite Problem in the Light of Recent Studies. – Modern Geology, **11** (4): 311—324; New York u.a.
- HABER, G. (1934): Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. – 206 S., 16 Abb.; München (Beck).
- HANTKE, R. (1983): Eiszeitalter. Band 3. – 730 S., 312 Abb.; Thun (Ott).
- HAASE, E. (1968): Das Problem der Kardefinition und Kargliederung. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **131**: 33—45; Stuttgart.
- HÄUSING, A. (1890): Ueber Leistungen beim Stollenbetrieb. – Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen, **38** (2): 20—22, 1 Abb.; Wien.
- HÄUSING, A. (1898): Die Grube Silberleithen und die neuen Aufschlussarbeiten im Liegenden der Wasserkluft. – Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen, **46** (8): 101—106, 6 Fig.; Wien.
- HÄUSING, A. (1900a): Resultate der neuen Aufschlussarbeiten der Grube Silberleithen im Liegenden der Wasserkluft. – Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen, **48** (6): 67—68; Wien.

- HÄUSING, A. (1900b): Bremsberg oder Drahtseilbahn. – Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen, **48**: 442—443; Wien.
- HAUER, F. R. v. (1850): Über die Gliederung des Alpen-Kalks in den Ost-Alpen. – N. Jb. Min. Geogn. Geol. Petr., **1850** (5): 584—591; Stuttgart.
- HEGEMANN, F. (1960): Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. – Erzmetall, **13** (2/3): 79—84, 122—127; Clausthal-Zellerfeld.
- ISSER, M. v. (1881a): Die Blei- und Zinkwerke der Gewerkschaft Silberleithen zu Biberwier im Oberinntale (Tirol). – Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen, **29** (7, 8, 10): 89—90, 104—110, 129—134, 3 Fig.; Wien.
- ISSER, M. v. (1881b): Die Blei- & Zinkwerke der Gewerkschaft „Silberleithen“ zu Biberwier im Oberinntale in Tirol. – Z. d. Ferdinandeums f. Tirol u. Vorarlberg, **25**: 137—188, 2 Tab.; Innsbruck.
- ISSER, M. v. (1888): Mittheilungen über einige alte Erzbergbaue im nordtiroler Kalkalpenzuge. – Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen, **36** (15—26): 187ff, 204ff, 218ff, 231f, 249ff, 261ff, 273ff, 285ff, 297ff, 312ff, 327f; Wien.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – Geol. Bavarica (56): 3—102, 32 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 5 Beil.; München.
- JICHA, H. L. (1951): Alpine lead-zinc ores of Europe. – Econ. Geol., **46** (7): 707—730; Lancaster.
- KECHT, A. (1955): Aus der Geschichte von Ehrwald. – Schlern-Schriften, **111**: 177—185; Innsbruck.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Tirol. – 872 S., 1 Kar, 11 Beil.; Berlin (Borntraeger).
- KLEMD, R. (1988): Flüssigkeitseinschlüsse – Hinweise auf die Bildungsbedingungen von Lagerstätten. – Die Geowissenschaften, **6** (6): 182—186; Weinheim.
- KÖSTER, K. (1969): DBG Lexikon der deutschen Sprache. – 1024 S.; Berlin u.a. (Deutsche Buch-Gemeinschaft).
- KRANEWITTER, K. & RAPPOLD, W. (1987): Volkssagen und Geistergeschichten rings um Nassereith – Es war einmal. – S. 115—118; Nassereith (Selbstverlag Gemeinde Nassereith).
- LANDGRAEBER, W. (1927): Die Erzvorkommen in den Mieminger-Wetterstein-Alpen. – Kohle und Erz, **24** (17, 18): 385—390, 427—430; Berlin.
- LINSER, P. (1988): Sagenhaftes Außerfern 11 – Die Entstehung des Drachensees. – Außerferner Nachrichten – Die Heimatzeitung des Bezirkes Reutte, **41**: 4; Reutte.
- LIST, F. K. (1968): Zur Technik der photogeologischen Auswertung im kalkalpinen Bereich (Heiterwand-Gebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – Geol. Rdsch., **58**: 196—219, 3 Abb., 1 Taf., 4 Tab.; Stuttgart.
- MACHATSCHEK, F. (1934): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. – Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, **77**: 217—244; Wien.
- MADER, I. (1955): Ortskunde von Lermoos. – Schlern-Schriften, **111**: 187—207; Innsbruck.
- MERNIK, J.-P. (1972): Amtsbericht des Dr. Peter Mernik über die am 25.9.1972 beim Blei- und Zinkerzbergbau Silberleithen der Marktgemeinde Reutte durchgeführten Werksnachschaу. – Mappe Silberleithen in der Berghauptmannschaft Innsbruck, **Zl. 1610/72**: 2; Innsbruck.
- MILLER, H. (1963): Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **118** (3): 291-320, 7 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- MILLER, H. (1965): Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. – Verh. Geol. B.-A., **1/2**: 187—212, 1 Tab., 7 Abb.; Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1869): Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **19**: 91—149, 3 Taf.; Wien.
- MOSER, H. (1979): Lermoos. – Ortschroniken, **40**: 108; Innsbruck.
- MUTSCHLECHNER, G. (1955): Der Erzbergbau in Außerfern. – Schlern-Schriften, **111**: 25—52, 1 Abb., 5 Tab.; Innsbruck.

- OHLE, E. L. (1959): Some Considerations in Determining the Origin of Ore Deposits of the Mississippi Valley-Type. – *Econ. Geol.*, **54** (5): 769—789; El Paso.
- OHLE, E. L. (1970): Mississippi Valley-Type Ore Deposits, a General Review. – *Washington Div. Mines Bull.*, **61**: 5—15; Washington.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen. – 483 S.; Leipzig.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901—1909): Die Alpen im Eiszeitalter **3 Bde.** – Leipzig (Tauchnitz).
- PERKTOLD, D. (1984): Biberwier. – 102 S.; Biberwier (Unveröff. Diss.).
- PETRASCHEK, W. (1926): Die modernen Theorien ueber Metallogenie. – *Compt.-Rendus XIV. Congr. Geológico internacional*; Madrid.
- PETRASCHEK, W. (1945): Die alpine Metallogeneese. – *Jb. Geol. B.-A.*, **3.**, **4.** (1945): 129—149, 2 Taf.; Wien.
- PETRASCHEK, W. E. (1957): Die Gesichtspunkte für eine hydrothermale Entstehung der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten. – *Berg- u. Hüttenm. Monatsh.*, **9** (102): 230—233; Wien.
- PETRASCHEK, W. E. & POHL, W. (1982): Lagerstättenlehre. – 3. Aufl., 341 S., 212 Abb., 10 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. – In: *GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN: Der geologische Aufbau Österreichs.* – S. 218—245; Wien New York (Springer).
- R., P. (1798): Briefe geschrieben während einer metallurgischen Reise durch Tyrol von P.R. [Reisigl, Peter Johann] - 2te Abtheilung – XI. Brief. Nachrichten vom gewerkschaftlichen Bley- und Galmey - Bergwerke zu Feigenstein, von dem gewerkschäftlichen Bley- und Silberbergwerke zu Tyrstentritt, und vom gewerkschäftlichen Bleybergwerke zu Silberleiten im Oberinnthale in Tyrol. Innsbruck am 25. August 1776. – *Jb. Berg- und Hüttenkunde*, **2**: 156—178; Salzburg.
- RAMBOZ, C. & CHAREF, A. (1988): Temperatur, Pressure, Burial History, and Paleohydrology of the Les Malines Pb-Zn Deposit: Reconstruction from Aqueous Inclusions in Barite. – *Econ. Geol.*, **83** (4): 784—800; El Paso.
- SAWKINS, F. J. (1984): Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. – 325 S., 173 Abb.; Berlin u.a. (Springer).
- SCHIFFER, J. (1985): Aus der Geschichte des oberen Lechtales. – 29 S., 9 Abb.; Elbigenalp (Eigenverlag Schiffer).
- SCHMITZ, A. (1839): Silberleiten, Notiirt bei der Besuchung der Silberleiten im Jahre 1839. – Handschrift, Tiroler Landes-Mus. Ferdinandeum: 2, 2 Zeichnungen; Innsbruck.
- SCHNEIDER, H.-J. (1953): Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. – *Fortsch. d. Min.*, **32**: 26—30; Stuttgart.
- SCHNEIDER, H.-J. (1964): Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration on the ladinian geosyncline of the Eastern Alps. – In: *AMSTUTZ, G. C.: Developments in Sedimentology 2.* – S. 29—45, 9 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1949): Erzlagerstätten. – 2. Aufl., 326 S.; Jena (Gustav Fischer).
- SCHÖNHERR, R. (1988): Biberwier im Spiegel der Chronik. – In: *GEMEINDE BIBERWIER: 700 Jahre Biberwier 1.* – S. 3—7; Biberwier (Eigenverlag Gemeinde Biberwier).
- SCHULZ, O. (1970): Vergleichende petrographische Untersuchungen an Karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. – *Verh. Geol. B.-A.*, **2** (1970): 165—229, 9 Abb., 1 Taf.; Wien.
- SENARCLENS-GRANCY, W. v. (1938): Stadiale Moränen in der Miemingerkette und im Wetterstein. – *Jb. geol. B.-A.*, **88** (1—2): 1—12, 2 Ktn.; Wien.
- SIDIROPOULUS, L. (1980): Blei-Zink-Vererzungen in Breccienzonen der Nordtiroler Kalkalpen (zwischen Telfs-Biberwier-Nassereith und Imst). – 169 S., 49 Abb., 3 Taf., 1 Karte; Innsbruck (Unveröff. Diss.).
- SKINNER, B. J., WHITE, D. E., ROSE, H. J. & MAYS, R. E. (1967): Sulfides associated with the Salton Sea Geothermal Brine. – *Econ. Geol.*, **62**: 316—330; El Paso.
- SRBIK, R. R. v. (1929): Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. – *Ber. Naturw.-med. Ver. Innsbruck*, **41**: 113—279, 20 Abb., 4 Tab.; Innsbruck.

- STOLZ, O. (1928): Die Anfänge des Bergbaues und Bergrechtes in Tirol. – Savigny – Z. f. Rechtsgeschichte, **48** (61): 207—263, 11 Anh.; Weimar.
- TAUPTZ, K.-C. (1954): Die Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. – 120 S., 48 Abb., 14 Tab., 5 Taf.; Clausthal (Unveröff. Diss. Bergakad. Clausthal).
- TOLLMANN, A. (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien **62**: 78—170, 3 Taf.; Wien.
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich **3**. – 718 S.; Wien (Deuticke).
- ULRICH, R. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Ächensee. – Geol. Bavarica, **41**: 99—151, 17 Abb., 1 Beil.; München.
- UNTERRICHTER, O. v., AMPFERER, O. & BEYRER, G. (1902): Die Miemingerkette – Ein Beitrag zu ihrer eingehenderen Kenntnis. – Z. D. u. Ö. A. V., **33**: 209—240, 10 Abb.; München.
- WHITE, D. E. (1958): Liquid inclusions in sulfides from Tri-State (Missouri-Kansas-Oklahoma) is probably connate in origin abs. – Bull. of the Geol. Soc. of Am., **69**: 1660—1661; Baltimore.
- WÖRZ, E. (1878): Exposé über den Bergbau-Betrieb bei Silberleiten & Feigenstein Biberwier. – 19 S., 1 Abb., 3 Tab.; Innsbruck (Wagner).
- WOLFSTRIGL-WOLFSKRON, M. R. v. (1903): Die Tiroler Erzbergbaue 1301—1665. – 473 S., 15 Tab.; Innsbruck (Wagner).
- WOLKERSDORFER, C. (1991): Aufschluß an einem Tomahügel des Fernpaßbergsturzes/Tirol. – Jb. Geol. B.-A., **Heft 2** (134): 439—441, 2 Abb.; Wien.
- ZINGG, T. (1935): Beitrag zur Schotteranalyse - Die Schotteranalyse und ihre Anwendung auf die Glattal-schotter. – Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mitt., **15** (1): 39—140, 20 Abb., 16 Tab.; Zürich.