



Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchung von basischen Hartgesteinen im Raum Maishofen/Viehhofen (Salzburg)



Diplomarbeit

im Fachbereich Rohstoffgeologie, eingereicht am Lehrstuhl für
Geologie und Lagerstättenlehre der montanistischen Hochschule
Leoben

Verfasser: Thomas Nisch, BSc

Betreuung: Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.mont. Heinrich Mali
Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Walter Prochaska

Leoben, Jänner 2014

Eingereicht am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben.

Leoben, 15. Jänner 2014

Ich versichere an Eides statt, die vorliegende Arbeit selbstständig und nur mit Hilfe der angeführten Quellen und Methoden erstellt zu haben.

Leoben, 15. Jänner 2014

Thomas Nisch, BSc

Danksagung:

Für die Finanzierung dieser Arbeit richte ich meinen ausdrücklichen Dank an die Hartsteinwerk Kitzbühel GesmbH, insbesondere an Herrn Dkfm. Richard Cervinka, Geschäftsführer der Hartsteinwerk Kitzbühel GesmbH, welcher mich mit Rat und Tat bei dieser Arbeit unterstützt hat.

Bei den Mitarbeitern der Hartsteinwerke Kitzbühel GesmbH bedanke ich mich für die gute Betreuung vor Ort, für die Mithilfe bei organisatorischen/administrativen Angelegenheiten und für die Bereitstellung von Unterlagen.

Einen aufrichtigen Dank spreche ich auch Herrn Dipl.-Ing. Rudolf Blahnik, technischer Konsulent des Hartsteinwerkes Kitzbühel, für die Initiierung dieser Arbeit und für die tatkräftige Unterstützung im Zuge der gesamten Arbeit aus.

Herrn Ass. Prof. Dipl.-Ing. Dr. mont. Heinrich Mali und Herrn Ao. Univ.-Prof. Dr. phil. Walter Prochaska gilt mein besonderer Dank für die hervorragende Betreuung dieser Diplomarbeit.

Herrn em. o. Univ.-Prof. Dr. phil. Helfried Mostler danke ich für die Unterstützung bei der Bohrkernaufnahme bzw. für die zur Verfügung gestellten Unterlagen.

Herrn Ao. Univ.-Prof. Dr. phil. Oskar Thalhamer danke ich für die Unterstützung bei der Auflichtmikroskopie und bei diversen Mineralbestimmungen.

Des Weiteren möchte ich mich bei meiner Familie bedanken, bei meiner Mutter, die mir beim Korrigieren der Diplomarbeit half und bei meinem Vater für die Unterstützung bei der Probennahme im Gelände.

Zusammenfassung:

Im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen, Österreich) finden sich häufig basische Metavulkanite (Devon), die in den silizklastischen Abfolgen der Schattberg- (Silur-Devon-Karbon?) und Löhnersbach-Formation (Oberordovizium-Devon) eingeschaltet sind. Im Raum der Zeller Furche, insbesondere im gengeständlichen Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen (Zell am See, Salzburg) treten diese basischen Metavulkanite in größeren Mächtigkeiten auf. In vorangegangenen Arbeiten und in der aktuellen geologischen Karte der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 123 - Zell am See werden diese Gesteine der Metabasit-Gruppe zugerechnet und der Großteil als Diabase¹⁾ bzw. Metabasalte¹⁾ ausgewiesen.

Eine besonders mächtige Diabas-Abfolge findet sich im Bereich Ratzenstein (Gemeinde Maishofen), die lediglich von geringmächtigen, klastischen Einschaltungen (vorwiegend Tonschiefer) unterbrochen wird. Im Bereich Schernergraben (Gemeinde Viehhofen) zeigen die Diabasabfolgen mächtigere Einschaltungen von feinkörnigen Metasedimenten (Tonschiefer und Metasandsteine). Die Formationen im Arbeitsgebiet fallen söhlilig bis flach in Richtung Norden ein, wobei steilere Einfallswinkel (bis zu 60 Grad) zu beobachten sind, die im Zusammenhng mit einer Verkippungen des Einfallens in Richtung Süden bzw. Südosten stehen.

In den Dünnschliffuntersuchungen zeigen die Gesteine ein porphyrisches bis subophitisches Gefüge mit größeren, teilweise idiomorph ausgebildeten Feldspatleisten (Plagioklas) und Pyroxeneinsprenglingen (Augit), die in einer feinkörnig-rekristallisierten Matrix aus Chlorit, Quarz, Serizit, Leukoxen eingebettet sind. Der Mineralbestand und das Gefüge deuten auf ein basisches, primär-magmatisches Ausgangsgestein hin, welches im Zuge einer niedriggradigen Metamorphose Grünschiefer-faziell überprägt wurde.

Bei einer Analyse der technischen Gesteinsparameter konnten hervorragende Kennwerte festgestellt werden. Die mittels LA-Test bestimmte Abriebfestigkeit liegt bei den Gesteinsproben deutlich unter LA₂₀ und der PSV-Test zeigt Werte \geq PSV₅₀.

Es kann festgehalten werden, dass es sich bei diesen Gesteinen, sowohl mineralogisch-petrographisch, wie auch geochemisch um Diabase bzw. Metabasalte handelt, die im Sinne des § 3 des MinRoG (idF 2011) als bergfreier mineralischer Rohstoff angesehen werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass im Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen größere Mächtigkeiten an hochwertigen, basischen Hartgesteinen anstehen, die sowohl hinsichtlich ihrer Quantität, als auch ihrer Qualität abbauwürdige Diabaslagerstätten darstellen, und die bei weiteren raumplanerischen Maßnahmen unbedingt Berücksichtigung finden sollten.

¹⁾ siehe Kapitel 25 – Literaturverzeichnis: Begriffserklärung Diabas

Abstract:

Within the western part of the Northern Greywacke Zone (Eastern Alps, Austria) basic metavolcanics of Devonian age are very common. These metabasic rocks intercalate with siliciclastic sequences of the Schattberg-Fm. (Silurian-Devonian-Carboniferous?) and the Löhnersbach-Fm. (Ordovician-Devonian). The area of the Zeller Furche, especially near Maishofen/Viehhofen (Zell am See, Salzburg), comprises thick metavolcanic rocks which are part of the Metabasics-group containing a large amount of metabasalts¹.

An exceptionally thick metabasalt-sequence was found in the area of Ratzenstein (Maishofen), which is intercalated by fine-grained, siliciclastic layers (mainly slates) of low thicknesses. Metabasalt-sequences of the Schernergraben (Viehhofen) show larger thicknesses of fine- to coarse-grained intercalations of metasediments (slates and metasandstones). The general dip is horizontal to slightly inclined (up to 15 degrees) to North. Due to tectonic movement tilted layers with steeper dipping angles (up to 60 degrees) and South or Southeast dipping direction can be measured locally.

In thin sections of the metabasalt rocks porphyric to subophitic textures were found, whereby large, sometimes idiomorphic, lath-shaped Feldspar (Plagioclase) and Pyroxene phenocrysts (Augite) are embedded within a fine-grained matrix of Chlorite, Quartz, Sericite and Leukoxene. These minerals and texture indicate a basic, primary magmatic protolith which had been affected by a lowgrade, greenschist facies metamorphism.

The analysis of technical parameters revealed extremely good rock properties. Abrasion values (LA-test) are significantly below of 20 and the polished stone value (PSV-test) is above of 50.

It can be noted that these analysed rocks, both mineralogical-petrographical, as well as geochemical are metabasalts, which are considered to be "bergfrei" mineral resources in the meaning of § 3 of the MinRoG (as amended in 2011).

In the working area of Maishofen/Viehhofen there are large resources of valuable basic hard rocks which represent, due to their quality and quantity, a mineable metabasalt deposit. For further spatial planning/land use regulation this highgrad metabasalt deposit should be absolutely considered.

¹) siehe Kapitel 25 – Literaturverzeichnis: Begriffserklärung Diabas

Inhaltsverzeichnis:

1. Vorbemerkungen, Ausgangssituation	10
2. Einleitung und Aufgabenstellung	10
3. Methodik	11
4. Geographische Lage	12
5. Geländemorphologie	14
6. Widmungsarten und Ausweisungen	16
7. Meteorologie und Klima	17
8. Hydrographie	20
9. Historische Bearbeitungen	22
10. Geologischer Rahmen	24
10.1 Österreichische Grauwackenzone	25
10.1.1 Stratigraphie der westlichen Grauwackenzone	25
10.1.2 Tektonik der westlichen Grauwackenzone	32
11. Regionale Geologie	35
11.1 Quartäre Ablagerungen	36
11.2 Metasedimente	37
11.3 Metabasite	37
12. Formationsbeschreibung	39
12.1 Quartär	39
12.1.1 Eisrandsedimente	39
12.1.2 Hangschutt	39
12.1.3 Schwemmfächer und alluviale Sedimente	41
12.2 Nördliche Grauwackenzone	42
12.2.1 Diabas	42
12.2.2 Metagabbro	51
12.2.3 Metatuff	53
12.2.4 Metatuffit	54
12.2.5 Metasandstein	55
12.2.6 Tonschiefer	57
12.2.7 Kalk(-marmor)	59
13. Tektonik.....	60
14. Hydrogeologie	67

15. Bergbautätigkeiten und Deponien	70
15.1 Historische Bergbauaktivitäten.....	70
15.2 Überreste von Bergbautätigkeiten und Deponien	71
16. Geogene Gefährdungen	73
17. Kernbohrungen	77
17.1 Teilgebiet 1 – Schernergraben	77
17.1.1 Bohrung VH1/01.....	77
17.1.2 Bohrung VH2/01.....	78
17.1.3 Bohrung VH4/01.....	79
17.1.4 Bohrung VH5/01.....	80
17.1.5 Bohrung VH6/01.....	81
17.1.6 Bohrung VH6A/01	81
17.2 Teilgebiet 2 – Atzing.....	82
17.2.1 Bohrung B4/00	82
17.2.2 Bohrung B5/00	83
17.3 Zusammenfassung der Bohrkernaufnahme	83
18. Ausdehnung und Lagerungsverhältnisse	84
19. Vorratsberechnungen	89
20. Aufschlussverhältnisse	92
21. Gesteinsuntersuchung	94
21.1 Mineralogie und Petrographie.....	94
21.1.1 Makroskopische Beschreibung	94
21.1.2 Mikroskopische Untersuchung.....	107
21.1.3 Zusammenfassung der mikroskopischen Analyse	139
21.2 Geochemie	141
21.3 Technische Gesteinsparameter	154
21.3.1 SI-Analyse	155
21.3.2 Abriebfestigkeit	155
21.3.3 Polier- und Schleifverhalten	155
21.3.4 Zusammenfassung der technischen Gesteinsparameter.....	155
22. Wirtschaftliche Bedeutung.....	157
23. Zusammenfassung und Ausblick	159
24. Anhang- und Beilagenverzeichnis	162
25. Literaturverzeichnis.....	163

1. Vorbemerkungen, Ausgangssituation

Im Bereich des vorderen Glemmtales, im Gemeindegebiet von Maishofen/Viehhofen, politischer Bezirk Zell am See, Bundesland Salzburg, Österreich, wurden bereits durch em. o. Univ.-Prof. Dr. phil. Helfried Mostler hochwertige Diabasvorkommen identifiziert und für die Firma Hartsteinwerk Kitzbühel GesmbH (nachfolgend kurz mit HWK bezeichnet) übersichtsmäßig kartiert. Im Zuge der Novellierung des Mineralrohstoffgesetzes suchte die Firma HWK im Jänner 1999 im Bereich des Hoffnungsgebietes Maishofen/Viehhofen um die Erteilung von Freischürfen beim zuständigen Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten an, welche mit Wirksamkeit vom 2. Februar 1999 per Bescheid dieser Behörde (Zl. 63.041/44-III/B/10/99) verliehen worden sind. Um detaillierte Untersuchungen im gegenständlichen Gebiet durchführen zu können wurde der Montanbehörde gemäß § 17 MinRoG ein Arbeitsprogramm vorgelegt, welches per Bescheid (Zl. 63.003/14-III/B/10/00) vom 13. März 2000 genehmigt wurde. Aufgrund der durchgeführten Untersuchungen laut Arbeitsprogramm wurde von Dr. Vinzenz im Jahr 2002 eine geologisch-lagerstättenkundliche Beschreibung der Diabaslagerstätte Atzing (Gemeindegebiet Maishofen) erstellt. Es wurden in weiterer Folge von der zuständigen Behörde per Bescheid (Zl. 66.050/0009-IV/9/05) Bergwerksberechtigungen für die Überscharen „Atzing 1“ bis „Atzing 4“ verliehen.

2. Einleitung und Aufgabenstellung

In Wahrung der Vorsorgepflicht prospektiert die Firma HWK kontinuierlich in der näheren und weiteren Umgebung ihres Standortes nach hochwertigen Hartgesteinsvorkommen. Im vergangenen Sommersemester 2012 trat Herr Dipl.-Ing. Rudolf Blahnik als technischer Konsulent der Firma HWK an den Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben heran und regte im Zuge weiterer Prospektionstätigkeiten des HWK die Vergabe einer Diplomarbeit an. Herr Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.mont. Heinrich Mali und Herr Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Walter Prochaska erklärten sich dankenswerterweise bereit die Betreuung dieser Diplomarbeit zu übernehmen. Die gegenständliche Arbeit umfasst eine montangeologisch-lagerstättenkundliche Beschreibung mit einer quantitativen und qualitativen Erfassung basischer Hartgesteinsvorkommen im Raum Maishofen/Viehhofen (Zell am See, Salzburg). Die im Großraum Maishofen/Viehhofen häufig anzutreffenden basischen Hartgesteine wurden bereits von Mayr (1986) im Rahmen einer Diplomarbeit bearbeitet. Diese liefert Anknüpfungspunkte zu der im Zuge der vorliegenden Diplomarbeit durchgeführten Kartierung im südlichen und östlichen Bereich. Von der Firma HWK wurden bestehende geologische Karten und Profilschnitte aus der geologisch-lagerstättenkundlichen Beschreibung der Diabaslagerstätte Atzing (Vinzenz, 2002) zur Verfügung gestellt. Die von Herrn em. o. Univ.-Prof. Dr. phil. Helfried Mostler zur Verfügung gestellten Unterlagen über basische Massengesteine im gegenständlichen Gebiet wurden ebenso in diese Arbeit eingeflochten.

3. Methodik

Anhand einer im August 2012 erfolgten montangeologischen Detailkartierung im Maßstab 1:10.000 wurde eine geologisch-lagerstättenkundliche Aufnahme des Arbeitsgebietes durchgeführt. Die Kartierung basiert auf detaillierten Aufschlussbeschreibungen (über 300 Aufschlusspunkte) bei denen sowohl die Lithologie als auch etwaige strukturgeologische Merkmale aufgenommen wurden. Zur Verdichtung des Aufschlussrasters wurde auch die Verwitterungsschicht (Lesesteine und Bodenbildungen) berücksichtigt. Geomorphologische Merkmale, insbesondere Hangbewegungsindikatoren wie z.B. Abrisskanten oder Stauchwulste wurden bei den Geländebegehungen ebenfalls aufgenommen. Die Lithologien der verschiedenen Aufschlusspunkte wurden zu Formationen zusammengefasst und durch Formationsgrenzen voneinander abgegrenzt. In Bezugnahme auf die regionale Geologie wurden die kartierten Formationsgrenzen in stratigraphische und tektonische Grenzen unterteilt. Die Ergebnisse der geologisch-lagerstättenkundlichen Detailkartierung sind in einer digitalisierten Karte im Maßstab 1:5.000 dargestellt (siehe Kartenbeilage 1). Die Koordinaten der Aufschlusspunkte wurden mittels GPS-Gerät bestimmt und in die digitale Karte aufgenommen. Eine tabellarische Auflistung der Aufschlusspunkte mit den dazugehörigen GPS-Koordinaten findet sich in der Beilage 16. Als Kartengrundlage für die Kartierung dient die 2,5fach vergrößerte Österreichische Karte (ÖK), Blatt 123, Zell am See vom Bundesmat für Eich- und Vermessungswesen im Maßstab 1:25.000 (BEV, 2012). Stellenweise wurden Merkmale der geologischen Karte Blatt 123, Zell am See (M 1:50.000) der Geologischen Bundesanstalt (GBA, 1995) in die digitale Karte aufgenommen. Um eine dreidimensionale Erschließung der Lagerstätte gewährleisten zu können, wurden im gegenständlichen Arbeitsgebiet mehrere Kernbohrungen abgeteuft und geologisch aufgenommen (siehe Kapitel 17 – Kernbohrungen im Arbeitsgebiet bzw. Beilage 2 bis 15). Unter Berücksichtigung dieser Ergebnisse und der Kartierungsergebnisse wurden 2 Profilschnitte (Längsprofilschnitt A-A' und B-B', siehe Beilage 1) zur Darstellung der Lagerungsverhältnisse innerhalb der Lagerstätte angefertigt. Die Lage der beiden Profilschnitte, sowie der Bohransatzpunkte ist ebenfalls der Kartenbeilage 1 zu entnehmen. Im Zuge der Kartierung wurden zur Abklärung der Petrographie und der Mineralogie mehrere Handstück-Proben genommen (siehe Beilage 17, Probenliste). Von den, für die einzelnen Formationen repräsentativen, Handstück-Proben, sowie von mehreren Proben aus den Bohrkernen wurden Gesteinsdünnschliffe angefertigt und diese unter dem Mikroskop untersucht. Zusätzlich wurde die geochemische Zusammensetzung dieser Proben massenspektrometrisch analysiert (siehe Anhang 1, Analyseergebnisse). Zur Bestimmung der technischen Gesteinsparameter des Lagerstättenmaterials wurden an 3 repräsentativ gewählten Gesteinsproben Versuche zur Abriebfestigkeit (LA-Test) und zum Polier- und Schleifverhalten (PSV-Test) durchgeführt (siehe Anhang 2, Prüfbericht). Abschließend wurden die im Zuge des Bearbeitungszeitraumes von August 2012 bis Jänner 2014 gewonnenen Ergebnisse zusammengefasst und in der vorliegenden Diplomarbeit gemäß ÖNORM G 1020-2 als geologisch-lagerstättenkundliche Beschreibung dargestellt.

4. Geographische Lage

Das in dieser geologisch-lagerstättenkundlichen Beschreibung bearbeitete Gebiet befindet sich im Mitterpinzgau, genauer im vorderen Glemmtal, politischer Bezirk Zell am See, Bundesland Salzburg, Österreich (siehe Abb. 1, rotes Rechteck). Das Vorderglemmtal verläuft in Ost-West-Richtung und bildet ein orthogonal, zu der zwischen Saalfelden im Norden und Zell am See im Süden verlaufenden Zeller Furche, orientiertes Seitental. Das kartierte Gebiet liegt am westlichen Rand des Gemeindegebietes der Gemeinde Maishofen bzw. im östlichen Teil des Gemeindegebietes von Viehhofen. Die Katastralgemeinden (KG-Name und KG-Nummer), sowie Grundstücksnummern, der im bearbeiteten Gebiet anzutreffenden Grundstücke, sind der Kartenbeilage 4 zu entnehmen. Als zentraler Bereich des Gebietes wurde der Gadenstätterhof gewählt und mittels Hand-GPS die Koordinaten bestimmt (RW 12°46'24", HW 47°22'07", Koordinatensystem: WGS 84, siehe Abb. 1, rotes Kreuz).

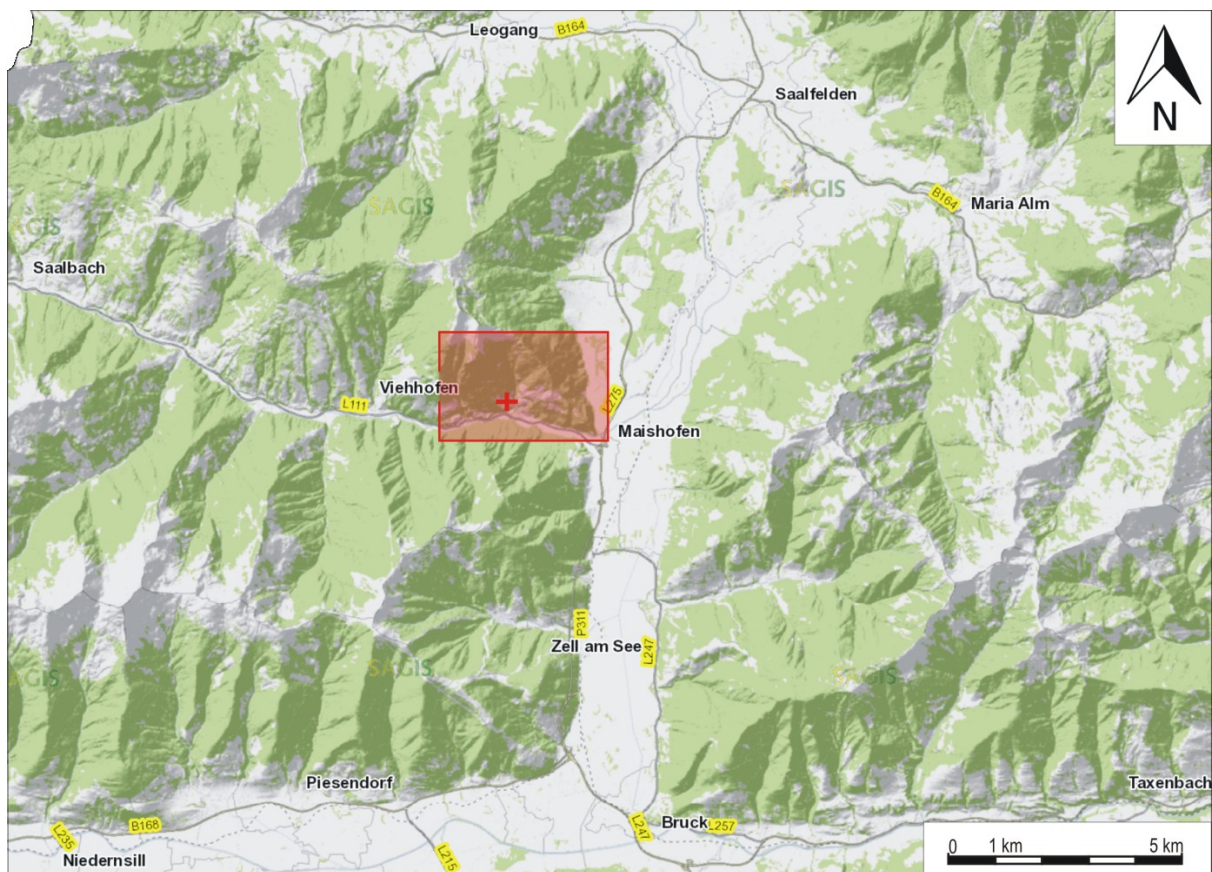


Abbildung 1: Ausschnitt aus der digitalen Karte des Landes Salzburg (GIS Salzburg, April 2013). Die Lage des Arbeitsgebietes ist durch die rote Fläche markiert, das rote Kreuz zeigt die Lage des Koordinatenpunktes Gadenstätterhof: RW 12°46'24", HW 47°22'07", Koordinatensystem: WGS 84.

Eine genauere Abgrenzung des gesamten, kartierten Gebietes ist der Abbildung 2 zu entnehmen (rote Fläche). Das untersuchte Gebiet nimmt laut einer Berechnung mit SAGIS (2013) eine Fläche von zirka 515 ha ein. Die südliche Grenze des Kartierungsgebietes bildet der, dem Glemmtal folgende, Saalach-Bach, die östliche Grenze bildet die in Nord-Süd-Richtung verlaufende Zeller Furche.

Im Westen erstreckt sich das Arbeitsgebiet über den Schernergraben hinweg bis zu dem Zufahrtsweg zur Gorialm bzw. Jahnhütte. In Richtung Norden wurde das Gebiet bis auf Höhe der Sausteigen bzw. Gstallneralm kartiert. Durch Herrn Dipl.-Ing. Blahnik wurden grob drei Teilgebiete (1 - Schernergraben, 2 - Atzing und 3 - Jahnhütte/Gstallneralm) gesondert definiert, da die Geschäftsführung des HWK Teile dieser Gebiete käuflich erwerben konnte.

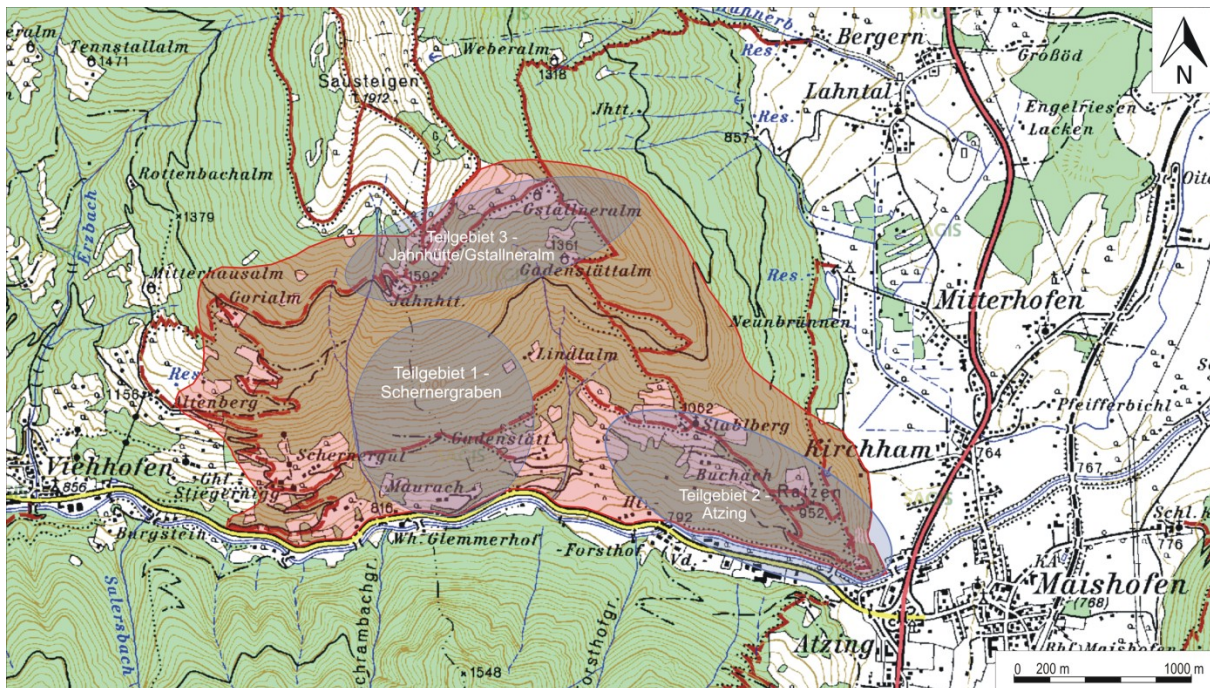


Abbildung 2: Vergrößerter Ausschnitt aus der Österreichischen Karte (ÖK), Blatt 123, Zell am See vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen. Die Lage des Arbeitsgebietes markiert die rote Fläche (zirka 515 ha). Die blauen Flächen definieren ungefähr die Teilgebiete 1 – Schernergraben, 2 – Atzing und 3 – Jahnhütte/Gstallneralm.

Das Gebiet östlich des Schernergrabens (Teilgebiet 1 – Schernergraben) ist durch Forststraßen (größten Teils geschotterte Fahrwege in gutem Zustand) sehr gut erschlossen. Im Bereich Ratzen/Stabelberg (Teilgebiet 2 – Atzing) ist eine Erschließung durch die Zufahrten zur Raststation Stabelberg bzw. Gadenstättalm und Gstallneralm vorhanden (ebenfalls geschotterte Fahrwege). Das Teilgebiet 3 ist durch den südlich der Sausteigen verlaufenden, geschotterten Verbindungsweg zwischen Jahnhütte und Gstallneralm erschlossen.

Die überregionale Verkehrsanbindung des gesamten Untersuchungsgebietes ist durch die südlich, entlang des Glemmtals verlaufende Glemmtaler Landesstraße L111 (5972 Fahrzeuge pro Tag, Messung 2005 lt. SAGIS, 2013) bzw. in weiterer Folge über die im Osten anschließende Pinzgauer Bundesstraße B311 (14605 Fahrzeuge pro Tag, Messung 2005 lt. SAGIS, 2013) gegeben. Die nächstgelegene Anschlussmöglichkeit an die Eisenbahn (Bahnverbindung Zell am See – Saalfelden – Fieberbrunn – Kitzbühel) ist in einer Entfernung von zirka 3 bis 4 km vom Projektgebiet vorhanden. Eine indirekte Bahnanbindung an das HWK in Oberndorf bei Tirol bzw. auch an das Diabaswerk Saalfelden wäre somit gegeben.

5. Geländemorphologie

Die nachfolgenden Daten zur Geländemorphologie bzw. zu den Widmungsarten wurden aus den Geländeaufnahmen vor Ort, aus der geologischen Karte und aus den Profilschnitten bzw. aus dem SAGIS (2013) gewonnen. Das gegenständliche Gebiet erstreckt sich entlang der Nordflanke des vorderen Glemmtales, zwischen den Gemeinden Maishofen und Viehhofen.

Zwischen der Jahnhütte (1592 m ü.A.) im Norden und dem im Talboden verlaufenden Saalach-Bach (zirka 812 m ü.A. auf Höhe Schernergraben) im Süden (Teilgebiet 1 – Schernergraben) bildet die Nordflanke des vorderen Glemmtales einen steil abfallenden Hang, der in Richtung Süd-Südost bis Süd-Südwest exponiert ist.

Im östlichen Teil des Arbeitsgebietes (Teilgebiet 2 – Atzing), zw. Stabelberg (1062 m.ü. A.) bzw. dem Ratzen (952 m ü.A.) im Norden und dem Talboden des Glemmtals (771 m ü.A. am Ausgang des Glemmtales) dreht die Hangrichtung leicht in Richtung Westen, und die Exposition kann mit Süd-Südwest bzw. West-Südwest angegeben werden.

Im Teilgebiet 3 – Jahnhütte/Gstallneralm, zwischen Sausteigen (1912 m ü.A.) und Jahnhütte bzw. Gstallneralm (1592 m ü.A. bzw. 1520 m ü.A.) kann die Hangexposition ebenfalls mit Süd-Südwest bis West-Südwest angegeben werden (siehe Abb. 3).

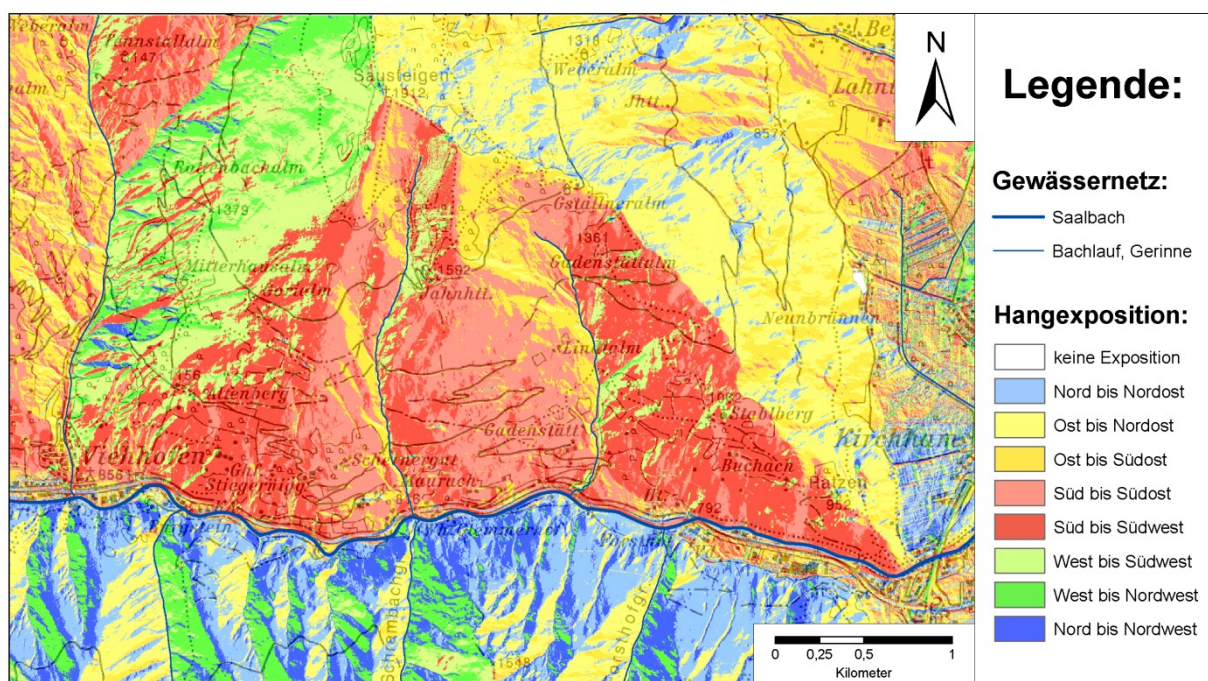


Abbildung 3: Angabe der Hangexposition im bearbeiteten Bereich. Im Teilgebiet 1 - Schernergraben ist die Hangneigung vorwiegend in süd-südöstlicher bis süd-südwestlicher Richtung orientiert. Die Teilgebiete 2 und 3 sind in süd-südwestlicher bis west-südwestlicher Richtung exponiert. Verändert nach SAGIS, Oktober 2013.

Die Abbildung 4 gibt die Hangneigungen im Arbeitsgebiet wieder. Die generelle Hangneigung beträgt im Bereich östlich des Schernergrabens (Teilgebiet 1) zwischen der Jahnhütte und dem Talboden zirka 32 Grad, wobei die Begehungen im Gelände größere Hangneigungen von bis zu 50 Grad zeigten, bzw. lokal auch senkrecht stehende Felsnasen anzutreffen waren. Oberhalb dieses Gebietes fällt der Hang etwas flacher ein, die generelle Hangneigung vom Gipfel der Sausteige bis auf Höhe der Jahnhütte bzw. der Gstallneralm (Teilgebiet 3) beträgt zirka 17 Grad.

Allgemein nimmt die Hangneigung in Richtung Osten leicht ab. Im Gebiet östlich des Lindlgrabens (Teilgebiet 2 – Atzing) kann die generelle Hangneigung mit zirka 25 Grad angegeben werden. Auch hier sind lokal größere Hangneigungen, bzw. auch senkrecht stehende Felsnasen anzutreffen. Der östliche Abhang des Kartiergebietes in Richtung Maishofen zeigt insbesondere im Kammbereich sehr steil einfallende Hangneigungen, was durch die Begehungen vor Ort bestätigt werden kann.

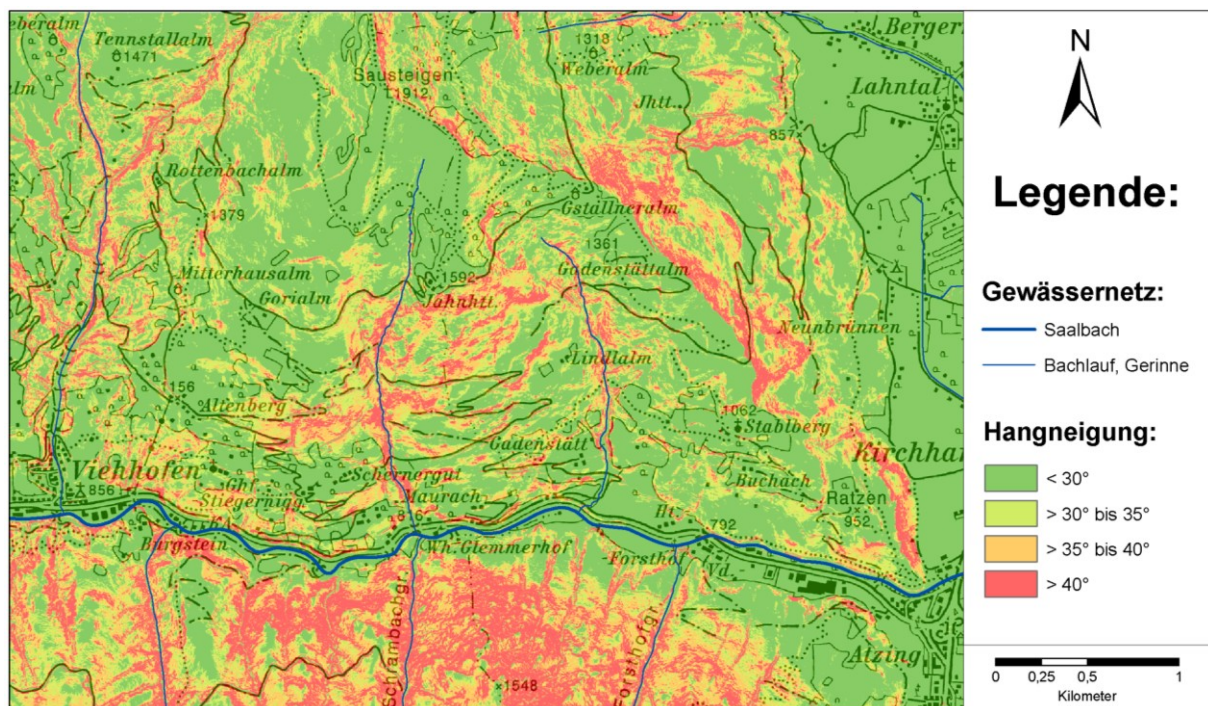


Abbildung 4: Angabe der Hangneigung im Kartiergebiet. Zwischen Scherner- und Lindlgraben ist die Hangneigung generell größer als im östlichen Teil des Kartiergebietes. Verändert nach GIS-Salzburg, April 2013.

Im kartierten Gebiet finden sich zwei Nord-Süd-verlaufende Gräben, der Schernergraben östlich des Schernergrundes im Westen, und der Lindlgraben östlich der Lindlalm im Osten. Die beiden Bachläufe sind in der Abbildung 4 anhand der Nord-Süd-gerichteten Grabeneinschnitte mit den steilen Hangflanken ersichtlich.

Hinweise über Naturgefahren aufgrund der steilen Hangneigung (Hanginstabilitäten, Steinschlag-, Muren-, Hochwasser- und Lawinengefahr) werden im Kapitel 16 - geogene Gefährdungen im Arbeitsgebiet gesondert behandelt.

6. Widmungsarten und Ausweisungen

Im Bereich des kartierten Gebietes ist ein Großteil der Flächen laut Flächenwidmungsplan als Wald, untergeordnet auch als landwirtschaftlich genutzte Fläche ausgewiesen (siehe beiliegender Flächenwidmungsplan, Kartenbeilage 4). Als Bauland gewidmete Flächen und bebaute Grundstücke sind im Kartiergebiet nur vereinzelt bzw. randlich anzutreffen. Als Dauersiedlungsflächen werden gemäß SAGIS (2013) neben der Talsohle des Glemmtals und der Zeller Furche die Bereiche Ghf. Stabelberg, Gadenstätt, Schernergut und Ghf. Stiegernigg ausgewiesen. Verbaute Siedlungsflächen ohne entsprechende Ausweisung finden sich im Bereich der Jahnhütte und im Bereich Buchach. Als Bauland gewidmete Flächen sind südlich des Schernerguts ausgewiesen. Hinzu kommen Einzelbewilligungen für die Jahnhütte, für die Wohnhäuser nahe dem Gadenstätterhof und für die Wohnhäuser im Bereich südlich des Schernerguts. Zu den Siedlungsbereichen entlang des Glemmtales, sowie zu den einzelnen Bauernhöfen und Almenhütten im Arbeitsgebiet (Gadenstätt, Maurach, Schernergut, Ghf. Stiegernigg, Altenberg, Gorialm, Jahnhütte, Gstallneralm, Gadenstättalm, Lindlalm, Buchach, Ghf. Stabelberg und hinterer Forsthof) kann, bei entsprechender Abbauplanung, der von der Behörde geforderte Sicherheitsabstand von mindestens 300 m eingehalten werden.

Die Waldflächen im Bereich der Teilgebiete 1 – Schernergraben und 3 – Jahnhütte/Gstallneralm sind gemäß Waldentwicklungsplan als Waldflächen mit primärer Schutzfunktion ausgewiesen. Im Bereich des Teilgebietes 2 – Atzing sind große Teile der Waldflächen mit einer Wohlfahrtsfunktion ausgewiesen. Speziell für das Teilgebiet 2 – Atzing wurde von Frau Dipl.-Ing. Gotschy im Jahr 1999 eine Naturraumkartierung durchgeführt und dazu ein Bericht erstellt, bei dem unter Punkt 3.1 folgendes zusammengefasst wird:

*„Bei dem rund 15 ha umfassenden Gebiet handelt es sich um einen älteren Schlag bzw. eine Dickung, die großteils mit Fichte (*Picea abies*) aufgeforstet ist. Die Schlagvegetation setzt sich vorwiegend aus Himbeere (*Rubus idaeus*) sowie Herden von Brombeere (*Rubus fruticosus* agg.) und Schwarzbeere (*Vaccinium myrtillus*) zusammen.“* (siehe Vinzenz, 2002).

Ausweisungen als Biotope (mit oder ohne rechtlichen Schutz gemäß Naturschutzgesetz 1999 nach § 24 und § 26) finden sich im bearbeiteten Gebiet entlang der Gräben (Schernergraben und Lindlgraben), entlang des Saalach-Baches am Hangfuß, im Bereich westlich des Gipfels der Sausteigen und im Bereich des Teilgebietes 2 - Atzing (Stabelberg und Buchach). Der Großteil des Teilgebietes 2 – Atzing befindet sich nach § 16 gemäß Naturschutzgesetz 1999 im Landschaftsschutzgebiet Lahntal (Schutzgebietsnummer 35, Landschaftsschutzverordnung 1980). Die Kartenbeilage 5 gibt sämtliche Ausweisungen gemäß Naturschutzgesetz bzw. Landschaftsschutzverordnung wieder.

Allfällige Ausweisungen des Arbeitsgebietes und der Umgebung im Gefahrenzonenplan und Ereigniskataster der Wildbach- und Lawinenverbauung (kurz WLVB, 2013) werden im Kapitel 16 – geogene Gefährdungen gesondert behandelt.

7. Meteorologie und Klima

Sämtliche Daten zum Kapitel Meteorologie und Klima wurden aus den im Internet zugänglichen Datenbanken der ZAMG Österreich (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 2013) bzw. des hydrographischen Dienstes Österreich (2013) bezogen.

Die Klimadaten wurden von den zirka 10 km bzw. 5 km entfernten Messstationen Saalbach (1022 m ü.A.) bzw. Zell am See (766 m ü.A.) aufgezeichnet. Die Daten beziehen sich auf das 30-jährige Mittel der WMO-Standardperiode von 1961 bis 1990 (gültige Klimanormalperiode der Weltorganisation für Meteorologie) bzw. auf einen neueren Messzeitraum von 1971 bis 2000. Im nachfolgenden Text werden die Klimadaten der beiden Messstationen und der beiden Messzeiträume zusammengefasst. Eine tabellarische Auflistung der Klimadaten zeigen die Tabellen 1, 2 und 3.

Das bearbeitete Gebiet befindet sich zwischen den Kalkalpen und den Zentralalpen, im zentralen Bereich der Ostalpen. Makroklimatisch zeichnet sich diese inneralpine, abgeschirmte Lage im Regenschatten durch einen vergleichsweise trockenen Klimacharakter gegenüber den exponierten Staulagen nördlich und südlich der Alpen aus. Bei den mittleren Jahresniederschlagssummen zeigt die Messstation Saalbach größere Werte als die Messstation Zell am See. Gemittelt über beide Messperioden ergeben sich für die Messstation Saalbach 1360,25 mm/m² und für die Messstation Zell am See 1089 mm/m².

Durchschnittlich werden pro Jahr 151 Regentage in Saalbach bzw. 133 Regentage in Zell am See registriert (gemittelt über beide Messperioden). Im Zeitraum von 1971 bis 2000 wurden durch Messstation Saalbach 46 Tage bzw. durch die Messstation Zell am See 37 Tage im Jahr mit mehr als 10 mm/m² Niederschlagssumme aufgezeichnet. Innerhalb von 24 Stunden beträgt die größte Tagesniederschlagsmenge 89 mm/m² bei der Messstation Saalbach und 91 mm/m² bei der Messstation Zell am See (wiederum gemittelt über beide Messperioden).

Messwert/Messstation bzw. Zeitraum	Messstation Saalbach, 1971-2000	Messstation Zell am See, 1971-2000	Messstation Saalbach, 1961-1990	Messstation Zell am See, 1961-1990
Mittlere Jahresniederschlagssumme [mm/m ²]	1338,5	1100	1382	1078
Durchschnittliche Regentage pro Jahr [Tage]	152	134	150	132
Tage mit Niederschlagssumme \geq 10 mm [Tage]	46	37	-	-
Größte Tagesniederschlagsmenge [mm/m ²]	89	91	89	76

Tabelle 1: Niederschlagsmessungen, Quelle: ZAMG, 2013.

Die generelle Windrichtung im Glemmtal kann mit West bis Nordwest angegeben werden. In der Beckenlage der Zeller Furche (zwischen Saalfelden im Norden und Zell am See im Süden) und auch in der Tallage des vorderen Glemmtales bildet sich in den Wintermonaten bei Windstille häufig eine Inversionswetterlage aus, bei der sich bodennahe Kaltluftseen bilden. Die über beide Messperioden gemittelte Jahresmitteltemperatur kann für die Messstation Saalbach mit 5,45 °C und für die Messstation Zell am See mit 6,8 °C angegeben werden. Die Temperaturspanne der Extremwerte lag in Saalbach zwischen -26,5 °C und 33,5 °C und in Zell am See zwischen -29,0 °C und 35 °C (Extremwert aus beiden Messperioden).

Messwert	Messstation Saalbach, 1971-2000	Messstation Zell am See, 1971-2000	Messstation Saalbach, 1961-1990	Messstation Zell am See, 1961-1990
Mittlere Jahrestemperatur [°C]	5,3	6,6	5,6	7
Höchste gemessene Temperatur [°C]	33,5	35	33,5	35
Niedrigste gemessene Temperatur [°C]	-26,5	-27,8	-25,9	-29

Tabelle 2: Temperaturmessungen, Quelle: ZAMG, 2013.

Eine Schneebedeckung von mehr als 20 cm kann an durchschnittlich 94 Tagen (Zeitraum 1971-2000, Messstation Saalbach) bzw. 49 Tagen (Zeitraum 1971-2000, Messstation Zell am See) im Jahr angenommen werden. Eine Schneehöhe von mehr als 1 cm kann durchschnittlich an 137 Tagen in Saalbach und an 109 Tagen in Zell am See verzeichnet werden (gemittelt über beide Messperioden). Aufgrund des hohen Reliefs ist das Arbeitsgebiet durch lokale Klimavariationen und kleinräumige Wettergeschehen (Sommergewitter, Föhnmauer, etc.) geprägt. Die windgeschützte Tal- und Beckenlage des Arbeitsgebietes begünstigt in den Herbst- und Wintermonaten die Bildung von Nebel. Mit durchschnittlich 68 Nebeltagen pro Jahr ist die Zahl der Nebeltage bei der Messstation Zell am See größer als bei der Messstation Saalbach mit 11 Nebeltagen pro Jahr (jeweils WMO-Standardperiode 1961-1990).

Messwert	Messstation Saalbach, 1971-2000	Messstation Zell am See, 1971-2000	Messstation Saalbach, 1961-1990	Messstation Zell am See, 1961-1990
Schneebedeckung ≥ 20 cm [Tage]	94	49	-	-
Schneebedeckung ≥ 1 cm [Tage]	138	110	136	108
Nebeltage pro Jahr [Tage]	-	-	11	68

Tabelle 3: Schnee- und Nebeltage, Quelle: ZAMG, 2013.

Das Klima im gegenständlichen Raum ist nach der Geiger-Köpp'schen Klimaklassifikation durch die Formel "Cfb" beschrieben. Warmgemäßigte Regenklimate, bei denen der kälteste Monat eine Mitteltemperatur von $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $18\text{ }^{\circ}\text{C}$ und der wärmste Monat eine Mitteltemperatur von mehr als $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ aufweisen, werden durch den Großbuchstaben "C" beschrieben. Nach den Mengenverhältnissen der Niederschläge erfolgt eine Klassifikation durch den Kleinbuchstaben "f" für fully humid (vollfeucht), da in allen Monaten Niederschläge auftreten. Eine Differenzierung nach der Sommerwärme bzw. nach der Winterkälte wird durch den Kleinbuchstaben "b" ausgedrückt. Die Durchschnittstemperatur aller Monate liegt unter $22\text{ }^{\circ}\text{C}$, wobei es aber noch mindestens vier Monate gibt, deren Temperaturmittel über $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ liegt (nach Mag. Ohm in Vinzenz, 2002). Zu beachten ist, dass die höher gelegenen Bereiche des Arbeitsgebietes (insbesondere das Gebiet von Jahnütte (1592 m ü.A.) bis Sausteigen (1912 m ü.A.)) dem subalpinen Klima zugeordnet werden können. Mit zunehmender Höhe ist mit einer Temperaturabnahme von durchschnittlich $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ pro 100 Höhenmeter und einer Zunahme der Niederschlagsmengen zu rechnen.

Im Großraum Maishofen/Viehhofen wurden im Zuge von Starkregenereignissen in den vergangenen Jahren mehrfach Hochwasser festgestellt. In der nachfolgenden Tabelle 4 sind die Bemessungsniederschläge zu Starkregenereignissen dokumentiert, die durch den Gitterpunkt 4540 (nordwestlich von Maishofen, R: -40902 m; H: 5248545 m; M31) aufgezeichnet wurden (Daten gemäß hydrographischen Dienst, Österreich, 2013).

Wiederkehrzeit [Jahre]	1	2	3	5	10	20	25	30	50	75	100
Regendauer	Niederschlag [mm/m ²]										
5 Min	6,3	(8,9)	10,3	12,2	14,7	17,2	18,0	18,6	20,4	21,9	22,9
10 Min	9,9	14,9	17,7	21,3	26,1	30,9	32,5	33,8	37,4	40,2	42,2
15 Min	12,3	18,5	22,2	26,8	33,0	39,2	41,3	42,9	47,5	51,1	53,7
20 Min	13,9	21,0	25,1	30,3	37,3	44,4	46,7	48,5	53,8	57,9	60,8
30 Min	16,3	24,4	29,3	35,3	43,6	51,8	54,5	56,6	62,7	67,5	71,0
45 Min	18,6	27,8	33,2	39,9	49,2	58,4	61,3	63,8	70,6	76,0	79,8
60 Min	20,3	30,1	35,9	43,0	52,9	62,7	65,9	68,5	75,8	81,5	85,6
90 Min	22,9	33,3	39,5	47,3	57,9	68,5	71,9	74,7	82,4	88,6	93,0
2 Std	24,9	35,7	42,1	50,1	61,0	72,0	75,6	78,5	86,5	93,0	97,5
3 Std	28,3	39,7	46,4	54,9	66,2	77,7	81,6	84,6	93,0	99,8	104,4
4 Std	30,9	43,0	50,0	58,9	70,9	82,9	86,9	90,1	99,1	106,1	111,0
6 Std	36,0	49,0	56,7	66,4	79,4	92,7	96,9	100,4	109,9	117,6	123,2
9 Std	41,6	56,4	65,0	75,6	90,1	104,7	109,3	113,1	123,7	132,1	138,2
12 Std	46,0	62,3	72,0	83,5	99,1	114,8	120,1	124,0	136,0	145,1	151,6
18 Std	51,5	69,3	79,5	92,4	108,8	125,7	131,5	135,7	149,2	159,1	166,1
1 Tag	55,2	73,8	84,6	97,7	114,8	133,0	138,8	143,5	157,1	168,2	175,9
2 Tage	71,5	88,9	101,9	117,7	138,0	159,9	166,9	172,8	188,9	201,7	210,6
3 Tage	82,6	102,3	113,9	129,1	152,6	176,7	184,2	190,5	207,9	222,1	231,8
4 Tage	91,5	112,7	125,0	141,3	162,3	187,3	195,3	202,1	220,8	235,4	245,8
5 Tage	98,7	121,0	134,2	150,5	172,9	195,3	203,0	209,8	229,3	244,3	255,5
6 Tage	104,8	127,8	141,2	157,8	181,2	203,6	210,6	217,2	235,3	250,8	262,1
7 Tage	131,6	150,1	160,8	168,5	174,4	192,9	211,3	217,3	222,1	229,8	235,7

Tabelle 4: Bemessungsniederschläge, Gitterpunkt 4540, Quelle: hydrographischer Dienst, Österreich, 2013.

8. Hydrographie

Die Daten zum Kapitel Hydrographie werden aus der Internetquelle SAGIS (2013) bzw. aus dem Wasserbuch des Landes Salzburg (2013) und aus dem Gefahrenzonenplan der WLW (2013) bezogen. Eine Darstellung der hydrographischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet samt Umgebung ist der Kartenbeilage 6 – Hydrographie im Arbeitsgebiet zu entnehmen.

Wie im Kapitel 5 - Geländemorphologie bereits erwähnt, sind im bearbeiteten Gebiet zwei Nord-Süd verlaufende Gräben anzutreffen. Beide Gräben, der Schernergraben und der Lindlgraben, zeigten zum Zeitpunkt der Begehungen eine Wasserführung (siehe Kapitel 14 – Hydrogeologie im Arbeitsgebiet) und entwässern nach Süden in die Ost-West verlaufende Vorflut, den Saalach-Bach. Der Saalach-Bach begrenzt im Süden das bearbeitete Gebiet und liegt auf einer Seehöhe zwischen 812 m ü.A. und 771 m ü.A., wobei das natürliche Gefälle zirka 2 % beträgt. Das Einzugsgebiet des Schernergrabens bzw. des Lindlgrabens beträgt zirka 1,0 km² bzw. 1,2 km² (WLW, 2013). Messdaten zu den Abflussmengen der beiden Gräben existieren zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht, bzw. wurden im Zuge der Erhebungen im Gelände nicht festgestellt.

Im Bereich des Gadenstätter Hofes, bei der Jahnhütte, bei der Gadenstätter- und bei der Gstallneralm, im Bereich des Hinteren Forsthofes und beim Glemmerhof, sowie am Stabelberg finden sich des öfteren kleinere Quellfassungen, mit oder ohne Schutzgebiet, die zur privaten Wasserversorgung genutzt werden. Quellen der Wassergenossenschaften Kirchham und Lahntal befinden sich entlang des östlichen Hangfußes des Arbeitsgebietes. Entlang des südlichen Hangfußes befinden sich im Bereich unterhalb des Schernerguts zwei Quellfassungen der Wassergenossenschaft Luftbichl. In weiterer Entfernung finden sich in der Nähe des Alpengasthofs Stiegernigg zwei Quellen zur privaten Wasserversorgung und mehrere Quellen der Gemeinde Viehhofen.

Im Talausgang des Vorderen Glemmtals sind mehrere Brunnen vorhanden. Neben den Nutzwasserbrunnen im Industriegebiet der Firma Salzburger Sand- und Kieswerke GesmbH, der Firma Betonwerke Rieder GesmbH und der Firma Kirchner KG, findet sich auch ein Brunnen der Wassergenossenschaft Maishofen. Ein weiterer privater Brunnen befindet sich am östlichen Hangfuß des Arbeitsgebietes.

Biologische Kleinkläranlagen (Tauchtropfkörper und bepflanzte Filterbeete) sind im Wasserbuch des Landes Salzburg (2013) südlich der Jahnhütte, westlich der Gadenstätteralm, östlich des Gehöfts Neumayr und nordöstlich des Schernerguts eingetragen.

Entlang der orographisch rechten Seite des Saalachbaches befinden sich im Bereich des Industriegebietes am Ausgang des Glemmtals zwei Kraftwerksanlagen samt Einleitungsbauwerken der Firma Neumayr GesmbH & Co KG bzw. der Firma JE

Kleinkraftwerke GesmbH. Die Gesamtkonsensmengen sind mit einer maximalen Entnahme von 5,5 m³/s bzw. 6,4 m³/s festgelegt.

Südöstlich des bearbeiteten Gebietes befindet sich das Wasserschongebiet der Grundwasserwerke Prielau, der WVA Zell am See und des Tiefenbrunnens der Pinzgauer Molkerei in Maishofen. Hierzu wurde im Zuge der geologisch-lagerstättenkundlichen Beschreibung der Diabaslagerstätte Atzing (Vinzencz, 2002) von der hydrogeologischen Untersuchungsstelle Salzburg, Sachbearbeiter Dipl.-Ing. M. Nagl, eine Beurteilung des Gefährdungspotentials einer Grundwasserbeeinflussung der Brunnen der Pinzgauer Molkerei bzw. der Grundwasserwerke Prielau durch den damals geplanten Diabasabbau Atzing erstellt (siehe Vinzencz, 2002 – geologisch-lagerstättenkundliche Beschreibung der Diabaslagerstätte Atzing). Unter Punkt 4 des Gutachtens mit der GZ 11307 vom 31.01.2002 wird folgendes zusammengefasst:

„Eine Beeinflussung oder Beeinträchtigung des im Glemmtal zirkulierenden Porengrundwassers durch den geplante Diabasabbau Atzing ist bei sorgfältiger Beachtung der üblichen Sicherheitsmaßnahmen im Umgang mit wassergefährdenden Stoffen praktisch auszuschließen.“

Die Brunnen der Pinzgauer Molkerei in Maishofen liegen rund 1,2 km grundwasserstromabwärts, die Brunnen des Grundwasserwerkes Prielau rund 3 km grundwasserstromabwärts des geplanten Diabasabbaues. Aufgrund dieser großen Entfernungen und der langen Fließzeiten (mehrere Monate bis zum Brunnen der Molkerei in Maishofen und mehrere Jahre bis zum Grundwasserwerk Prielau) und den damit verbundenen Adsorptions-, Filtrations- und Abbauprozessen sind weitere zusätzliche Sicherheitsfaktoren gegeben.

Zusammenfassend ist eine Beeinträchtigung der Brunnen der Molkerei bei Maishofen der Pinzgauer Milch reg.Gen.m.b.H und des Grundwasserwerkes Prielau der Stadtgemeinde Zell am See durch den geplanten Diabasabbau Atzing der Hartsteinwerke Kitzbühel Ges.m.b.H auszuschließen.“

Das damals geplante Abbaugelände Atzing entspricht dem untersuchten Teilgebiet 2 – Atzing in der gegenständlichen Arbeit. Durch einen sich stark ähnelnden geologischen Aufbau der Teilgebiete sind Beeinflussungen bzw. Beeinträchtigungen durch die Teilgebiete 1 – Schernergraben und 3 – Jahnhütte/Gstallneralm auch hier weitestgehend auszuschließen. Zusätzlich ergeben sich aufgrund der westlich von Teilgebiet 2 – Atzing situierten Lage noch größere Abstände zu den Schutz- und Schongebieten. Eine Beeinflussung bzw. Beeinträchtigung ist auch hier weitestgehend auszuschließen.

Die hydrogeologischen Aspekte des Arbeitsgebietes, bzw. der einzelnen Lithologien werden im Kapitel 14 - Hydrogeologie im Arbeitsgebiet im Detail bearbeitet.

9. Historische Bearbeitungen

Dieser Arbeit vorrangigere Bearbeitungen der basischen Hartgesteine in der Nördlichen Grauwackenzone (kurz NGZ), insbesondere im Gebiet Maishofen/Viehhofen, sind im Nachfolgenden chronologisch aufgelistet (ergänzt nach Mayer, 1986 bzw. Haditsch, 1979).

Eine erste Erwähnung finden die basischen Hartgesteine durch A. Cathrein (1883), der von basischen Leitgeschieben (Proterobas) innerhalb der NGZ berichtet. In den Werken von A. Cathrein (1887, 1889) wurde die Verbreitung der basischen Vulkanite innerhalb der Wildschönauerschiefer nachgewiesen.

Eine geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Kitzbühel, Saalfelden, Zell am See und Mittersill wurde von Th. Ohnesorge (1909) durchgeführt. A. Spitz (1909) bezeichnete die basischen Hartgesteine der NGZ als Monzonitdiabase. Eine erste geologische Karte zu den bisherigen Aufnahmen wurde ebenfalls von Th. Ohnesorge (1919) erstellt (siehe Abb. 5).

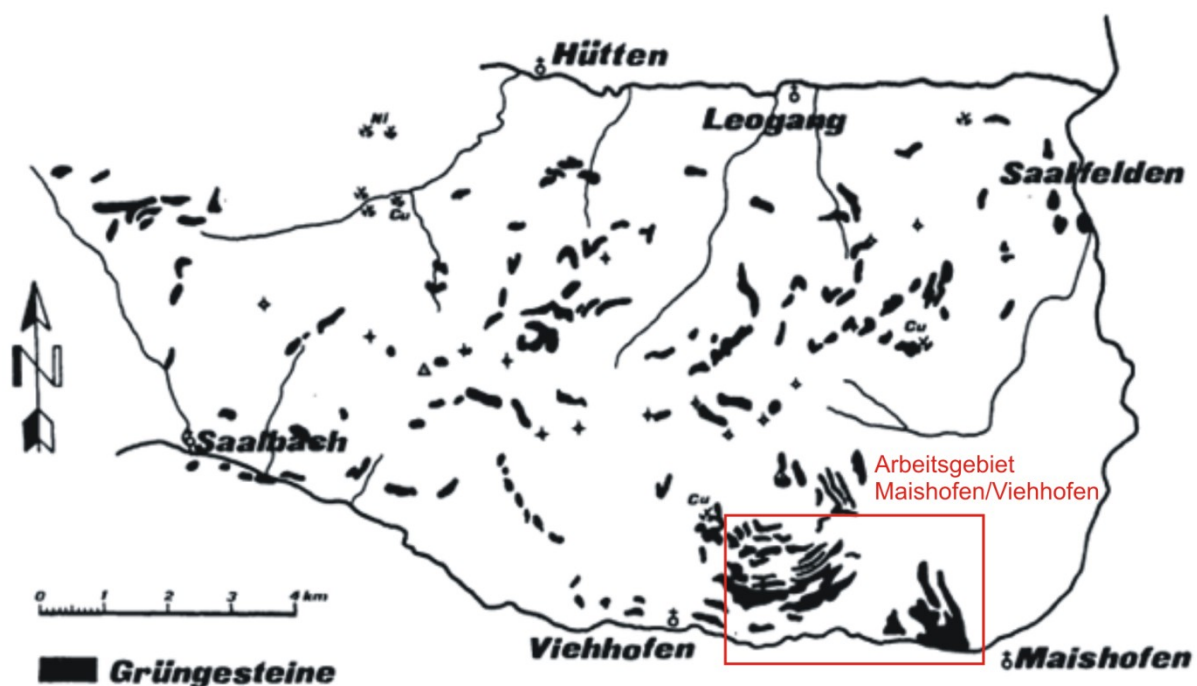


Abbildung 5: Erfassung basischer Massengesteine für den Raum Zell am See – Saalfelden. Kartierung nach Th. Ohnesorge (1919) bzw. nach H. Mostler (1984). Grüngestein wird hier als Überbegriff für die schwach metamorph überprägten, basischen Vulkanite der westlichen Grauwackenzone verwendet. Die ungefähre Lage des Arbeitsgebietes wird mit dem roten Viereck gekennzeichnet.

Erläuterungen zu einer weiteren geologischen Karte von Th. Ohnesorge (1935) wurden von W. Hammer (1937) gegeben. F. Angel (1932 und 1955) identifizierte die basischen Gesteine der NGZ als Proterobase und Porterobas-Spilite anhand geochemischer Analysen.

Geologische Bearbeitungen der näheren Umgebung (im Bereich der Dientener Berge) wurden von K. F. Bauer (1962) und von H. Loacker (1962) im Rahmen ihrer Dissertationen durchgeführt. Die Ergebnisse wurden in einer Arbeit von K. F. Bauer et al. (1969) zusammengefasst.

N. Eberhardt & H. Mostler (1966), sowie H. Mostler (1968 und 1970) und Mavridis & Mostler (1970) befassten sich mit der stratigraphischen Gliederung der NGZ. J.-M. Schramm (1977) beschäftigte sich mit der Untersuchung metamorpher Sedimentgesteine innerhalb der NGZ. Von A. Aichhorn (1978) und von E. Colins et al. (1980) wurden anhand geochemischer Analysen Rückschlüsse auf die geologische Entwicklung und die paleo-geotektonische Position der basischen Vulkanite gezogen.

Bearbeitungen zu den zahlreichen Vererzungen im Raum Maishofen/Viehhofen wurden von J. G. Haditsch & H. Mostler (1967, 1970), H. J. Unger (1970, 1972 und 1973) und von H. J. Unger et al. (1972) verfasst. Berichte zu dem historischen Abbau dieser Erze wurden von J. Lahnsteiner (1960 und 1962) und von E. Preuschen & R. Pittioni (1956) abgefasst.

Weitere geologische Aufnahmen erfolgten durch H. Heinisch (1981-1995) mit M. Clausius (1986) bzw. mit J. Hellerschmidt-Alber (1988). Die Ergebnisse dieser Aufnahmen sind in der geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 123, Zell am See (GBA, 1995) zusammengefasst. Eine Überarbeitung der stratigraphischen Untergliederung der westlichen Grauwackenzone wurde von H. Heinisch (1981 und 1986) bzw. H. Heinisch et al. (1987 und 1989) durchgeführt. Im Rahmen einer Diplomkartierung wurde das Gebiet Maishofen-Viehhofen von M. Schmidt-Hosang (1986) aufgenommen.

Charakterisierungen der basischen Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone anhand geochemischer und petrographischer Daten wurden von P. Schlaegel-Blaut (1988, 1989 und 1990), Schauder (2002) und von Schwarzer (2004) durchgeführt. Von Heinisch und Pestal (1995 und 2003) wurde das Gebiet zwischen Zell am See und Kitzbühel detailliert aufgenommen. Eine Arbeit über die Petrographie, Glimmerchemie und zur $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung der westlichen Grauwackenzone wurde von Panwitz (2006) verfasst. Dum et al. (2012) liefert eine zusammenfassende Arbeit über Altersdatierungen in der westlichen Grauwackenzone.

Spezielle Bearbeitungen zu den basischen Hartgesteinsvorkommen im Bereich der Zeller Furche wurden neben Ohnesorge (1919) von Kieslinger (1964), Davogg (1982), Haditsch (1979), Haditsch und Mostler (1982), Mostler (1984) und von Mayer (1986) geliefert. Eine geologisch-lagerstättenkundliche Beschreibung der Diabaslagerstätte Atzing bei Maishofen (entspricht teilweise dem Teilgebiet 2 – Atzing der gegenständlichen Arbeit) wurde von Vinzenz (2002) für das HWK verfasst.

10. Geologischer Rahmen

Das untersuchte Arbeitsgebiet bzw. Hoffungsgebiet Maishofen/Viehhofen befindet sich innerhalb der regionalgeologischen Einheit der Nördlichen Grauwackenzone (siehe Abb. 6).

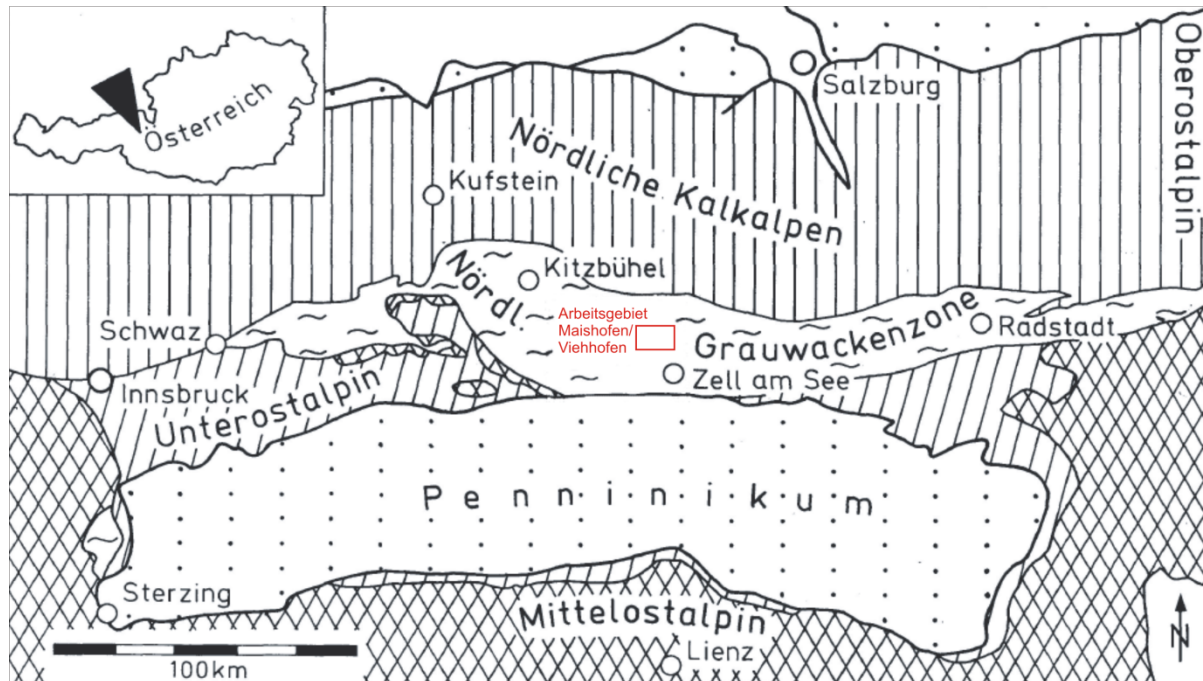


Abbildung 6: Geologische Übersichtskarte verändert nach Heinisch (1988). Das rote Viereck markiert das Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen innerhalb des Westabschnittes der Nördlichen Grauwackenzone.

Die Österreichische Grauwackenzone folgt dem generellen Streichen der geologischen Einheiten der Ostalpen in West-südwestlicher-Ost-nordöstlicher Richtung und bildet zugleich die Trennlinie zwischen den Nördlichen Kalkalpen im Norden und den Zentralalpen im Süden (Schlagel-Blaut, 1990).

Der Schichtbestand der österreichischen Grauwackenzone umfasst altpaläozoische Abfolgen aus dem Oberordovizium bis Unterkarbon. Dominant treten metapelitische bis metaklastische Schiefer auf. In der österreichischen Grauwackenzone sind untergeordnet Porphyroide, Schwarzschiefer, Karbonate, basische Magmatite und Vulkanite, zu denen auch die Diabase gehören, enthalten, welche von der Firma HWK in Oberndorf in Tirol bzw. von der Firma Diabaswerk Saalfelden GesmbH in Saalfelden abgebaut werden.

Generell ist aus lagerstättenkundlicher Sicht die Grauwackenzone für Österreich von großer wirtschaftlicher Bedeutung, da sie eine Vielzahl verschiedenster Rohstoffe beherbergt. Neben zahlreichen historischen (Klein-)Bergbauen (z.B.: auf Kupfer) finden sich auch heute noch wichtige aktive Bergbaue in der österreichischen Grauwackenzone (z.B.: Siderit am Erzberg und Magnesit in Oberdorf a. d. Laming, Wald am Schoberpass und in Hochfilzen, Graphit in Kaisersberg bei Leoben, etc.).

10.1 Österreichische Grauwackenzone

Bei der österreichischen Grauwackenzone handelt es sich um einen schmalen, durchschnittlich 5 bis 10 km breiten, in Ost-West-Richtung orientierten Streifen paläozoischer Gesteine (Schlaegel-Blaut, 1990). In Streichrichtung ist die österreichische Grauwackenzone von Ternitz im Osten bis auf Höhe Schwaz in Tirol im Westen auf einer Länge von zirka 350 km aufgeschlossen (Schlaegel-Blaut, 1990). Die Grauwackenzone taucht im Osten unter die neogenen Sedimente des Wiener Beckens ab. Belege hierfür finden sich in zahlreichen Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen die von der OMV im Bereich des Marchfeldes abgeteuft wurden und paläozoische Gesteinsserien der Grauwackenzone in größeren Tiefen antrafen (Mayer, 1986). Im Westen taucht die Grauwackenzone als schmaler Streifen unter die Schotter des Inntales ab (Mayer, 1986). Äquivalente zur österreichischen Grauwackenzone finden sich außerhalb der Ostalpen in den Westkarpaten (Mayer, 1986). Die größte Ausdehnung in Nord-Süd-Richtung mit zirka 20 bis 25 km zeigt die Grauwackenzone im Bereich Eisenerz-Leoben bzw. im Bereich Kitzbühel-Mittersill (Schlaegel-Blaut, 1990). Die geringste Nord-Süd-Ausdehnung (< 5 km) zeigt die Grauwackenzone im Bereich des Ennstales. Ein miozänes, als Seitenverschiebung ausgeprägtes Störungssystem (Salzach-Enns-Mariazell-Puchberg-Linie, Nord-Ennstal-Störung und Mandling-Störung) zerteilt die Grauwackenzone zwischen Schladming und Radstadt (Keil et al., 2011). Die Unterteilung der Grauwackenzone in die östliche bzw. Steirische oder Eisenerzer Grauwackenzone (steirischer Anteil) und in die westliche oder Kitzbüheler Grauwackenzone (vorwiegend in Salzburg und Tirol) erfolgt entlang dieses Störungssystems im Grenzgebiet zwischen Steiermark und Salzburg. Folglich ist das bearbeitete Hoffungsgebiet Maishofen/Viehhofen im zentralen Bereich der westlichen Grauwackenzone situiert.

10.1.1 Stratigraphie der westlichen Grauwackenzone

In der westlichen Grauwackenzone sind mächtige Abfolgen siliziklastischer Gesteine mit Einschaltungen von basischen Vulkaniten und Magmatiten, sowie sauren Vulkaniten anzutreffen. Karbonatische Einschaltungen sind untergeordnet anzutreffen. Mächtige Karbonatabfolgen sind dominant entlang des Nordrandes der westlichen Grauwackenzone aufgeschlossen (Heinisch et al., 1988). Die siliziklastischen Abfolgen der westlichen Grauwackenzone werden nach Mostler (1966) als „Wildschönauerschiefer“ zusammengefasst. Die stratigraphischen Äquivalente der „Wildschönauerschiefer“ werden in der östlichen Grauwackenzone allgemein als Grauwackenschiefer der Silbersbergserie bzw. der Norischen Decke bezeichnet. Nach Schramm (1977) zeigen die Abfolgen der Nördlichen Grauwackenzone schwache Metamorphosebedingungen der unteren Grünschieferfazies, wobei zumindest zwei Metamorphose-Ereignisse (variszische und frühalpide) festgestellt werden können. Aufgrund dieser schwach metamorphen Überprägung der westlichen Grauwackenzone werden die siliziklastischen Gesteinsabfolgen in den weiteren Kapiteln als Metasedimente und die basischen Vulkanite und Magmatite als Metabasite bezeichnet.

Erste stratigraphische Gliederungen der westlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See wurden von Mostler (1964, 1965, 1966, 1968, 1970, 1974, 1982 und 1983), Mavridis und Mostler (1970), und Colins et al. (1980) erstellt. Demzufolge werden ab Anfang Ordovizium (möglicherweise schon Ende Kambrium) mächtige klastische Sedimente in einem marinen Dehnungsbecken akkumuliert. Diese klastischen Abfolgen werden von Mostler (1966) als „tiefer Wildschönauerschiefer“ bezeichnet. Im Zuge der Beckendehnung kommt es zu Förderung basischer Vulkanite, wobei sich Pillow-Laven effusiv in das Becken ergießen, bzw. mächtige Tuffablagerungen in tiefer abgesunkenen Schwellenbereichen gebildet werden (Colins et al., 1980). Erst nach der Hauptförderung der Laven und Tuffe kommt es zu einer Intrusivphase, die sich in den Sedimenten bzw. pyroklastischen Abfolgen in Form von Lagergängen (bis 60 m mächtig) zu erkennen gibt, in den Beckenbereichen dagegen die Laven diskordant durchsetzt (Colins et al., 1980). Mostler (1984) interpretiert den basischen Magmatismus als Ophiolithabfolge einer ordovizischen Ozeankrustenbildung (siehe Abb. 7).

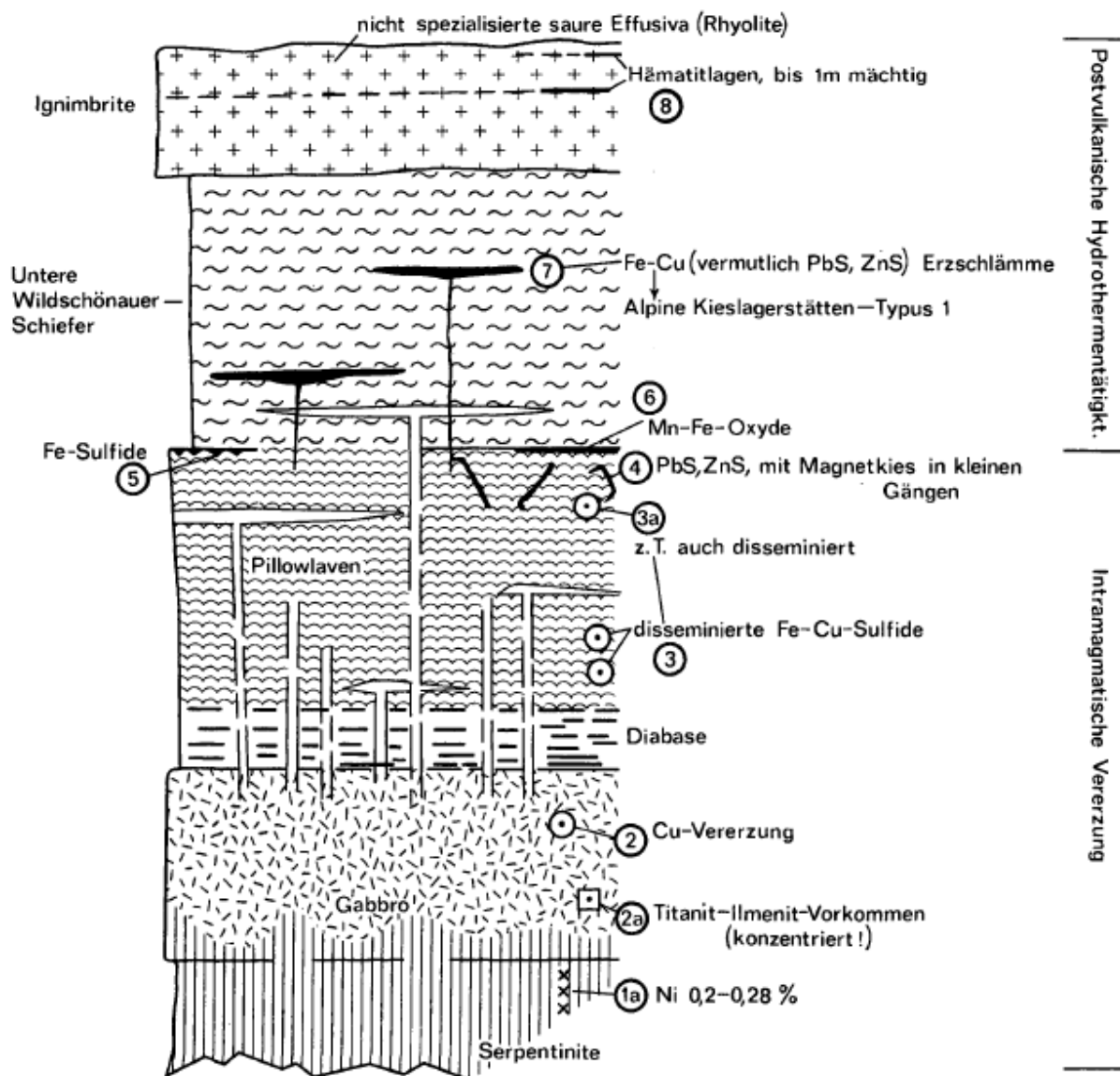


Abbildung 7: Die kaledonische Entwicklung im Zeller Becken und die damit verbundenen Vererzungen nach Mostler (1984). Die basischen Magmatite aus dem Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen sind hier als Teil einer Ophiolithabfolge einer ordovizischen Ozeankrustenbildung ausgewiesen.

Schönlaub (1979) bzw. Oberhauser (1980) erweiterten die stratigraphische Gliederung nach Mostler und erstellten eine lange gültige Stratigraphie für die westliche Nördliche Grauwackenzone (siehe Abb. 8). Die Diabase des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen nehmen demnach eine Position innerhalb der tieferen Wildschönauer Schiefer, im Liegenden der, in den marinen Sedimentabfolgen eingeschalteten, sauren Vulkanite ein und weisen ein ordovizisches Alter auf. Bei den sauren Vulkaniten handelt es sich um oberordovizische Ignimbrite, die subaerisch bis teilweise submarin abgelagert wurden und als „Blasseneckporphyroid“ bekannt sind. Innerhalb der österreichischen Grauwackenzone (sowohl westliche, als auch östliche) sind diese Gesteine ein wichtiger Leithorizont.

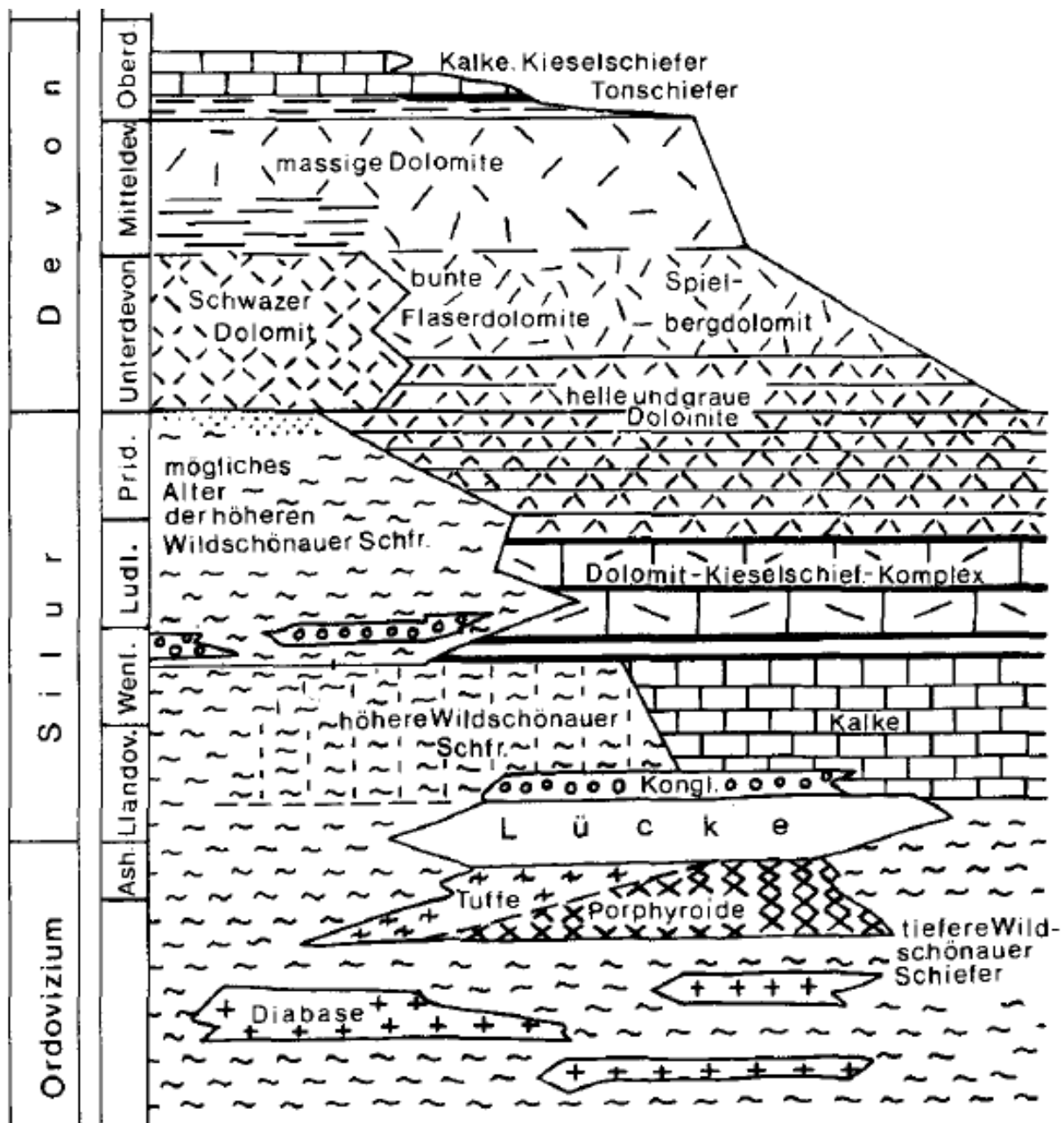


Abbildung 8: Stratigraphische Gliederung der westlichen Nördlichen Grauwackenzone nach Schönlaub (1979) bzw. nach Oberhauser (1980), verändert nach Mostler (1983). Die Diabase des Arbeitsgebietes nehmen eine stratigraphische Position innerhalb der tieferen Wildschönauer Schiefer ein und weisen ein ordovizisches Alter auf.

In der Arbeit von Reitz und Höll (1989) werden Fossilfunde in den unteren Wildschönauer Schiefern beschrieben, die den Zeitraum Tremadoc belegen. Eine weitere Arbeit von Reitz und Höll (1991) beschreibt gut erhaltene Acritarchen, die den biostratigraphischen Nachweis eines Arenig für die Unteren Wildschönauer Schiefer belegen. Die Gliederung nach Mostler (1983) bzw. nach Schönlaub (1979) in Oberhauser (1980) wird anhand dieser Fossilfunde leicht verändert und ist in der Abbildung 9 wiedergegeben.

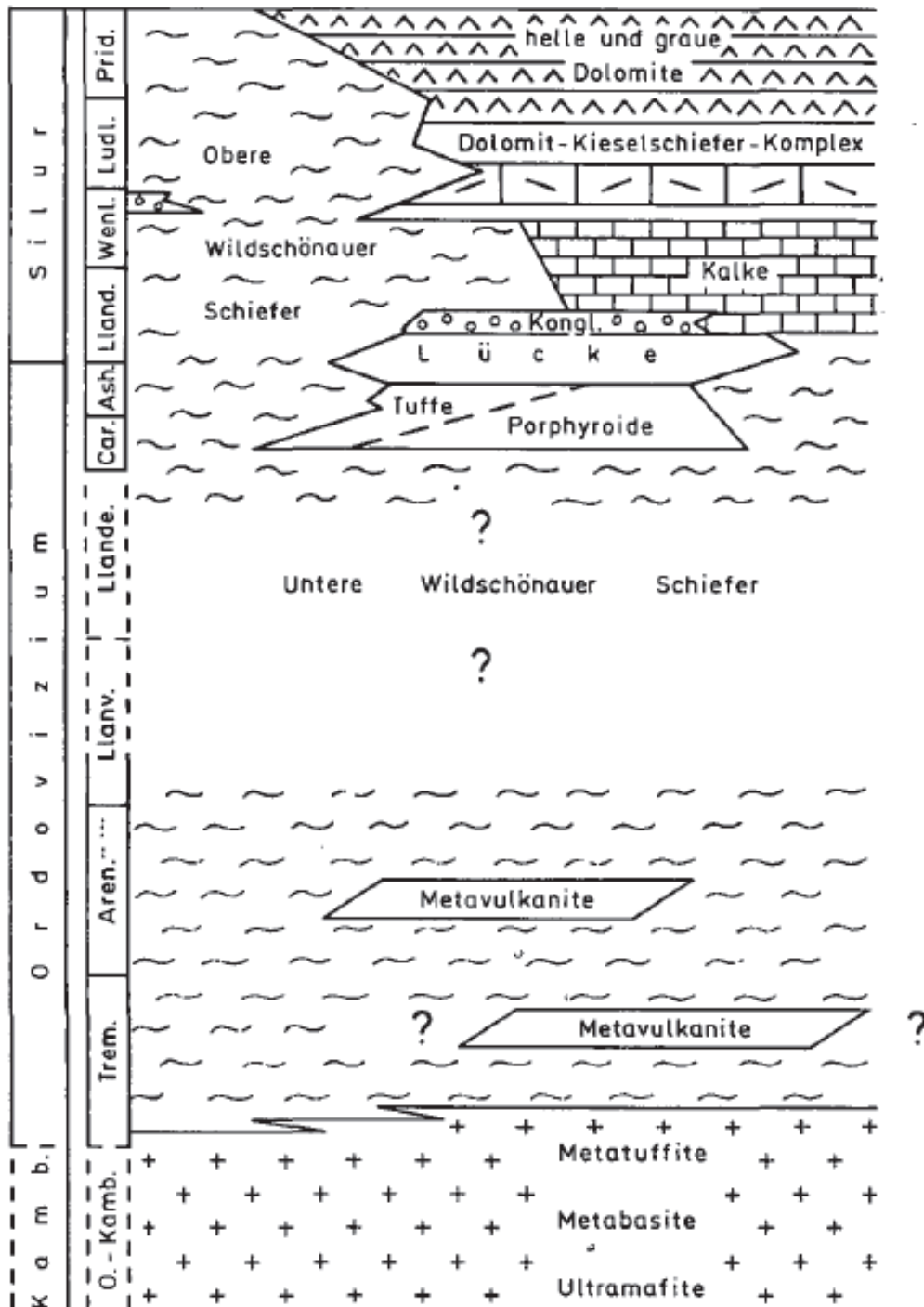


Abbildung 9: Faziesschema des prädevonischen Gesteinsinhalts der westlichen Nördlichen Grauwackenzone nach Mostler (1983) mit Ergänzungen nach Reitz und Höll (1991). Für die basischen Magmatite aus dem Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen werden kambrische bzw. unterordovizische Alter angenommen.

Diese, lange gängige Gliederung in höhere und tiefere Wildschönauer Schiefer aus dem Ordovizium bis Silur wird von Heinisch (1986) in Arbeiten über die westliche Grauwackenzone revidiert und anhand biostratigraphischer Daten, sedimentologischer Charakteristika und verschiedener Faziesbereiche in eine proximale Schattberg-Formation und in eine distale Löhnersbach-Formation unterteilt (siehe Abbildung 10).

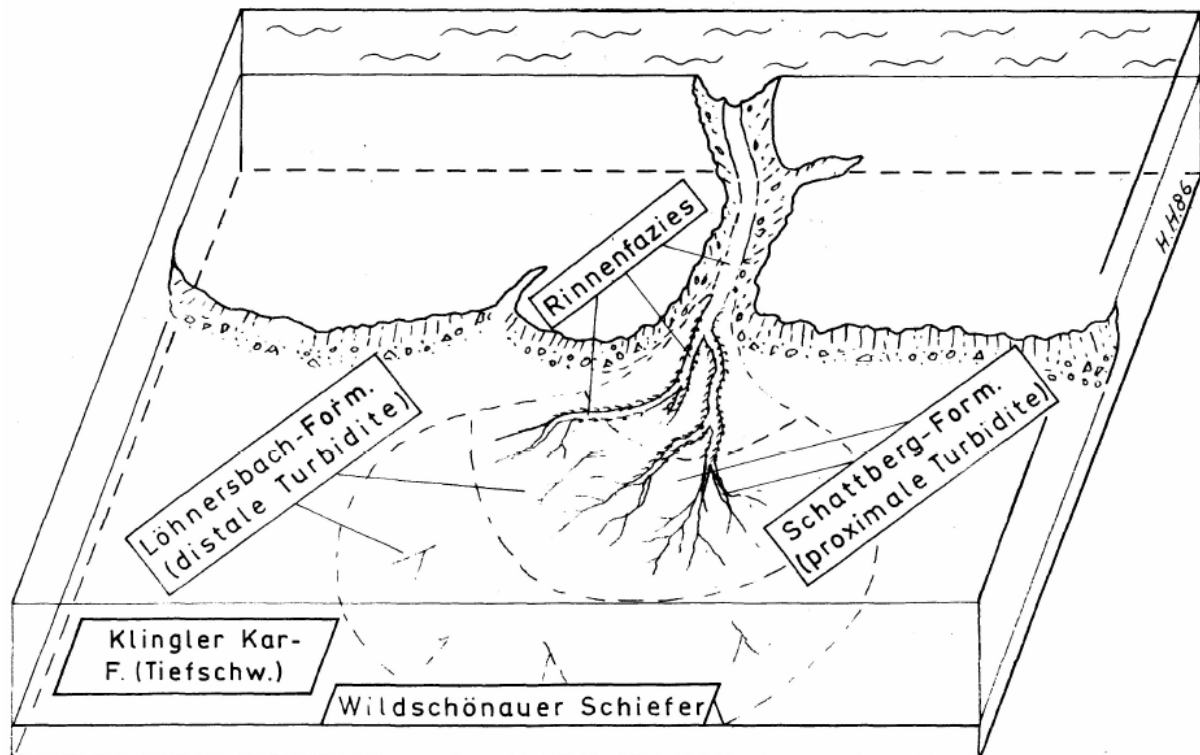


Abbildung 10: Sedimentologische Faziesinterpretation der Wildschönauer Schiefer als Produkte proximaler und distaler Turbidite (Schattberg- und Löhnersbach-Formation), abgelagert auf marinen Rinnenfächern (Heinisch, 1986). Zusätzlich sind eine Rinnenfazies und die Klingler Kar-Formation als Tiefschwellenfazies ausgewiesen.

Teilweise lassen sich die höheren Wildschönauer Schiefer mit der Löhnersbach-Formation korrelieren. Die Hauptsedimentation dieser Formationen fand im Silur, Devon und Karbon statt (Heinisch, 1986). Zusätzlich weist Heinisch (1986) als weitere Formation eine pelagische Tiefschwellenabfolge aus dem Obersilur bis ins höchste Unterdevon aus (Klingler Kar-Formation). Durch eine laterale Verzahnung basischer Vulkanite im hinteren Saalachtal mit den Karbonaten der Klingler Kar-Formation konnten diese Vulkanite biostratigraphisch auf ein unterdevonisches Alter datiert werden (Heinisch, 1986).

Kartierergebnisse nach Heinisch & Schlaegel (1989) erbrachten Hinweise, dass der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen/Viehhofen stratigraphisch ins Hangende der distalen Turbidit-Fazies der Löhnersbach-Formation eingeordnet werden muss. Teilweise greifen die basischen Vulkanite auch in die Tiefschwellen-Fazies (Klingler Kar-Formation) und in die Liegendanteile der proximalen Turbiditabfolge der Schattbergformation über und werden schließlich von dieser überlagert (Heinisch, 1979, siehe Abb. 11).

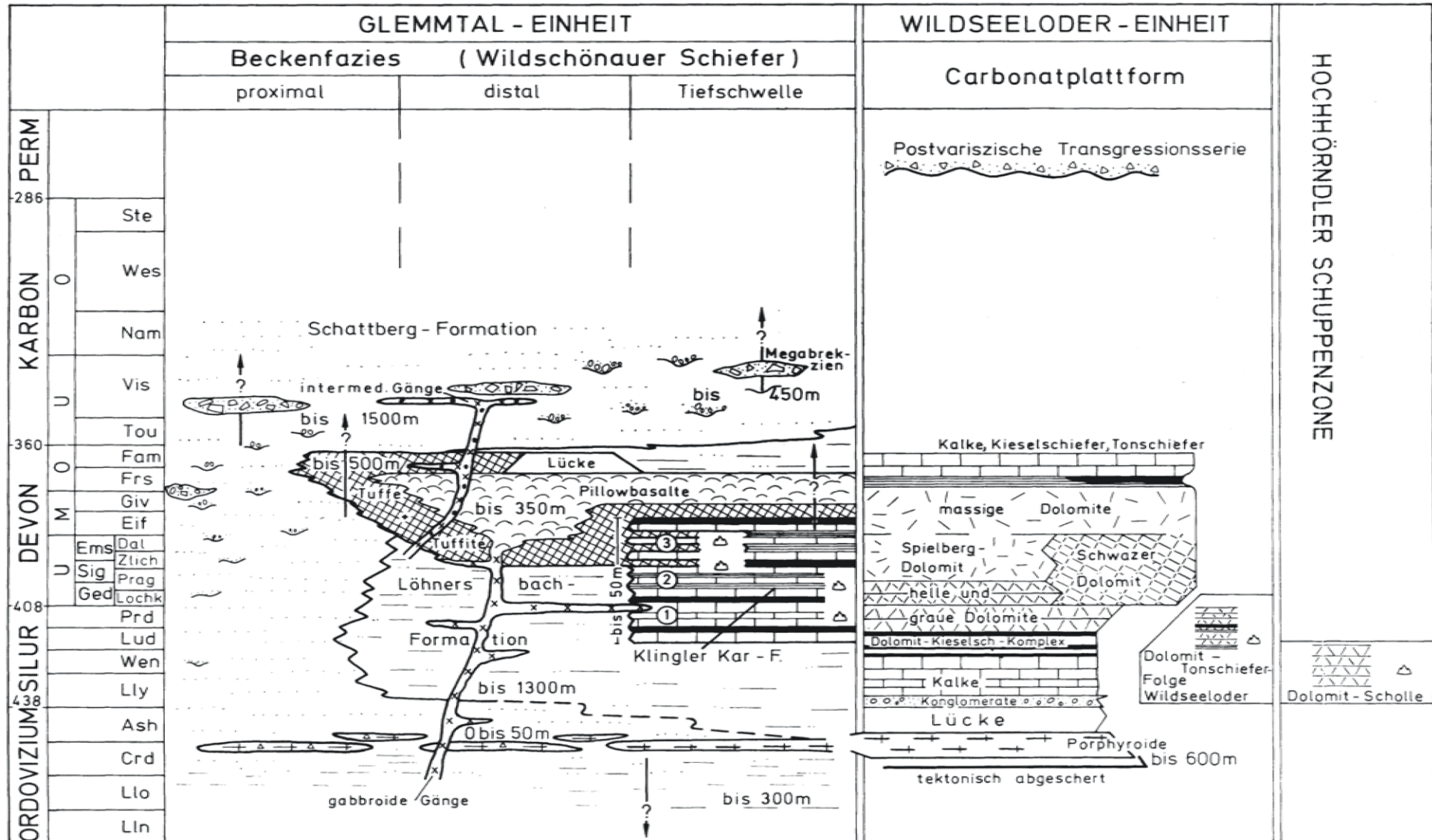


Abbildung 11: Stratigrafisch-fazielle Neugliederung der Kitzbüheler Grauwackenzone nach Heinisch (1986). Stratigraphie der Wildseeoder- Einheit unter Einbeziehung von Lit. n. Schönlaub (1979), Zeitskala nach Harland et al. (1982). Lith. Glied. d. Klingler Kar-Fm.: ① Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge, ② Kalkmarmor-Tonschiefer-Wechselfolge, ③ Kalkmarmor-Tuffitschiefer-Wechselfolge. Die Diabase des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen werden von Heinisch (1986) als Pillowbasalte ausgewiesen und mit einem devonischen Alter ins Hangede der Löhnersbach-Fm. gestellt.

Als spätester Sedimentationsbeginn für die siliziklastischen Abfolgen der Nördlichen Grauwackenzone wurde das tiefere Ordovizium (Tremadoc und Arenig) mittels Mikrofossilien festgelegt (Reitz & Höll, 1992). Absolute Altersdatierungen des Detritus der Turbiditfolgen der Nördlichen Grauwackenzone, zeigten ^{40}Ar - ^{39}Ar -Alter zwischen 500 Ma und 800 Ma. (Panwitz, 1999 und Panwitz et al., 2000) und belegen somit ein panafrikanisches/cadomisches Liefergebiet (Panwitz 2006).

Durch biostratigraphische Untersuchungen (Conodontenbestimmung) der über- und unterlagernden Schichten des, in die marine Sedimentfolge eingeschalteten, Blasseneckporphyroids wurde dessen Alter auf den Zeitraum Cardoc-Ashgill bis tieferes Ashgill eingengt (Schönlaub, 1979). Absolute Altersdatierungen an den Blasseneckporphyroiden wurden von Söllner et al. (1991 und 1997) durchgeführt und ergaben ein U-Pb-Zirkon-Alter von 467,6 +/-6,6 Ma. Datierungen an mafischen Magmatiten der westlichen Grauwackenzone erbrachten ebenfalls ordovizische Alter (Loth et al., 1999 und Schauder, 2002). Eine absolute Altersdatierung an gabbroiden Intrusionen innerhalb des Basalt-Sill-Komplexes von Maishofen ergab ein U-Pb-Zirkonalter von 464,0 +/-2,9 Ma (Dong et al., im Druck), weshalb für den Blasseneckporphyroid und für den Basalt-Sill-Komplex von Maishofen ein ähnliches stratigraphische Niveau angenommen wird. Aktuelle Datierungen, von Dum et al., 2012 (siehe Abb. 12), zeigen östlich des Arbeitsgebietes U-Pb-Zirkon-Alter von 384,5 +/-1,9 Ma in Grünschiefern und belegen möglicherweise ein devonisches Alter für den basischen Vulkanismus nach Heinisch und Schlaegel (1989).

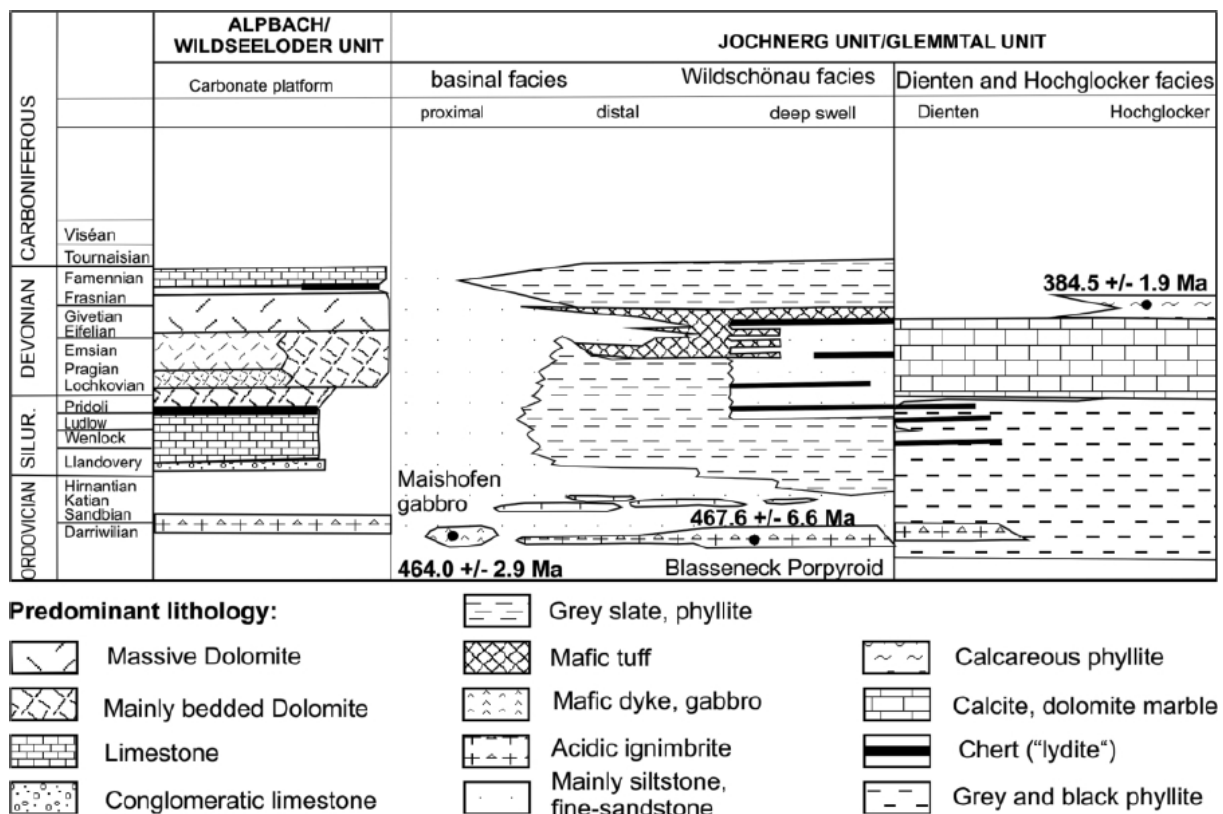


Abbildung 12: Lithostratigraphische Gliederung der westlichen Grauwackenzone nach Heinisch (1986), erweitert um die neu eingeführte Dienten- und Hochglockler-Fazies nach Dum et al. (2012). Zusätzlich sind absolute Altersdaten gabbroider Intrusionen innerhalb des Basalt-Sill-Komplexes von Maishofen nach Dong et al. (im Druck) dargestellt.

10.1.2 Tektonik der westlichen Grauwackenzone

Nach der klassischen Ostalpengliederung von Tollmann (1977) bildet die österreichische Grauwackenzone (östlicher und westlicher Teil) zusammen mit den Nördlichen Kalkalpen den oberostalpinen Deckenstapel, der von seinem primären Untergrund (Mittelostalpin) abgeschert wurde. Die Grauwackenzone bildet ihrerseits wiederum den paläozoischen, variszisch überprägten Untergrund der permoskythischen Sedimente der Nördlichen Kalkalpen. Ursprünglich war der Kontakt zwischen der Grauwackenzone im Liegenden und den Nördlichen Kalkalpen im Hangenden als Transgression ausgebildet.

Durch starke tektonische Einengung im Zuge der Alpenbildung und den daraus resultierenden Ausgleichsbewegungen ist dieser primäre stratigraphische Kontakt meist tektonisch überprägt. Nur stellenweise sind sedimentäre Verknüpfungen zur liegenden Tirolischen Decke der Nördlichen Kalkalpen erhalten (Plöchinger, 1980 und Schönlaub, 1980). Aufgeschlossen findet sich der, als winkeldiskordant gelagertes Transgressionskonglomerat ausgebildete Kontakt zwischen paläozoischen Karbonaten der Grauwackenzone und den Permoskythabfolgen im Bereich des Polsters bzw. des Präbichls bei Eisenerz im Osten und in den Dientener Bergen im Westen.

Aufgrund unterschiedlicher alpidischer Metamorphoseprägungen und der geodynamischen Entwicklung wurde das Deckenkonzept der Ostalpen von Schmid et al. (2004) neu gegliedert. Vergleichbar mit der Gliederung nach Tollmann (1977) nimmt die österreichische Grauwackenzone zusammen mit den Nördlichen Kalkalpen die vom primären Untergrund (Koralpen-Wölz-System) abgescherte oberostalpine Deckenposition ein. Paleogeographisch nimmt die Grauwackenzone zusammen mit der auflagernden Tirolischen Decke eine proximale Position am nördlichen, passiven Kontinentalrand des Meliata-Ozeans ein. Eine Parallelisierung der paläozoischen Einheiten der Grauwackenzone mit dem Grazer Paleozoikum und der paläozoischen Drauzug-Gurktal-Decke nach Tollmann (1977) wird von Schmid et al. (2004) aufgrund unterschiedlicher paleogeographischer Positionen nicht befürwortet.

Gegen Süden ist die Grenze zu den liegenden, zentralalpinen Einheiten (Penninikum und Quarzphyllite im Westen, mittelostalpinen Kristallin sensu Tollmann (1977) bzw. Silvretta-Seckauer-System und Koralpen-Wölz-System im Osten sensu Schmid et al. (2004)) der Nördlichen Grauwackenzone tektonisch ausgebildet. Die Trennlinie zwischen der Nördlichen Grauwackenzone und den zentralalpinen Einheiten im Süden ist häufig durch Taleinschnitte gekennzeichnet (Schlagel-Blaut, 1990). Diese Taleinschnitte folgen meist Störungen sinistral angelegter Seitenverschiebungssysteme (Salzach-Ennstal-Störung im Westen und Mürzfurche im Osten). Entlang der Südgrenze der westlichen Grauwackenzone ist mehrfach ein fensterförmiges und halbfensterförmiges Aufdringen der tektonisch unterlagernden Quarzphyllitzone zu beobachten (Mayer, 1986).

Mostler (1968, 1970, 1974 und 1983) gliederte die westliche Grauwackenzone in Tirol und Salzburg in vier Faziesdecken mit verschiedenen Namensgebungen.

Heinisch (1986) revidiert diese Gliederung und legt für den Raum zwischen Kitzbühel und Zell am See, durch Abtrennung der Uttendorfer Schuppenzone von der Grauwackenzone, drei verbleibende tektonische Decken fest (siehe Abbildung 13).

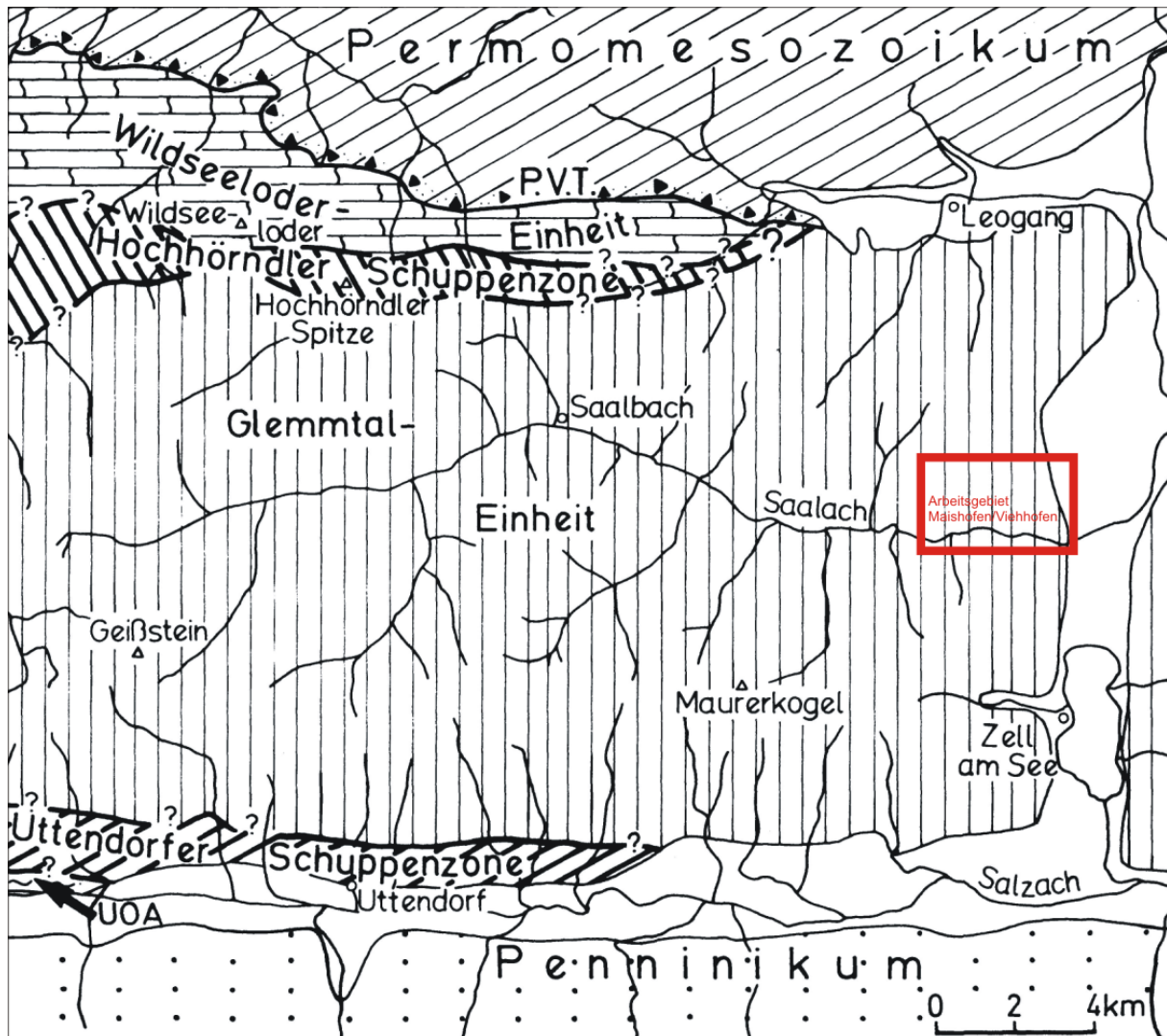


Abbildung 13: Deckentektonische Gliederung des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen (siehe rotes Viereck) und der Umgebung des Arbeitsgebietes, sowie seine Abgrenzung zum umliegenden geologischen Rahmen, verändert nach Heinisch (1986). Wildseeloder-Einheit, Hochhörndler Schuppenzone und Glemmtal-Einheit vom Hangenden ins Liegende, wobei das Arbeitsgebiet der liegenden Decke, respektive der Glemmtal-Einheit zugerechnet wird. Die Uttendorfer Schuppenzone wird nach dieser aktuell gültigen Gliederung von Heinisch (1986) abgetrennt. P.V.T. = Postvariszische Transgressionsserie, UOA = Unterostalpin des Innsbrucker Quarzphyllits, ? = Grenzverlauf vermutet.

Vom Hangenden ins Liegende sind dies die Wildseeloder-Einheit (entspricht nach Mostler (1970) der Alpach-Einheit), die Hochhörndler Schuppenzone (entspricht teilweise der Hohen Salve-Einheit nach Mostler (1970) und die Glemmtal-Einheit (respektive Jochberg-Einheit nach Mostler (1970)).

Die nördlichste Faziesdecke der westlichen Grauwackenzone bildet die Wildseeloder-Einheit. Innerhalb dieser Einheit finden sich die mächtigen Porphyroidabfolgen aus dem Oberordovizium und devonische Karbonatabfolgen, welche die Magnesitlagerstätte Hochfilzen und die Fahlerzvorkommen bei Leogang beherbergen (Heinisch, 1986). Als Deckenbahn trennt die Hochhörndler Schuppenzone die Wildseeloder-Einheit von der im Süden anschließenden Glemmtal-Einheit (Heinisch, 1986).

Die Glemmtal-Einheit bildet den Hauptteil der westlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Radstadt und zeigt in Nord-Süd-Richtung eine Ausdehnung von rund 15 km. Somit befindet sich die Mehrheit des Arbeitsgebietes innerhalb der Glemmtal-Einheit der westlichen Grauwackenzone. Sie umfasst feinklastische Abfolgen (Wildschönauer Schiefer bzw. Schattberg- und Löhnersbach-Fm), in die basische Magmatite eingeschaltet sind (Vinzencz, 2002). Magmatische Einschaltungen sind außer in der Glemmtal-Einheit nur noch in der Uttendorfer-Schuppenzone anzutreffen (Dum et al., 2012).

Die Uttendorfer-Schuppenzone bildet den Übergang der Glemmtal-Einheit (westliche Grauwackenzone) zu den südlich anstehenden penninischen Einheiten und Quarzphylliten (Zentralalpin). Es ergibt sich eine intensive Verschuppung der angrenzenden Einheiten, nach Heinisch (1986) handelt es sich möglicherweise um ein Äquivalent zur Matreier Schuppenzone.

Als weitere Untergliederung der Glemmtal-Einheit wurde durch Dum et al. (2012) eine eigenständige Faziesdecke aus Mergel/Kalkmergel mit eingeschalteten basaltischen Vulkaniten unter dem Arbeitsbegriff Hochglockerfazies ausgewiesen. Absolute Altersdatierungen der basischen Vulkanite belegen ein mittel- bis oberdevonisches Alter (vgl. Kapitel 10.1.1 – Stratigraphie der westlichen Grauwackenzone).

Anhand paleomagnetischer Daten nach Schätz et al. (1996, 1999 und 2002) erfolgte eine paleogeographische Zuordnung der Nördlichen Grauwackenzone während des Paleozoikums bzw. vor der Hauptphase der variszischen Orogenese. Im Silur deuten die Daten auf eine Position des Proto-Alpen-Terranes zwischen Laurentia im Norden und Gondwana im Süden hin. Während des Silur nehmen die Proto-Alpen eine deutlich südlichere Position als die Terranes ATA (Armorican terrane assemblage) bzw. Avalonia ein. Im mittleren Devon erfolgt eine Annäherung der Proto-Alpen zum Sedimentationsraum des ATA hin, während der Abstand zum Gondwana-Nordrand ungefähr gleich bleibt, bzw. leicht vermindert wird. Die Paleobiogeographische Evolution des Proto-Alpen-Terranes deutet durch einen schwachen Faunenaustausch zwischen den Proto-Alpen und dem Gondwana-Nordrand, bzw. durch einen zunehmenden Faunenaustausch zwischen den Proto-Alpen und Laurussia, Ural, Avalonia und ATA ebenso auf eine eigenständige, vom Gondwana-Nordrand abgetrennte Terrane-Entwicklung hin (Schönlaub und Heinisch, 1993).

11. Regionale Geologie

Den Großteil des Arbeitsgebietes nehmen die Glemmtal-Einheiten der westlichen Grauwackenzone ein (siehe Kapitel 10.1.2. - Tektonik der westlichen Grauwackenzone). Es finden sich hier der Metabasit-Gruppe zugeordnete Metabasalte (=Diabase), Metatuffe, Metatuffite und gabbroide Ganggesteine. Diese Gesteine wechsellagern mit den variablen Lithologien der Schattberg-Formation (Sand-, Silt- und Tonstein, Konglomerat) und der Löhnersbach-Formation (Sand-, Silt- und Tonstein, Quarzit). Seltener finden sich auch karbonatische Einschaltungen innerhalb der Glemmtal-Einheit. Im Gebiet rund um Maishofen und Viehhofen finden sich außerdem quartäre Ablagerungen bei denen es sich im Allgemeinen um Hangschutt, Alluvionen, Schwemmfächer und Eisrandterrassen handelt. Überreste historischer Bergbauaktivitäten auf Eisen- und Kupfersulfide finden sich vor allem nordwestlich des Arbeitsgebietes. Eine gute Übersicht über die regionalgeologischen Verhältnisse liefert die geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 123, Zell am See. Ein Ausschnitt dieser Karte bzw. von den Metabasiten im Großraum des Arbeitsgebietes ist in der Kartenbeilage 2 und 3, sowie in der nachfolgenden Abbildung (Abb. 14) wiedergegeben.

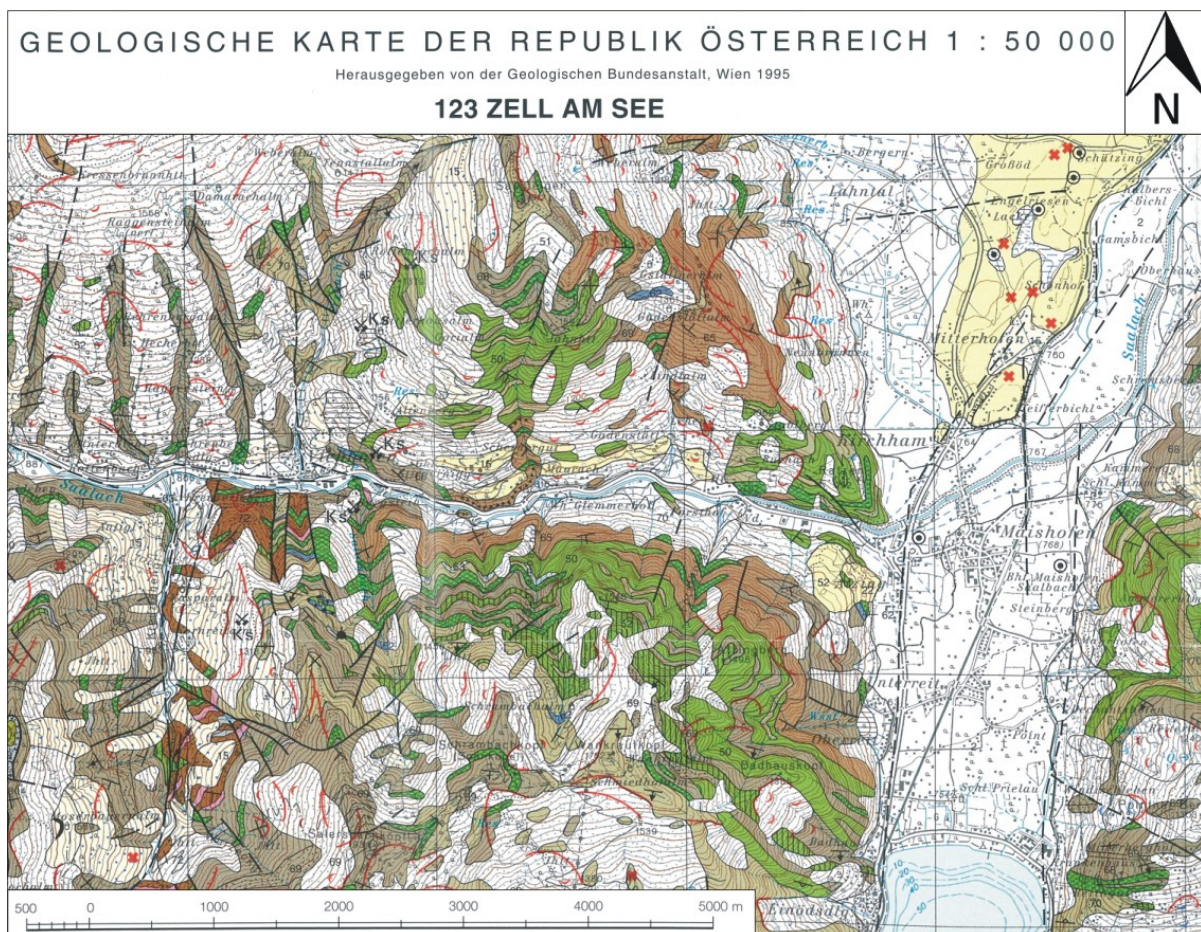


Abbildung 14: Ausschnitt aus der geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 123, Zell am See. Die grünen Farben repräsentieren die einzelnen Formationen der devonischen Metabasit-Gruppe, der auch die Diabase des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen angehören. Braune bis graue Farben symbolisieren die siliziklastische Abfolgen der distalen Löhnersbach- (Oberordovizium-Devon) und der proximalen Schattbergformation (Silur-Devon-?Karbon). Die gelben Farben zeigen eiszeitliche Ablagerungen an und die weißen Farben zeigen rezente Hangschuttbildungen und Alluvionen an (Legende siehe auch Kartenbeilage 6).

11.1 Quartäre Ablagerungen

Während des letzten Eishochstandes (Würm-Glazial, 115.000 bis 10.000 a vor heute) wurden weite Teile der Ostalpen von einem mächtigen Eisstromnetz durchzogen. Nur wenige Gipfel (in der näheren Umgebung das Spielberghorn, der Schattberg, der Hochkogel, der Gernkogel und die Schwalbenwand) ragten in der Würm-Eiszeit über die periglaziale Höhenstufe (im Alpenraum bei zirka 2000 mü.A.) als "Nunataker" hinaus. Das gesamte Glemmtal, einschließlich des Kartiergebietes (Seehöhe zirka 700 bis 1912 mü.A.) war damals vermutlich von einer geschlossenen Eisdecke überfahren (siehe Abb. 15).

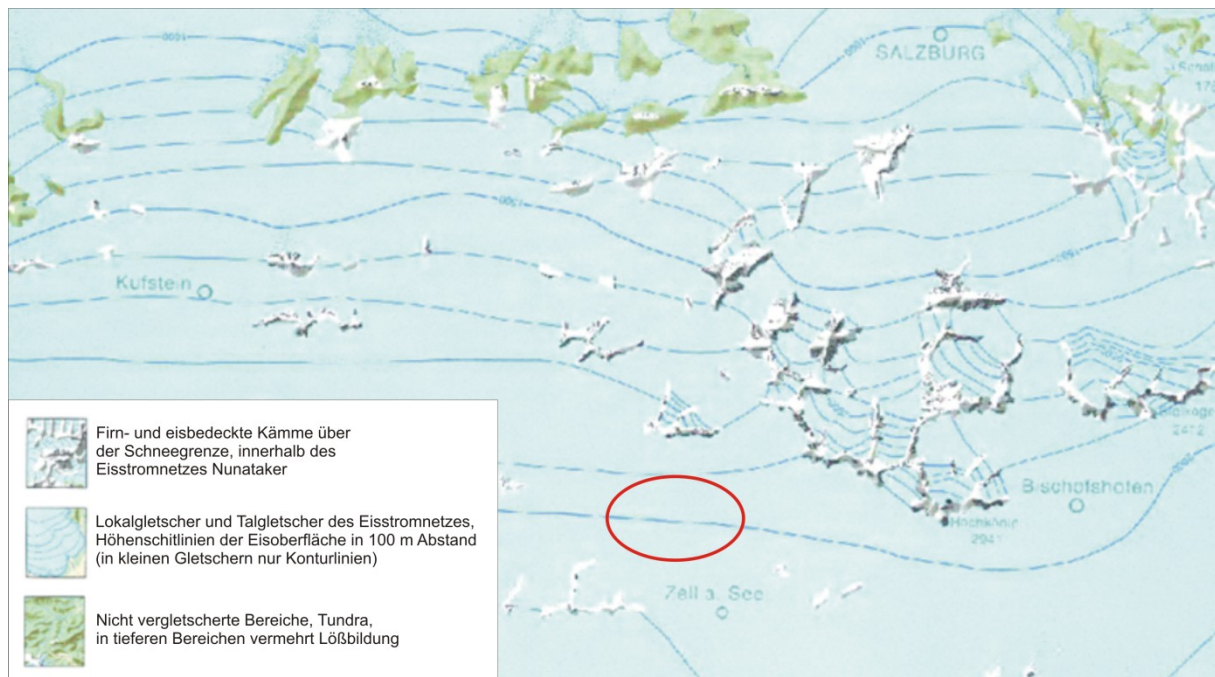


Abbildung 15: Ausschnitt aus der quartärgeologischen Karte mit der Eisbedeckung der Ostalpen in der Würm-Eiszeit, verändert nach Van Husen (1987). Der rote Kreis zeigt die ungefähre Lage des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen.

Als Zeugen dieser ehemaligen Eisbedeckung finden sich heute verschiedene eiszeitliche Ablagerungen im Raum Maishofen/Viehhofen, wie zum Beispiel Eisrand-Staukörper, Moränenstreu und erratische Blöcke.

Weite Teile des kartierten Gebietes werden in der geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 123, Zell am See (GBA, 1995) mit einer Hangschuttbedeckung ausgewiesen. Innerhalb der Hangschuttformation sind Teilbereiche als Rutschmassen deklariert, und es finden sich im Bereich des Arbeitsgebietes mehrfach Abrisskanten von oberflächlichen Rutschungen innerhalb der Hangschuttmassen (vgl. Kapitel 12.1.2 – Hangschutt).

11.2 Metasedimente

Generell ist eine Unterscheidung der siliziklastischen Formationen der Glemmtal-Einheit, also der Schattberg-Formation und der Löhnersbach-Formation, im Gelände schwierig, da sich beide Formationen aus sandigen, siltigen und tonigen Turbiditabfolgen aufbauen. Nach Heinisch (1986) nehmen die Gesteine der Schattberg-Formation eine proximale Beckenfazies, und die Gesteine der Löhnersbach-Formation eine distale Beckenfazies ein.

Die proximale Schattberg-Formation neigt zur Ausbildung grobkörniger, dickbankiger siliziklastischer Turbiditfolgen, die distale Löhnersbach-Formation hingegen zeigt eher feinkörnige, dünnbankige siliziklastische Turbiditfolgen.

Eine kleinräumige, karbonatische Einschaltung wird in der geologischen Karte der Republik Österreich – Blatt 123 – Zell am See (GBA, 1995) als Kalkmarmor ausgewiesen (siehe Abb. 14 bzw. Kartenbeilage 2). Dieser Kalkmarmor zählt jedoch nicht zu den Karbonatabfolgen die nach Heinisch (1986) als Tiefschwellenfazies der Klingler-Formation ausgewiesen sind.

Den Großteil des Arbeitsgebietes nehmen die grobkörnigen Einheiten der Schattbergformation ein, in die auch die Gesteine der Metabasit-Formation in unterschiedlichen Mächtigkeiten eingeschaltet sind. Untergeordnet werden auch die feinsiliziklastischen Sedimente der Löhnersbachformation im Arbeitsgebiet angetroffen.

11.3 Metabasite

Zur devonischen Metabasit-Gruppe innerhalb des Arbeitsgebietes zählen Metabasalte (massig oder teilweise mit Pillowstruktur), gabbroide Ganggesteine, Metatuffe und Metatuffite. Nach Ohnesorge et al. (1935) wird das Gebiet der Glemmtal-Einheit auf Grund unterschiedlicher Vergesellschaftungen von basischen Magmatiten in zwei Teilbereiche untergliedert, wobei eine Nord-Süd verlaufende Trennlinie ungefähr durch den Ort Viehhofen gezogen werden kann.

Von Schlaegel-Blaut (1990) wird die Region um Viehhofen – Maishofen – Zell am See als vorderes Saalachtal bzw. als Basalt-Sill-Komplex von Maishofen zusammengefasst. Nach Schlagel-Blaut (1990) werden die Lithologien des gegenständlichen Arbeitsgebietes folgendermaßen beschrieben:

„Typisch für dieses Gebiet sind blasenarme Pillow- und Schichtlaven, die in einem engen Wechsel mit feinkörnigen, gabbroiden Sills auftreten, wobei eine Abgrenzung zwischen Laven und oberflächennah intrudierten Lagergängen nicht immer eindeutig zu ziehen sind.“

Die einsprenglingsarmen Laven (Phänokristalle sind mit bloßem Auge kaum sichtbar) werden von geringmächtigen Sedimentzwischenschaltungen (cm bis max. 1er m) unterbrochen. Durchgehend aufgeschlossen sind Basalte und Sills über eine Mächtigkeit von max. 200 m; zusammen mit den zwischengeschalteten Sedimenten bilden sie den bis zu 400 m mächtigen Basalt-Sill-Komplex von Maishofen. Vorwiegend im Hangenden des Basalt-Sill-Komplexes von Maishofen sind dioritische Lagergänge ausgebildet. Produkte eines explosiven Vulkanismus fehlen. Bei den geringmächtigen, siliziklastischen Einschaltungen handelt es sich vorwiegend um Tonschiefer und feinkörnige Quarzite, teilweise sind Fritungen in den Tonschiefern zu erkennen.“

„Nach der Kartierung von Heinisch & Schlaegel (1989) wird der Basalt-Sill-Komplex von Maishofen ins Hangende der Schattbergabfolge eingeordnet, was bedeutet, dass der basische Vulkanismus des vorderen Saalachtals (Basalt-Sill-Komplex von Maishofen) jünger sein kann als der unterdevonische basische Vulkanismus des hinteren Saalachtals.“

Als hinteres Saalachtal wird die Region westlich des Ortes Viehhofen beidseits des Saalachtals, sowie der Großraum Saalachtal-Talschluss nach Schlagel-Blaut (1990) bezeichnet und folgendermaßen zusammengefasst:

„Mächtige balseureiche Pillowbasaltlaven (bis zu 350 m mächtig im Raum Gaisstein) und weit verbreitete vulkanoklastische Sedimente (bis zirka 200 m durchgehend aufgeschlossen belegen einen überwiegend explosiven Vulkanismus. Die Basalte treten in Wechsellagerung und in lateraler Verzahnung mit verschiedenen Pyroklastika (Pillowbrekzien, Tuffe und Tuffite) und distalen, feinkörnigen Turbiditabfolgen der Löhnersbach-Formation auf (Heinisch, 1986). Gabbroide Intrusiva treten in Lagergängen und diskordanten Gängen und Stöcken auf, wobei die Mächtigkeit selten größer 8 m ist (max. Mächtigkeit zirka 50 m). Sehr untergeordnet finden sich dioritische Intrusiva und Pyroxenite (Mächtigkeiten meist zirka 5 m).“

Geographisch entspricht das Kartiergebiet der gegenständlichen Arbeit im vorderen Saalachtal dem Basalt-Sill-Komplex von Maishofen nach Schlaegel-Blaut (1990), während die Gesteine des hinteren Saalachtals nach Schlaegel-Blaut (1990) im Arbeitsgebiet nicht auftreten.

12. Formationsbeschreibung

Die Formationsbeschreibung bezieht sich auf die im Gelände aufgenommenen Aufschlüsse und Lithologien und erfolgt auf Basis der geologischen Kartierung (siehe Kartenbeilage 1). Außerdem wurden die Ergebnisse der Bohrkernaufnahme und die Daten der Nachbearbeitung im Labor (Handstückbeschreibung, Dünnschliffmikroskopie und Geochemie) für die Formationsbeschreibung berücksichtigt. Die Reihenfolge der Formationsbeschreibung ist stratigraphisch von jung nach alt geordnet.

12.1 Quartär

Bei den quartären Ablagerungen handelt es sich um Eisrandsedimente, sowie um rezente, alluviale Sedimente entlang der Bachläufe. An den Ausläufern der Gräben und Bäche finden sich häufig Schwemmfächer. Der sehr häufig im kartierten Gebiet anzutreffende Hangschutt überlagert die Gesteine der nördlichen Grauwackenzone mit unterschiedlichen Mächtigkeiten. Innerhalb der Hangschuttformation wurden häufig kleinräumige, oberflächennahe Rutschungen festgestellt.

12.1.1 Eisrandsedimente

Quartäre, wahrscheinlich während des letzten Eishochstandes in der Würm-Eiszeit abgelagerte, Eisrandsedimente finden sich entlang der Nordflanke der Saalach im südlichen Bereich des Kartiergebietes. Es handelt sich um grobe Schotter bis Kiese, die lithologisch dem Hinterland entsprechen (hauptsächlich Metabasite und Metasandsteine). Im Gegensatz zu den alluvialen Sedimenten sind die quartären Eisrandsedimente eher kantengerundet und stärker kompaktiert. Die Kartierung der Eisrandsedimente erfolgte vorwiegend anhand geomorphologischer Merkmale, da Aufschlüsse dieser Formation nur vereinzelt angetroffen wurden.

12.1.2 Hangschutt

Größere Hangschuttflächen bedecken weite Teile des Arbeitsgebietes (siehe Kartenbeilage 1, 2 und 3). Die Hangschuttmächtigkeiten variieren bereichsweise stark, weshalb eine generelle Überlagerungsmächtigkeit für das gesamte kartierte Gebiet nicht angegeben werden kann.

Größere Hangschuttmächtigkeiten zeigen sich vor allem entlang des leicht abgeflachten Hangfußes im südöstlichen Bereich des Arbeitsgebietes (Schnerergraben bis Gadenstätterhof), wobei die maximale Hangschuttüberdeckung in diesem Bereich zirka 5 m beträgt. Ähnliche große Mächtigkeiten erreicht der Hangschutt auch im Gebiet Gstallneralm bis Gadenstättalm. Der Hangschutt in diesen beiden Bereichen baut sich hier vorwiegend aus

Diabas- und Metasandsteinkomponenten auf. Untergeordnet sind auch Quarzknauer und Tonschiefer anzutreffen. Die Komponenten sind kantig ausgebildet und weisen keinerlei Rundung auf. Die durchschnittliche Komponentengröße liegt bei zirka 10 bis 20 cm Durchmesser, jedoch finden sich auch größere Blöcke mit Durchmessern bis zu 2 m.

Die Gesteinskomponenten sind in einer erdigen Matrix eingebettet und der Hangschutt geht ins Hangende in eine geringmächtige Waldbodenbildung über (siehe Abb. 16 und 17).



Abbildung 16: Seitenentnahme mit zirka 4 m mächtigem Hangschuttauflschluss im Bereich des Fahrweges südlich der Gadenstätalm (Aufschlusspunkt 203).



Abbildung 17: Grober Block im Hangschutt (Durchmesser zirka 2 m) im Bereich des Forstweges südlich der Jahnütte (Aufschlusspunkt 124).

Geringmächtigere Hangschuttüberlagerungen finden sich in den oberen Hangbereichen des Kartiergebietes. Hier ergibt sich aus der Steilheit des Geländes (teilweise Hangneigungen über 40 Grad) eine geringere Hangschuttakkumulation. Die Überlagerungsmächtigkeiten (Hangschuttmächtigkeit inklusive geringmächtiger Bodenbildung) liegen hier im Bereich von 20 cm bis maximal 3 m über dem anstehenden Gestein (siehe Abb. 18 und 19).



Abbildung 18: Sehr steil ausgebildeter Hangschuttfächer mit vorwiegend eckigen Diabaskomponenten östlich der Jahnütte (Aufschlusspunkt 261).



Abbildung 19: Hangschuttfächer mit vorwiegend eckigen Diabaskomponenten östlich der Jahnütte (Aufschlusspunkt 261).

Generell können im bearbeiteten Gebiet aufgrund lithologischer Unterschiede verschiedene Hangneigungen im Hangschutt festgestellt werden. Hangschutt, der sich überwiegend aus Diabas-Komponenten aufbaut, bildet durch eine stärkere Verzahnung der kubischen Gesteinsbruchstücke steilere Hangneigungen aus. Im Gegensatz dazu zeigt der Hangschutt aus schiefrigen bis phyllitischen Komponenten eine flache Hangneigung, Rutschungsanbrüche und Hangbewegungen sind hier ebenso häufiger vorhanden. Allgemein kann eine stärkere Bodenbildung in der Nähe vom Schernergrut (bzw. auch westlich davon) und im Bereich Lindlalm bis Lehen erfasst werden. Mächtigeren Bodenbildungen sind auch im Gebiet Gstallneralm bis südlich der Gadenstättalm und im Bereich Buchach anzutreffen. Diese mächtigeren Bodenbildungen resultieren einerseits aus den unterlagernden, leichter verwitterbaren Metasandsteinen und Tonschiefern, andererseits auch aus der geringeren Hangneigung (< 30 Grad) in diesen Bereichen.

12.1.3 Schwemmfächer und alluviale Sedimente

Alluviale Sedimente finden sich entlang der Bachläufe im Schernergraben und im Lindlgraben. Bei diesen Sedimenten handelt es sich um rezentes, fluviatil transportiertes Schwemmmaterial, das vorwiegend im Zuge von Starkniederschlagsereignissen verfrachtet wurde und wird. Es treten alle Korngrößen, von der Tonfraktion bis hin zu größeren Kiesen und einzelnen Blöcken, in lockerer Lagerung auf. Die Gesteinskomponenten sind leicht gerundet bis kantengerundet, teilweise auch eckig und die Lithologie orientiert sich durchwegs an den lokal anstehenden Gesteinen der Glemmtal-Einheit (siehe Abb. 20 und 21). An den Ausläufern der beiden Bachläufe finden sich Schwemmfächer. Die Kartierung der beiden Schwemmfächer erfolgte anhand geomorphologischer Merkmale, wobei der östlichere Schwemmfächer am Ausgang des Lindlgrabens eine größere Ausdehnung zeigt als der westliche Schwemmfächer am Ausgang des Schernergrabens.



Abbildung 20: Grober Blockschutt und feinkörniges Schwemmmaterial entlang des Bachlaufs im Schernergraben, Aufschlusspunkt 112, siehe Kartenbeilage 1.

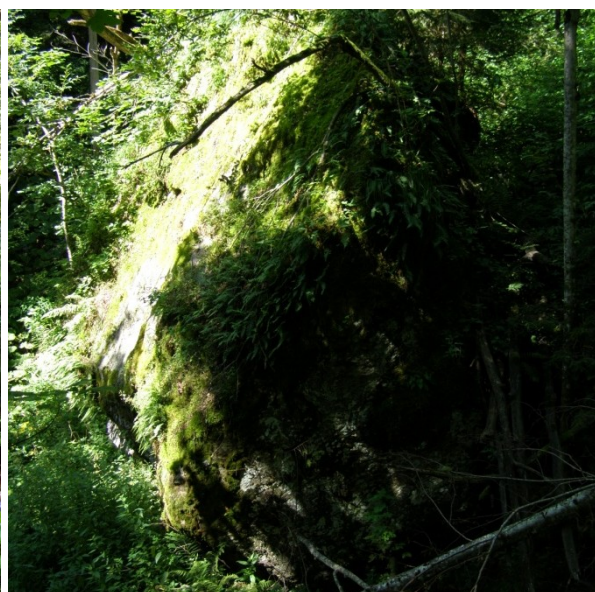


Abbildung 21: Grober Diabasblock im Bachbett des Schernergrabens (Durchmesser zirka 3 m), Aufschlusspunkt 109, siehe Kartenbeilage 1.

12.2 Nördliche Grauwackenzone

Den größten Teil des Kartiergebietes nehmen die Formationen der nördlichen Grauwackenzone ein. Neben der dominierenden Metabasit-Formation (Diabas, Metagabbro, etc.) finden sich auch noch Metasandsteine und Tonschiefer der Glemmtal-Einheit. In vielen Bereichen lassen sich die in der Regel flach bis sählig gelagerten Schichten in ihrem Ost-West-Streichen unter den ausgebreiteten Hangschuttmassen höhenschichtlinienparallel verfolgen.

12.2.1 Diabas

Der Diabas-Formation zugeordnete Gesteine weisen einerseits einen grüngrauen bis dunkelgrünen (siehe Abb. 22), andererseits einen (hell-)grünen bis hellgrauen Farbeindruck auf (siehe Abb. 23). Das Gefüge ist bei den Diabasen sehr feinkörnig (<0,5 mm) und massig ausgebildet, weshalb eine Untergliederung im Gelände schwer fällt. Jedoch lassen sich makroskopisch stellenweise primär magmatische, porphyrische Texturen (größere Einsprenglinge in einer feinkörnigen Matrix) im Handstück erkennen, wobei die hellgrün bis grau gefärbten Diabase tendenziell ein feinkörnigeres Matrixgefüge als die grünen bis dunkelgrünen Diabase aufweisen (vgl. Kapitel 21.1.1 – Makroskopische Beschreibung).



Abbildung 22: Dunkelgrünes, körniges und massig ausgebildetes Diabashandstück, Aufschlusspunkt 252, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 23: Hellgrauer, feinkörniger, ebenfalls massig ausgebildeter Diabas, Aufschlusspunkt 353, siehe Kartenbeilage 1.

Die hellgrauen bis (hell-)grünen Diabase zeigen eine sehr feinkörnige Matrix mit schwarzen, maximal 0,5 bis 1 mm großen schwarzen, porphyrischen Einsprenglingen. Bei diesen dunklen Mineralphasen, handelt es sich wahrscheinlich um Pyroxenphänokristalle. Die hellgrauen bis grünen Diabase deuten einen leicht erhöhten Quarzgehalt an, der wahrscheinlich auf eine relative Quarz-Anreicherung im Zuge der niedrig-gradigen, Grünschiefer-faziellen Metamorphose zurückzuführen ist. Durch den leicht erhöhten Quarzgehalt ist in den Handstücken der hellgrau bis grünen Diabase oft ein muschelrig-splittriger Bruch entwickelt der zur Bildung scharfkantiger Grate neigt.

Vereinzelt finden sich in diesen Gesteinen feinstkörnige serizitische Hellglimmer (Muskovite) mit Kristallgrößen bis zu 0,5 mm Blättchendurchmesser, die ebenfalls als metamorphe Mineralneubildungen anzusehen sind. Diese hellgrauen bis grünen Diabase bilden die Hauptmasse der Gesteine des bearbeiteten Gebietes und sind in erster Linie im Bereich des Teilgebietes 1 – Schernergraben anzutreffen (siehe Abb. 24 und 25).



Abbildung 24: Hellgrauer, feinkörniger, massig ausgebildeter Diabas (eventuell Pillow-Struktur), Aufschlusspunkt 248, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 25: Hellgrauer, feinkörniger, stärker geklüfteter Diabas mit roten Oxidationsbelägen, Aufschlusspunkt 325, siehe Kartenbeilage 1.

Hellgrüne bis hellgraue Diabase zeigen häufig größere, schwarz glänzende Einsprenglinge mit bis zu 2 mm Durchmesser in einer feinkörnigen Matrix. Bei diesen Einsprenglingen handelt es sich um porphyrisch gesprossene Pyroxene. Dunkle, chloritreiche Klüfte durchsetzen diese hellen Diabase schieferungsparallel (siehe Abb. 26 und 27). Serizitische Hellglimmer sind in diesen Gesteinen des Arbeitsgebietes nicht angetroffen worden. Häufiger können in diesen Gesteinen auch stark verwitterte Erzminerale und sogar bis zu 1 cm große Erznester angetroffen werden, die teilweise magnetisch sind (Magnetkies?). Diese Diabasvarietät findet sich in erster Linie im Liegenden des Teilgebietes 2 – Atzing, aber auch entlang des Schernergrabens im Teilgebiet 1.



Abbildung 26: Hellgrüner, feinkörniger Diabas mit schwarzen Pyroxeneinsprenglingen und rostbraunen Verwitterungsbelägen, Handstück vom Aufschlusspunkt 348, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 27: Hellgrüner, massig ausgebildeter Diabas mit dunklen Chloritschlieren parallel zur Hauptschieferungsrichtung, Aufschlusspunkt 356, siehe Kartenbeilage 1.

Grüngraue bis dunkelgrüne Diabase weisen ein körnigeres Gefüge auf, wobei häufig prophyrische und auch zum Teil gut auskristallisierte Minerale anzutreffen sind. In seltenen Fällen lassen sich Feldspatleisten und Pyroxenphänokristalle durch den seidigen Glanz auf den Spaltflächen bestimmen. Als sekundär metamorphe Bildungen werden vorwiegend Chlorite angetroffen, die dem Gestein den grünen bis dunkelgrünen Farbeindruck verleihen. Serizite fehlen in diesen Diabasen zumindest makroskopisch gänzlich. Die dunkelgrünen, porphyrisch auskristallisierten Diabase stehen ebenfalls hauptsächlich im Bereich des Teilgebietes 1 – Schernergraben und im Teilgebiet 2 - Atzing an (siehe Abb. 28 und 29).



Abbildung 28: Dunkelgrüner, körniger Diabas mit splittrigem Bruchverhalten, Aufschlusspunkt 249, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 29: Dunkler, körniger Diabas mit oberflächlicher Verwitterung, Aufschlusspunkt 303, Kartenbeilage 1.

Seltener ist in den Diabasen eine leichte Schieferung vorhanden, die durch die Einregelung von Schichtsilikaten (i.A. Chlorite) entsteht. Im Arbeitsgebiet ist die Schieferung generell parallel zur stellenweise vorhandenen primären Schichtung ausgebildet (SS = SF). Eine Schieferung in den Diabasen ist insbesondere im Bereich enger Wechsellagerungen mit Metasandsteinen und Tonschiefern zu bemerken, wobei diese häufiger in den hangenden Anteilen des Arbeitsgebietes (im Bereich der Jahnhütte und der Gadenstättalm, sowie im Nordteil des Teilgebietes 1 - Schernergraben) vorzufinden ist (siehe Abb. 30 und 31).



Abbildung 30: Tektonisch stark beanspruchter Diabas mit einem deutlich geschiefertem und geklüfteten Gefüge, Aufschlusspunkt 138, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 31: Tektonisch stark beanspruchter Diabas mit einem fein geschiefertem Gesteinsgefüge, Aufschlusspunkt 444, siehe Kartenbeilage 1.

Meist jedoch sind die Diabase massig ausgebildet, wobei auch gelegentlich eine Schichtung zu bemerken ist. Die Schichtung der Diabase entspricht der generellen Schichtung der Metasedimente und ist in der Regel massig (> 60 cm, siehe Abb. 32) bis dickbankig (30 bis 60 cm, siehe Abb. 33) ausgebildet, vereinzelt sind in tektonisch stärker beanspruchten Bereichen auch dünnbankige Lagen (10 bis 30 cm) zu verzeichnen (siehe Abb. 34 und 35).



Abbildung 32: Massig ausgebildeter Diabas mit Klufflächen (unten links im Bild), Aufschlusspunkt 246, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 33: Dickbankig geschichteter Diabas mit Bewegungen entlang der Schichtflächen, Aufschlusspunkt 254, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 34: Hangend dickbankig geschichteter und liegend dünnbankig geschichteter Diabas, Aufschlusspunkt 380, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 35: Dünnbankig geschichteter, söhlig bis flach gelagerter Diabasaufschluss, Aufschlusspunkt 255, siehe Kartenbeilage 1.

In der Regel zeigen die Aufschlüsse der Diabas-Formation ein Trennflächensystem, das aus einer mehr oder weniger flach gelagerten Schichtung und mehreren Kluffscharen besteht. Die Trennflächenabstände variieren im Mittel von zirka 20 bis 50 cm, vereinzelt lassen sich auch Trennflächenabstände bis zu 200 cm feststellen. In Bereichen stärkerer tektonischer Beanspruchung durchziehen häufig Störungen die Aufschlüsse, und Klufflächen sind zahlreich vorhanden (siehe Abb. 36 und 37). In diesem Fall verringern sich die durchschnittlichen Trennflächenabstände auf zirka 5 bis 20 cm. Tektonisch stärker beanspruchte Diabase mit geringen Trennflächenabständen sind im gesamten Arbeitsgebiet anzutreffen, insbesondere aber im Mittelteil des Teilgebiets 1 – Schernergraben (siehe Abb. 38 und 39) und im Bereich der Jahnhütte.



Abbildung 36: Massiger Diabasaufschluss mit kakiritisch ausgebildeter Störungsfläche, StF 130/22, Aufschlusspunkt 120, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 37: Massig ausgebildeter Diabas mit kataklastischer Störungszone, StF 315/70, Aufschlusspunkt 246, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 38: Tektonisch stark beanspruchter, zerscherter, dünnbankiger Diabasaufschluss, Aufschlusspunkt 303, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 39: Detailaufnahme des Aufschlusspunktes 303 (siehe Kartenbeilage 1) mit geneigter, dünnbankiger Lagerung (SF 010/36) und steiler Scherung (StF 099/56).

An den Klufflächen finden sich rostbraune bis rotviolette Kluffbeläge die vorwiegend durch Fe-Oxidation von Erzphasen entstehen. Als Erzphasen können bereits im Gelände makroskopisch Pyrite, Magnetkies, Kupferkies und Fahlerze bestimmt werden. Die Erze treten sowohl in den sekundär-metamorphen Quarz- und Kalzitkluff- und Gangfüllungen, als auch fein disseminiert in den Diabasen auf. Seltener finden sich auch bis zu 1 cm große Erznerster innerhalb der Diabasgesteine (vgl. Kapitel 21.1.1 – Makroskopische Beschreibung).

In den Diabasen sind zahlreiche, sowohl konkordante als auch diskordante, sekundäre Quarz- und oder Kalzitklufffüllungen vorhanden (siehe Abb. 40 und 41).



Abbildung 40: Detailaufnahme einer zu einem „Quarzauge“ ausgelängten Quarzklufffüllung, Aufschlusspunkt 163, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 41: Detailaufnahme einer feinkörnig rekristallisierten Kalzitklufffüllung, Aufschlusspunkt 163, siehe Kartenbeilage 1.

Die metamorphogenen Klufffüllungen sind seltener in Hohlräumen idiomorph auskristallisiert (siehe Abb. 42) und zeigen häufig einen zonierten Aufbau, wobei randlich Chlorite/Faserminerale (Aktinolith?) aufwachsen und von einer Quarzfällung überwachsen werden. Zentral wird die Kluft von karbonatischen Mineralen durchzogen, häufig sind auch Faserkalzite ausgebildet (siehe Abb. 43).



Abbildung 42: Detailaufnahme einer Hohlraum-Klufffüllung (Handstückaufnahme) mit idiomorph auskristallisierten Kalzitkristallen, Aufschlusspunkt 122, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 43: Detailaufnahme einer zonierten Klufffüllung im Diabas mit Faserkarbonaten und/oder Fasermineralen am Rand und zentralen Kalzitkristallen, Aufschlusspunkt 312, siehe Kartenbeilage 1.

Allgemein sind die Gesteine der Diabas-Formation im gesamten Arbeitsgebiet anzutreffen, wobei sich größere Diabasvorkommen insbesondere im Teilgebiet 1 – Schernergraben und im Teilgebiet 2 – Atzing ergeben. Im Gegensatz bilden die Hauptmasse der Gesteine im Teilgebiet 3 – Jahnht./Gstallneralm siliziklastische Abfolgen von Metasandstein und Tonschiefer.

Im Bereich Schernergraben sind Metavulkanit- bzw. Diabasabfolgen mit Mächtigkeiten bis zu 240 m anzutreffen. Häufig sind Wechsellagerungen von Metavulkaniten mit Tonschiefern und Metasandsteinen, sowie klastische Einschaltungen in Linsenform vorhanden. Im Bereich westlich des Schernergrabens streichen die Schichten grob in Ost-West-Richtung bzw. in Richtung West-Nordwest-Ost-Südost und fallen flach mit zirka 10 bis 15 Grad nach Norden bzw. Nordnordosten ein. Häufig sind auch söhlige Lagerung der Gesteinsschichten im Bereich des Schernergrabens präsent, wobei auch gekippte Schichten mit einem flachen bis mittelsteilen Einfallen nach Süden anzutreffen sind.

Die Diabase des Teilgebietes 1 sind in größeren Mächtigkeiten östlich des Schernergrabens auf einer Seehöhe von zirka 1120 bis 1360 m ü.A. aufgeschlossen (siehe Abb. 44 und 45). Die bis zu 240 m mächtige Diabasabfolge scheint in diesem Bereich nur durch geringmächtige Metasandstein- und Tonschieferereinschaltungen unterbrochen zu sein. Auf einer Höhe von 1300 bis 1320 m ü.A. ist eine zirka 10 m mächtige, gabbroide Intrusion konkordant in die Diabasabfolge eingeschaltet. Lateral können die Diabase von Schernergraben in Richtung Osten auf einer Länge von maximal 800 m verfolgt werden, wobei mit lateralen Verzahnungen zu den fein- bis grobklastischen Sedimenten auch schon früher zu rechnen ist. Westlich des Schernergrabens ergeben sich aufgrund verstärkter sedimentärer Zwischenschaltungen (vor allem Metasandstein) deutlich geringere Diabasmächtigkeiten.



Abbildung 44: Massig ausgebildeter Diabasaufschluss östlich des Schernergrabens, Aufschlusspunkt 105, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 45: Nahezu senkrecht aufragender, ebenfalls massig ausgebildeter Diabasaufschluss, Aufschlusspunkt 117, siehe Kartenbeilage 1.

Die Diabase des Teilgebietes 2 - Atzing sind vor allem durch einschaltungsarme, beinahe durchgehende Abfolgen gekennzeichnet. Es findet sich eine Diabasabfolge von zirka 380 m Mächtigkeit die lediglich durch geringmächtige klastische Einschaltungen, vorwiegend in Linsenform, unterbrochen wird. Im südöstlichen Bereich des Arbeitsgebietes im Raum Ratzen und Stabelberg fallen die Schichten mit zirka 10 Grad in Richtung Norden ein, stellenweise sind auch hier in Richtung Süden gekippte Schichtungen anzutreffen.

Insbesondere im Bereich des Ratzen (952 m ü.A.) sind größere Diabasvorkommen (zirka 240 m Mächtigkeit) auf einer Seehöhe von 800 bis 1040 m ü.A. ohne/mit sehr geringen sedimentären Zwischenschaltungen anzutreffen (siehe Abb. 46). Die beiden am westlichen Hangfuß des Ratzen gelagerten und bis zu 40 m hohen Bruchwände eines ehemaligen Bergbaus schließen teilw. eine Diabasabfolge auf (siehe Kapitel 15 – Bergbautätigkeiten).

Über diesem mächtigen Diabasvorkommen folgt eine weitere, allerdings geringmächtigere Diabasabfolge im Raum südöstlich vom Stabelberg (siehe Abb. 47). Die Mächtigkeit der Diabaslage kann mit bis zu 160 m angegeben werden, wobei siliziklastische Einschaltungen stärker vorhanden sind, und der Großteil des Hangenden durch Gesteine der Metagabbro-Formation repräsentiert wird. Es wird vermutet, dass die beiden Diabasabfolgen im Teilgebiet 2 – Atzing zusammenhängen und ein durchgehendes Diabasvorkommen von bis zu 380 m Mächtigkeit bilden, wobei in den Hangendanteilen siliziklastische (Tonschiefer und Metasandstein) und gabbroide Einschaltungen häufig anzutreffen sind.



Abbildung 46: Großer, massiger Diabasauflschluss im Bereich des Ratzen (Teilgebiet 2 – Atzing), Aufschlusspunkt 353, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 47: Stärker zerlegter, gestörter Diabasauflschluss südöstlich des Stabelbergs, Aufschlusspunkt 359, siehe Kartenbeilage 1.

Pillow-Strukturen sind in den Gesteinen der Diabas-Formation vorwiegend im Teilgebiet 2 – Atzing, vor allem entlang des nördlich der Saalach verlaufenden Fahrweges und südwestlich vom Ratzen zu kartieren. Die Pillows zeigen maximale Durchmesser von 80 cm, wobei der durchschnittliche Pillowdurchmesser mit zirka 20 bis 40 cm angegeben werden kann (siehe Abb. 48, 49 und 50). Der parallel zur Saalach verlaufende Hangfuß im südlichen Bereich des Teilgebietes 2 - Atzing zeigt neben Diabasen auch eine subdiskordante? gabbroide Intrusion.



Abbildung 48: Detailaufnahme einer Pillowstruktur im Diabasgestein mit dunklen, glasigen Rändern, Aufschlusspunkt 168, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 49: Mehrere rundliche bis tektonisch ausgelängte Pillowstrukturen im Diabasgestein, Aufschlusspunkt 220, siehe Kartenbeilage 1.

Stellenweise sind durch tektonische Beanspruchung deformierte bzw. ausgelängte Pillows aufgeschlossen, deren Auslängung in Richtung der Hauptschieferung, also in Nord-Süd-Richtung, ausgerichtet ist (siehe Abb. 51).



Abbildung 50: Detailaufnahme der Pillowstruktur (Abb. 57) mit dunklem, feinkörnigem bis ehemals glasigem Abschreckungsrand, Aufschlusspunkt 353, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 51: Rundliche Pillow-Walze mit deutlicher Längserstreckung und dunklem, ehemals glasigem Abschreckungsrand, Aufschlusspunkt 353, siehe Kartenbeilage 1.

Teilweise sind in gut erhaltenen, wenig verwitterten Querschnitten der Pillow-Laven typische Gefügevariationen erhalten. Im Zentrum finden sich porphyrische bis holokristalline Gefüge mit größeren Phänokristalleinsprenglingen (Feldspat und Pyroxen) bzw. deren Umwandlungshalos und gegen den Rand nimmt die Körnigkeit des Gefüges ab, und seltener finden sich prophyrische Einsprenglinge in einer feinkörnigen Matrix. Der bis zu 2 cm mächtige Abschreckungsrand der Pillows ist im Gelände dunkelgrau bis blauschwarz ausgebildet und besteht vorwiegend aus sekundär metamorphen, rekristallisierten Umwandlungsmineralen der glasigen Matrix (siehe Abb. 52 und 53).



Abbildung 52: Rundliche bis ausgelängte Pillowstruktur bzw. Pillow-Walze, die teilweise als tektonische Bewegungsbahn ausgebildet ist, Aufschlusspunkt 353, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 53: Pillowstruktur mit körnigem Gefüge im Zentrum und einem feinkörnigem Rand bzw. einer dunklen, ehemals glasigen Rinde, Aufschlusspunkt 353, siehe Kartenbeilage 1.

12.2.2 Metagabbro

Die Gesteine dieser Formation zeigen ähnlich wie die Gesteine der Diabas-Formation einen dunkelgrünen Farbeindruck, allerdings weisen diese im Unterschied zum häufig feinkörnigen bis porphyrischen Gefüge der Diabase ein mittel- bis grobkörniges, teilweise holokristallines Gefüge mit Kristallgrößen bis zirka 2,5 mm Durchmesser auf. Diese gut auskristallisierten Gefüge lassen auf langsamere Abkühlungsraten bzw. auf einen intrusiven Charakter der Gesteine schließen. Alle enthaltenen Mineralphasen sind gut auskristallisiert und teilweise sind idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle vorhanden. Im Mineralbestand lassen sich makroskopisch neben Feldspäten mit dem typischen Glanz der Spaltflächen auch dunkle, mafische Mineralphasen, vermutlich Pyroxene, identifizieren (vgl. Kapitel 21.1.1 - Makroskopische Beschreibung).

Das mittel- bis grobkörnige, teilweise holokristalline Gefüge und der den Diabasen stark ähnelnde Mineralbestand deuten auf einen Gabbro als basisches Intrusivgestein bzw. als Protolith hin. Zusätzlich werden die gabbroiden Intrusiva von einer niedrig-gradigen Metamorphose der Grünschieferfazies erfasst, weshalb sie in weiterer Folge als Metagabbros bezeichnet werden.

Die Gesteine der Metagabbro-Formation intrudieren als (sub-)schichtparallele Gänge in die Einheiten der nördlichen Grauwackenzone und sind somit als Lagergänge bzw. als Sills zu bezeichnen. Größere Vorkommen mit Gangmächtigkeiten von bis zu 90 m finden sich im östlichen Bereich des Kartiergebietes südlich von Buchach bis südöstlich von Ratzen (Abb. 54 und 55) und östlich der Jausenstation Stablberg. Diese Gesteine der Metagabbro-Formation weisen eine Mächtigkeit von bis zu 90 m nordöstlich des hinteren Forsthofes, im Bereich nördlich der über die Saalach führende Brücke auf.

Gegen Osten hin nehmen die Mächtigkeiten der Metagabbro-Formation ab und erreichen am Südostende des Ratzen maximal 40 m. Kleinere schichtparallele Gänge mit Mächtigkeiten von 5 bis 25 m finden sich im Bereich südwestlich der Gadenstättalm und entlang des Schernergrabens (siehe Abb. 56 und 57).



Abbildung 54: Tektonisch beanspruchter, gestörter Metagabbroaufschluss im Liegenden des Teilgebietes 2 – Atzing, Aufschlusspunkt 231, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 55: Stark geklüfteter Metagabbroaufschluss im Liegenden des Teilgebietes 2 – Atzing, Aufschlusspunkt 233, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 56: Massiger Metagabbroauschluss im Bereich des Schernergrabens, Aufschlusspunkt 156, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 57: Detailaufnahme des Metagabbros (Handstück von Aufschlusspunkt 156) mit dunkelgrüner Farbe und mittel- bis grobkörnigem Gefüge.

Lateral können die Gangintrusionen häufig parallel zu den Höenschichtlinien unter dem Hangschutt verfolgt werden. Im Allgemeinen keilen die Gänge im Streichen jedoch schnell aus. Die laterale Verfolgbarkeit bzw. Ausdehnung der Metagabbrointrusionen kann durchschnittlich mit zirka 100 bis 200 m angegeben werden, wobei im Teilgebiet 2 – Atzing gabbroide Gänge auch über längere Strecken im Streichen aufgeschlossen sind.

Die Metagabbros weisen im Normalfall keine metamorphogene Schieferung bzw. primär magmatische Schichtung auf und sind massig ausgebildet. Häufig finden sich aber zahlreiche Klufflächen, die ausgeprägte Kluftscharen bilden. Der mittlere Trennflächenabstand beträgt bei den Gesteinen der Metagabbro-Formation zirka 20 bis 50 cm.

Störungsflächen mit Bewegungslinearen sind selten anzutreffen. Die Handstücke der Metagabbros zeigen deutlich disseminierte, dunkle Erzphasen bei denen es sich eventuell um primär magmatisch entstandene Magnetite(?) oder Ilmenite(?) handelt. Zusätzlich finden sich auch innerhalb der Metagabbros sekundär metamorphe Quarzmobilisate, die ebenfalls vererzt sind. Als sekundäre Erzphasen werden Sulfidminerale wie Pyrite, etc. vermutet.

12.2.3 Metatuff

Bei den Gesteinen der Metatuff-Formation handelt es sich um feinkörnige, dunkelgrün ausgebildete, pyroklastische Vulkanauswurfsprodukte. Lithologien die der Metatuff-Formation zugerechnet werden fallen durch ein stark geschiefertes Gefüge und dunkle Phänokristalleinsprenglinge auf und finden sich im bearbeiteten Gebiet ausschließlich im Liegenden des Teilgebietes 2 – Schernergraben, direkt im Bereich oberhalb der Einmündung des Schernergrabens in die Saalach bzw. westlich vom Gehöft Maurach (Aufschlusspunkt 404, siehe Kartenbeilage 1).

Aufgrund des feinkörnigen Gefüges ist eine Abschätzung des genauen Mineralbestandes und der Korngrößen schwierig. Innerhalb des vermutlich chloritreichen, dunkelgrünen bis grauen Gefüges sind aber bis zu 10 mm große, schwarzgrüne bis schwarzbraune Pyroxeneinsprenglinge (Augit?) mit typischen Kristallformen, Spaltwinkeln und Glanz auf den Spaltflächen makroskopisch zu erkennen (siehe Abb. 58 und Abb. 59).



Abbildung 58: Graugrüner, fein geschieferter Metatuff mit dunklen Pyroxeneinsprenglingen, Handstück vom Aufschlusspunkt 404, Kartenbeilage 1.



Abbildung 59: Detailaufnahme des Metatuffhandstücks vom Aufschlusspunkt 404 mit größeren, schwarzen Pyroxeneinsprenglingen (Augit?).

Hellere bis weiße Gesteinsbereiche mit bis zu 2 mm Länge sind karbonatisch ausgebildet. Möglicherweise handelt es sich hierbei um bereits umgesetzte bzw. metamorph umgewandelte Feldspateinsprenglinge oder um vulkanisch ausgeworfene Aschefetzen. Sedimentär eingetragenes Material (z.B.: größere, gut gerundete Quarzkörner bzw. detritäre Muskovite) sind in den Gesteinen der Metatuff-Formation nicht anwesend.

Die Metatuffe weisen entsprechend dem generellen Einfallen des Arbeitsgebietes eine söhliche bzw. eine sehr flache Richtung Nord-Nordwesten einfallende Lagerung auf. Eine deutliche Schieferung wird durch die Einregelung der Schichtsilikate (i.A. Chlorite) hervorgerufen und entspricht der primären Schichtung der Vulkanoklastika. Als Schichtung treten in der Metatuff-Formation hauptsächlich dünnbankige Lagen auf, wobei die Schichtungsmächtigkeit im Mittel zwischen 10 und 40 cm liegt (siehe Abb. 60 und 61).



Abbildung 60: Stark geschieferter, söhlig gelagerter Metatuff mit dünnbankiger Schichtung, Blickrichtung Nordwesten, Aufschlusspunkt 404, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 61: Weniger stark geschieferte, massigere Lagen im Metatuffaufschluss, Blickrichtung Südwesten, Aufschlusspunkt 404, siehe Kartenbeilage 1.

Eingeschaltet in die durchgehend aufgeschlossene Abfolge der Metatuff-Formation (40 m Mächtigkeit) finden sich geringmächtige, konkordante Tonschiefer- und Metasandsteinlagen mit durchschnittlichen Mächtigkeiten von 5 bis 10 cm. Die Grenzen sind stratigraphisch bzw. teilweise fließend ausgebildet. Generell scheinen die Metatuffe tektonisch gering beansprucht (wenige Störungen) und nur schwach klüftig zu sein (Kluft-Trennflächenabstand zirka 40 bis 50 cm), wobei in erster Linie steil stehende Kluftflächen die Schichtpakete begrenzen. Im Hangenden der Metatuffabfolge im südlichen Schernergraben findet sich eine konkordant eingeschaltete Gabbrolage mit einer Mächtigkeit bis zu 5 m (siehe Kapitel 12.2.2 – Metagabbro).

12.2.4 Metatuffit

Die Gesteine der Metatuffit-Formation wurden bei den Begehungen im Gelände nicht angetroffen und konnten nur anhand der Dünnschliffmikroskopie als separate Formation ausgewiesen werden (siehe Kapitel 21.1.2 – Mikroskopische Untersuchung). Anstehend finden sich Metatuffite nur in der Bohrung VH4/01, lfm. 5,10 bis 82,70 wechsellagernd mit siliziklastischen Abfolgen im zentralen Bereich des Teilgebietes 1 – Schernergraben.

12.2.5 Metasandstein

Die Klastika der Metasandstein-Formation zeigen hell- bis dunkelgraue, teilweise graubraune Färbungen und sind zumeist massig ausgebildet. Die Gesteine weisen allgemein einen hohen Quarzgehalt auf und vereinzelt lassen sich makroskopisch feinkörnige, detritäre Glimmer (Serizit/Muskovit) bestimmen.

Die Korngrößen der klastischen Komponenten liegen vorwiegend im Bereich von fein- bis mittelsandig (0,063 bis 0,63 mm), untergeordnet finden sich auch schluffige (0,002 bis 0,063 mm) bis grobsandige (0,63 bis 2,0 mm) Korngrößen. Aufgrund einer schwachen metamorphen Überprägung und der überwiegend sandigen Kornfraktion können die klastischen Sedimentabfolgen als Metasandsteine bezeichnet werden. Die schwach metamorphe Überprägung der Metasandsteine äußert sich in einer Chlorit-Mineralneubildung, welche die Gesteine häufig grünlich erscheinen lässt. Die Gesteine der Metasandstein-Formation zeigen im Vergleich zu den Gesteinen der Diabas-Formation durch eine Einregelung der Schichtsilikate (i.A. Chlorit und Serizit) vermehrt eine leicht ausgebildete Schieferung, an deren Schieferungsflächen durchgängig ein serizitischer Glanz ausgebildet ist.

Als primäre Sedimentationsmerkmale sind innerhalb der Metasandstein-Formation oft dünnbankige (10 bis 40 cm), sowie dickbankige (40 bis 80 cm) Schichtungen erhalten. Die Metasandsteine sind oft schwach klüftig bis klüftig ausgebildet und stellenweise sind kompakte, massig ausgebildete Bereiche sehr hart. Eingeschaltet in die Gesteine der Metasandstein-Formation finden sich siltige bis tonige Zwischenlagen mit stark variablen Mächtigkeiten (cm bis 10er m). Durchgehende, bis zu 150 m mächtige Abfolgen von Metasandsteinen mit tonigen Einschaltungen finden sich im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes, südlich der Jahnöhütte, im Bereich Lindlgraben und Schernergraben, westlich der Gstallneralm und südöstlich der Gadenstättalm (siehe Abb. 62, 63, 64 und 65).



Abbildung 62: Aufschlusspunkt 110 westlich des Schernergrabens (zirka 3 Meter Aufschlusshöhe) mit einer Wechselfolge von mächtigen Metasandstein- und geringmächtigen Tonschieferlagen, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 63: Detailaufnahme des Aufschlusspunktes 110 mit einer geringmächtigen dunklen, tonigen Einschaltung zwischen zwei graugrünen Metasandsteinbänken mit zirka 40 cm Mächtigkeit.



Abbildung 64: Stark geklüfteter bis stark zerlegter Metasandsteinaufschluss mit geringen Trennflächenabständen unterhalb der Jahnhütte, Aufschlusspunkt 180, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 65: Wechsellagerung zwischen Tonschiefer und Metasandstein mit leicht in Richtung Südwesten gekippter Schieferung/Schichtung, Aufschlusspunkt 202, siehe Kartenbeilage 1.

Generell sind die Grenzen zwischen der Metasandstein-Formation und den eingeschalteten Tonschiefern, sowie zu den basischen Vulkaniten als stratigraphisch zu betrachten, wobei eine söhliche bzw. leicht nach Norden bzw. Westen einfallende Lagerung beobachtet werden kann. Im Aufschluss anstehende Grenzen zwischen der Metasandstein-Formation und der Tonschiefer-Formation sind häufig zu beobachten. Grenzen zwischen der Diabas- und der Metasandsteinformation sind anstehend kaum aufgeschlossen. Lokal können die Schichtung der Metasandsteine und der Tonschiefer bzw. die Grenzen zwischen der beiden Formationen durch Tektonik verstellt bzw. verkippt sein.

Vereinzelt gibt es in den Metasandsteinen primär eingesedimentierte Erzminerale bei denen es sich wahrscheinlich um Fe-Sulfide (Pyrit?, Magnetkies?) handelt. Häufiger sind Vererzungen entlang von sekundär-metamorphen Quarz- und Kalzitmobilisaten in Gängen oder Kluffüllungen anzutreffen. Bei den sekundären Vererzungen handelt es sich wahrscheinlich ebenfalls um Pyrit(?) und Magnetkies(?), und untergeordnet auch um Kupferkies(?) (vgl. Kapitel 21.1.2 – Mikroskopische Untersuchung).

Zusätzlich werden im Arbeitsgebiet, im Teilgebiet 1 – Schernergraben, nördlich von Aufschlusspunkt 305 Metasandsteine mit grobsandigen (0,63 bis 2,0 mm) bis feinkiesigen (2,0 bis 6,3 mm) Komponenten angetroffen (vgl. Kapitel 21.1.1 – Makroskopische Beschreibung). Die grobklastischen Metasandsteine konnten bei den Begehungen im Gelände nur durch Lesesteine, jedoch nicht anstehend nachgewiesen werden. Bei den grobsandigen bis feinkiesigen Metasandsteinen handelt es sich möglicherweise um grobklastische Rinnenfüllungen (eventl. Konglomerate) innerhalb der Metasandsteinformation, die in der sedimentologischen Faziesinterpretation der Wildschönauer Schiefer nach Heinisch (1986) der Rinnenfazies innerhalb der Turbiditfolge zugerechnet werden können (vgl. Kapitel 10.1.1 – Stratigraphie der westlichen Grauwackenzone).

12.2.6 Tonschiefer

Zu dieser Formation zählen vorwiegend grau-braune, untergeordnet auch schwarze, organikreiche, feinklastische Sedimente. Die Feinklastika weisen höhere Ritzhärten auf (Ritzen Stahl), was auf einen hohen Quarzgehalt hindeutet. Aufgrund der niedrig-gradigen Metamorphose weisen die feinklastischen Sedimente eine deutliche Schieferung und metamorphe Mineralneubildungen auf. An den Schieferungsflächen verursachen feinkörnige, serizitische Glimmer einen seidigen Glanz. Feine, rostrote Zwischenlagen entstehen durch die Verwitterung von Fe-haltigen Mineralen (i.A. Pyrit?). Durchschnittlich zeigen die Schieferungsflächen einen Abstand von zirka 1 mm. Phyllitische Tonschiefer mit Schieferungsabständen < 0,5 mm sind weniger häufig anzutreffen (siehe Abb. 66 und Abb. 67).



Abbildung 66: Feingeschieferter bis phyllitischer, grauer Tonschiefer mit braun-roten Fe-Oxidationen entlang der Trennflächen, Aufschlusspunkt 228, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 67: Söhlig gelagerter bzw. flach in Richtung Nord-Nordwest einfallender, grauer Tonschiefer, Aufschlusspunkt 284, siehe Kartenbeilage 1.

Die Tonschiefer weisen im Vergleich zu den Metasandsteinen eine dünnbankigere Schichtung auf, wobei die durchschnittlichen Schichtungsmächtigkeiten bei zirka 5 bis 10 cm liegen. Die Gesteine der Tonschiefer-Formation weisen in der Regel geringe Kluft-Trennflächenabstände von zirka 5 bis 10 cm auf und sind somit als klüftig zu bezeichnen. In tektonisch stärker bewegten Bereichen sind auch stärkere Zerlegungsgrade erkennbar.

Tonschieferabfolgen mit größeren Mächtigkeiten sind vorwiegend im Bereich westlich des Schernergrabens und südlich der Jahnhütte aufgeschlossen. Vor allem im Liegenden des Arbeitsgebietes finden sich vermehrt feingeschieferter bis phyllitische Partien innerhalb der Tonschiefer-Formation. Sowohl innerhalb der Metasandstein-Formation, als auch innerhalb der Diabas-Formation finden sich häufig Tonschiefer einschaltungen unterschiedlicher Mächtigkeiten. Die Diabase des östlichen Arbeitsgebietes (Teilgebiet 2 – Atzing) werden immer wieder durch geringmächtige Tonschieferlagen unterbrochen, Metasandsteine nehmen innerhalb dieser Abfolgen nur eine untergeordnete Rolle ein (vgl. Kapitel 17.2 – Kernbohrungen Teilgebiet 2 - Atzing).

Da die Gesteine der Tonschiefer-Formation im Vergleich zu den Metasandsteinen und zu den Diabasen als inkompetent zu bezeichnen sind, erfolgen tektonische Bewegungen hauptsächlich entlang von Tonschieferhorizonten. Aufgrund der tektonischen Beanspruchung sind primäre Sedimentstrukturen nur in seltenen Fällen erhalten (siehe Abb. 34). Zahlreiche, konkordante Störungsflächen sind innerhalb von Tonschieferzwischenlagen ausgebildet und deuten somit auf ein laterales Zergleiten der sählig gelagerten Schichten hin. Stärker tektonisch beanspruchte Tonschiefer zeigen Störungen, die als Harnischflächen mit Striemungslinien und teilweise Abrisshäkchen ausgebildet sind. Feinste Knickfältelungen und SC-Gefüge deuten ebenfalls auf eine tektonische Beanspruchung hin (siehe Abb. 68, 69, 70 und 71).



Abbildung 68: Primäre Sedimentationsstrukturen in einer Wechselfolge von dunklem Tonschiefer (Tonstein) und hellem Metasandstein, Aufschlusspunkt 383, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 69: Phyllitischer Tonschiefer mit feiner Knickfältelung und serizitischem Glanz auf den Schieferungsflächen, Aufschlusspunkt 102, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 70: Massig ausgebildeter Tonschiefer mit rostroten Verwitterungsfarben, Aufschlusspunkt 382, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 71: Detailaufnahme des Aufschlusspunktes 382 mit sählicher Schichtung und diagonaler Schieferung (SC-Gefüge).

Da die Tonschiefer in der Regel als Wasserstauer fungieren, sind schwache Quellaustritte und Vernässungszonen in vielen Fällen in der näheren Umgebung von Tonschieferaufschlüssen und Tonschieferzwischenlagen anzutreffen (siehe Kapitel 14 - Hydrogeologie im Arbeitsgebiet).

12.2.7 Kalk(-marmor)

Die Gesteine der Kalk(-marmor)-Formation wurden nur an zwei Aufschlusspunkten (Aufschlusspunkt 205 und 419) im gesamten Kartiergebiet angetroffen. Die Aufschlusspunkte 205 und 419 befinden sich im Übergangsbereich zwischen Teilgebiet 1 – Schernergraben und Teilgebiet 2 – Atzing, im nördlichen Teil des Lindlgrabens, südlich der Gstallneralm (Aufschlusspunkt 419), bzw. südlich der Gadenstättalm (Aufschlusspunkt 205).

Bei beiden Aufschlüssen handelt es sich um linsenartig in die siliziklastische Abfolge (vorwiegend Metasandsteinabfolgen) eingeschaltete „Blöcke“, die möglicherweise als Olistholithe in Beckenfazies eingeglimmt sind. Eine Zuordnung der karbonatischen Einschaltungen zur Tiefschwellenfazies (Klingler Kar-Formation) gemäß Heinisch (1986) wird ausgeschlossen.

Die Einschaltungen bestehen aus kalzitischem (reagiert heftig mit HCl), metamorph überprägtem, rekristallisiertem Karbonatgestein und zeigen an exponierten Oberflächen grusige Verwitterungsbeläge. Die Färbung der massig ausgebildeten Karbonatgesteine ist an den Verwitterungsflächen grau-blau bis weißgrau ausgebildet. Weder eine Schichtung/Bankung, noch Klüftungen und Störungen sind innerhalb der karbonatischen Einschaltungen anzutreffen.

Die nördliche Einschaltung (Aufschlusspunkt 419) ist gegenüber der südlichen Einschaltung deutlich größer und mächtiger ausgebildet und weist eine laterale Ausdehnung von zirka 100 bis 150 m bei einer Mächtigkeit von zirka 20 bis 40 m auf. Bei der kleineren, südlichen Einschaltung (Aufschlusspunkt 205) beschränkt sich die Ausdehnung auf die Aufschlussgröße (25 m Aufschlussbreite, 4 m Aufschlusshöhe) und sie kann im Gelände lateral nicht verfolgt werden (siehe Abb. 72 und 73).



Abbildung 72: Linsenartige Kalk(-marmor)einschaltung in der siliziklastischen Abfolge (vorwiegend Metasandstein) im Nordteil des Lindlgrabens, Aufschlusspunkt 205, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 73: Detailaufnahme der massig ausgebildeten, karbonatischen Einschaltung mit vergruster, blaugrauer bis grauweißer Oberfläche, Aufschlusspunkt 205, siehe Kartenbeilage 1.

13. Tektonik

Allgemein spiegeln die paläozoischen Formationen im Arbeitsgebiet das generelle Ost-West-Streichen der Nördlichen Grauwackenzone wider, wobei am häufigsten ein flaches Einfallen in Richtung Norden bzw. Nord-West und Nord-Ost zu beobachten ist. Lokal sind auch andere Streichrichtungen, die teilweise rechtwinkelig zur Hauptstreichrichtung stehen, festzustellen. Neben dem mehr oder weniger konstanten Nordeinfallen ist im Kartiergebiet ein Einfallen in Richtung Nordwesten wiederholt zu beobachten. In Bereichen sehr flacher bis söhligler Lagerung ist oft eine gekippte Lagerung zu erkennen. Die Einfallsrichtung dreht dann in Richtung Süden bzw. Südosten/Südwesten und zeigt steilere Einfallswinkel als die nord bzw. nordwest einfallenden Schichten.

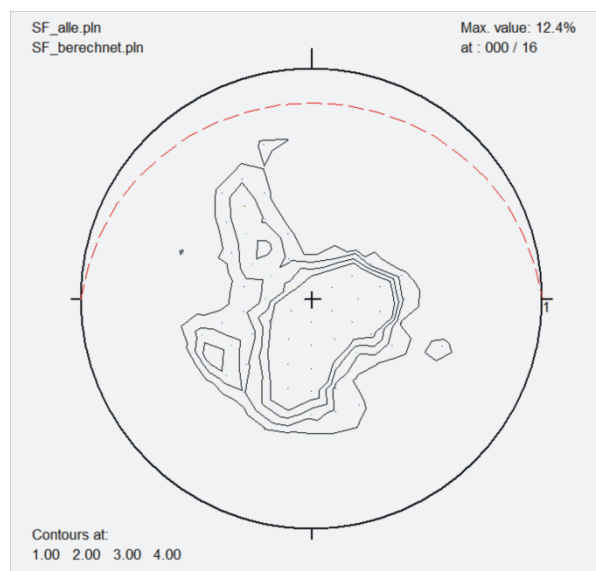


Abbildung 74: Konturplot der Schieferungs- und Schichtungsflächen im gesamten Arbeitsgebiet. Auch hier wird die flache Lagerung deutlich. Der rot-strichlierte Großkreis stellt den mittleren Einfallswert der Schieferungs- bzw. Schichtungsflächen dar, insgesamt 105 Messwerte.

Die Abbildung 74 spiegelt das söhlig bis flache Generaleinfallen der Schieferung/Schichtung in Richtung Norden bzw. Westen wider, wobei die Schieferung generell der Schichtung entspricht ($SS=SF$). Der Einfallswinkel liegt im Kartiergebiet zumeist zwischen söhlig (0 bis 10 Grad) und flach (10 bis 30 Grad). Mittelsteile Einfallswerte (30 bis 60 Grad) werden nur vereinzelt in stärker gestörten, tektonisch verstellten Bereichen angetroffen und sind häufig mit einer gekippten Lagerung in Richtung Süden bzw. Südosten und Südwesten verbunden.

Die Auswertung des Kontur-Plots der Schieferungs- und Schichtungsflächen ergibt eine bevorzugte Orientierung in Richtung SF 000/16 (siehe Abb 74). In der Arbeit von Vinzenz (2002) wird für die Diabase des Teilgebietes 2 – Atzing die bevorzugte Orientierung der Schichtung/Schieferung mit SF 005/23 angegeben. Das generelle Einfallen der Schichten zeigt hier ebenfalls in Richtung Norden, wobei leicht steilere Einfallswinkel festzustellen sind.

Um die struktureologischen Daten der verschiedenen Lithologien besser aufzulösen zu können, werden, insbesondere für die Diabase, die Trennflächen (Schichtungs-, Kluft- und Störungsflächen) getrennt voneinander betrachtet und ausgewertet. Die Diabase werden gesondert dargestellt (grüne Farbe), während die struktureologischen Merkmale der Metagabbro-, Metasandstein- und der Tonschieferformation zusammengefasst werden (dunkelgrüne Farbe für die Metagabbro-Formation, braune Farbe für die Metasandstein-Formation und graue Farbe für die Tonschieferformation).

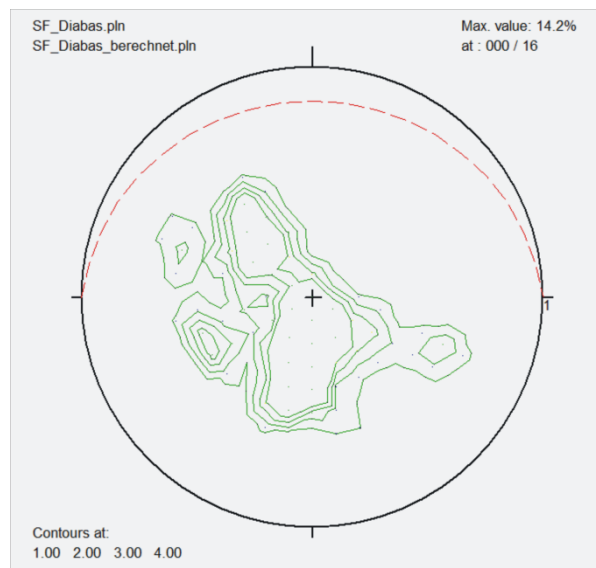


Abbildung 75: Konturplot der Schieferungs- und Schichtungsflächen der Diabase im gesamten Arbeitsgebiet. Es zeigt sich eine flache, generell Richtung Norden einfallende Lagerung. Der rot-strichlierte Großkreis stellt den mittleren Einfallswert der Schieferungs- bzw. Schichtungsflächen dar, insgesamt 46 Messwerte.

Insbesondere die Gesteine der Diabas-Formation weisen ein relativ konsistentes Einfallen mit einem flachen Einfallswinkel von unter 30 Grad auf (siehe Abb. 75). Der Großteil der Diabase zeigt ein nach Norden bzw. Nord-Nordwest und Nord-Nordost gerichtetes Einfallen. Seltener finden sich flach gelagerte, in Richtung Westen und Osten gekippte Schichten. Tektonisch beanspruchte, mittelsteil in Richtung Südosten einfallende, ebenfalls gekippte Schichten innerhalb der Diabas Formation sind nur im Norden des Teilgebietes 1 – Schernergraben und im Süden des Teilgebietes 2 – Atzing vorhanden.

Die Auswertung des Kontur-Plots der Schieferungs- und Schichtungsflächen aller Diabase im Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen ergibt eine bevorzugte Orientierung in Richtung SF 000/16. Dieser berechnete Wert entspricht annähernd dem von Vinzenz (2001) für die Diabase im Teilgebiet 2 – Atzing angegebenen Berechnungswert von SF 005/23.

Die Gesteine der Metagabbro-Formation, der Metasandstein-Formation, sowie der Tonschiefer-Formation, weisen im gegenständlichen Arbeitsgebiet neben dem generell flachen Einfallen in Richtung Norden häufig eine flache Lagerung auf, die in Richtung Westen bzw. in Richtung Nordosten und Osten geneigt ist. In der Abbildung 76 werden die Gesteine der Metagabbro-Formation, der Tonschiefer-Formation und der Metasandstein-Formation in einem Kontur-Plot zusammengefasst. Die berechneten Einfallswerte werden jedoch für die Formationen (Metagabbro = grün-strichlierter Großkreis, Metasandstein = braun-strichlierter Großkreis und Tonschiefer = grau-strichlierter Großkreis) separat dargestellt.

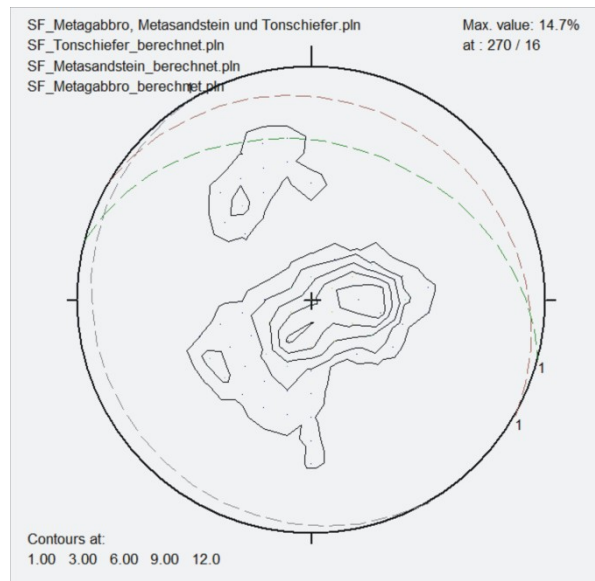


Abbildung 76: Konturplotdarstellung der Schieferungsflächen der Metagabbros, der Metasandsteine und der Tonschiefer im gesamten Arbeitsgebiet. Die strichlierten Großkreise stellen den mittleren Einfallswert der Schieferungs- bzw. Schichtungsflächen dar (Metagabbro = dunkelgrün, Metasandstein = braun und Tonschiefer = grau), insgesamt 59 Messwerte.

Generell weisen die Gesteine der Metagabbro- und der Metasandstein-Formation, ähnlich wie die Diabase, vorwiegend ein flaches Einfallen in Richtung Norden bzw. in Richtung Nord-Nordost auf. Anhand der Kontur-Plot-Darstellung lässt sich für die Gesteine der Metagabbro- und der Metasandstein-Formation ein mittlerer Einfallswert von SF 015/33 bzw. SF 020/16 berechnen (dunkelgrüner bzw. brauner, strichlierter Großkreis, siehe Abb. 76), die ebenfalls dem flachen Nordeinfallen der Diabase entsprechen.

Mittelsteile (30 bis 60 Grad), in Richtung Süden bzw. Südosten einfallende Schichten sind innerhalb dieser Lithologien, vor allem aber in den Metasandsteinen, ebenfalls nur im Hangenden des Teilgebietes 1 – Schernergraben und im Liegenden des Teilgebietes 2 – Atzing zu erkennen. Auch hier sind tektonische Beanspruchungen für die Verstellung der Schichtung/Schieferung verantwortlich (vgl. Diabase).

Bei den Gesteinen der Metagabbro-Formation sind ebenfalls tektonisch verstellte, mittelsteile Einfallswinkel zwischen 30 und 60 Grad zu beobachten, die sowohl mit einem Einfallen in Richtung Norden, als auch in Richtung Westen einhergehen. Die verstellten Einfallswinkel bzw. Orientierungen sind auch bei den Gesteinen der Metagabbro-Formation nur im Liegenden des Teilgebietes 2 – Atzing anzutreffen (vgl. Diabase und Metasandsteine).

Aufgrund stärkerer tektonischer Beanspruchung bzw. eines inkompetenten Gesteinsverhaltens der Tonschiefer, zeigen insbesondere diese Gesteine im gesamten Arbeitsgebiet ein verstelltes Einfallen in Richtung Westen und Osten, bzw. eine in Richtung Süden gekippte, flache Lagerung. SF 240/11 wurde als mittlerer Einfallswert für die Gesteine der Tonschiefer-Formation berechnet (grau strichlierter Großkreis, siehe Abb. 76).

In allen Lithologien im Arbeitsgebiet sind zahlreiche Klüfte zu erkennen. Die nachfolgenden Abbildungen 77 und 78 zeigen die Orientierung von Klufflächen innerhalb der Diabas- und der Metagabbro-Formation und innerhalb der Metaklastika (Metasandstein- und Tonschieferformation) dargestellt als Kontur-Plot. Eine bevorzugte Orientierung der Klufflächen für die jeweilige Lithologie lässt sich für das gesamte bearbeitete Gebiet jedoch kaum eindeutig definieren. Für die Gesteine der Diabas-Formation werden zusätzlich drei vermutete Klufscharen dargestellt (rote, strichlierte Großkreise, siehe ebenfalls Abb. 77).

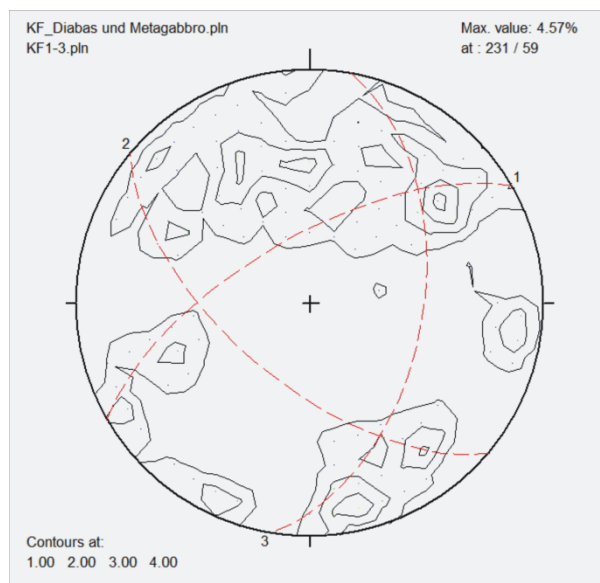


Abbildung 77: Kontur-Plot-Darstellung der Klufflächen der Diabase im Arbeitsgebiet. Es zeigen sich vorwiegend steil stehende Klüfte, wobei eine bevorzugte Orientierung kaum festzustellen ist, insgesamt 80 Messwerte.

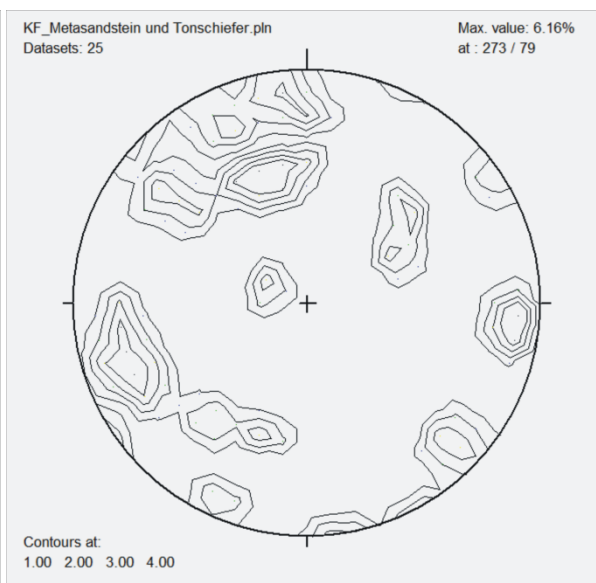


Abbildung 78: Kontur-Plot-Darstellung der Klufflächen der Metasandsteine und der Tonschiefer im Arbeitsgebiet. Zusätzlich sind zwei vermutete Klufscharen (K_1 und K_2) ausgewiesen, insgesamt 25 Messwerte.

Das Erkennen einer bevorzugten Orientierung der Klufflächen bzw. das Bestimmen eines Klufflächensystems ist zumeist nur im Aufschlussmaßstab möglich (siehe Abb. 79 und 80). Die aus dem Konturplot der Abbildung 77 hervorgehenden, vermuteten Kluffscharen entsprechen häufig im Aufschlussmaßstab einem zusammengehörenden Klufflächensystem.



Abbildung 79: Klufflächensystem mit 3 unterschiedlichen Orientierungen im Diabas, KF_1 321/68, KF_2 216/68, KF_3 115/57, Aufschlusspunkt 353, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 80: Klufflächensystem mit 3 unterschiedlichen Orientierungen im Diabas, KF_1 347/66, KF_2 226/56, KF_3 082/45, Aufschlusspunkt 134, siehe Kartenbeilage 1.

Die nachfolgenden Abbildungen 81 und 82 zeigen einen Trennflächenverschnitt zwischen Schichtungs- bzw. Schieferungsflächen und zwei Kluffscharen.



Abbildung 81: Trennflächenverschnitt zwischen Schichtungs- bzw. Schieferungsflächen (SF 314/26) und zwei Kluffscharen (KF_1 060/80 und KF_2 176/50), Aufschlusspunkt 177, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 82: Trennflächenverschnitt zwischen Schichtungs- bzw. Schieferungsflächen (SF 017/16) und zwei Kluffscharen (KF_1 086/69 und KF_2 226/50), Aufschlusspunkt 296, siehe Kartenbeilage 1.

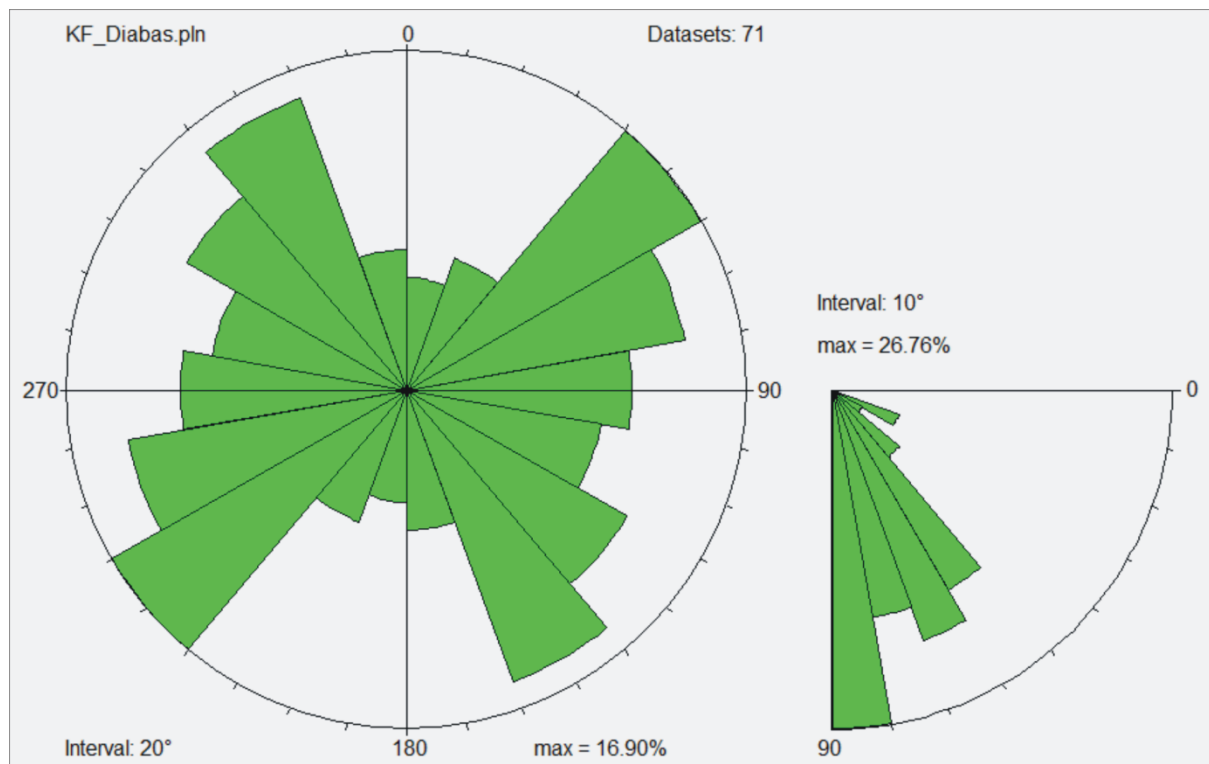


Abbildung 83: Klutfrosen-Darstellung der Klufflächenorientierung innerhalb der Diabasgesteine im Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen. Neben zwei Hauptorientierungsrichtungen der Klufflächen in nord-nordwest-süd-südöstlicher Richtung und in ost-nordost-west-südwestlicher Richtung ist generell ein steiles Einfallen der Klüfte von saiger (80 bis 90 Grad) bis steil (60 bis 80 Grad) zu erkennen, insgesamt 68 Messwerte.

Für die Gesteine der Diabas-Formation lassen sich anhand einer Klutfrosen-Darstellung zwei bevorzugte Klufforientierungen feststellen (siehe Abb. 83). Als Klufflächenschar können die in nord-nordwest-süd-südöstlicher Richtung orientierten Klüfte zusammengefasst werden. Eine weitere Klufflächenschar ist in Ost-Nordost-West-Südwest-Richtung orientiert. Nahezu alle Klufflächen innerhalb der Diabas-Formation weisen einen Einfallswinkel zwischen saigerem Einfallen (von 80 bis 90 Grad) und steilem Einfallen (von 60 bis 80 Grad) auf. Nur sehr untergeordnet sind flache (von 10 bis 30 Grad) und mittelsteile Einfallswinkel (von 30 bis 60 Grad) zu verzeichnen.

Massive, großräumige bzw. überregionale Störungs- und/oder Zerrüttungszonen konnten bei den Begehungen im Gelände nicht auskartiert werden. Zahlreiche kleinere Störungen sind vorwiegend im Aufschlussmaßstab anzutreffen, wobei auch häufig Bewegungen entlang der söhlig bis flach gelagerten Schichtungs- und Schieferungsflächen festzustellen sind. Die nachfolgende Abbildung 84 zeigt die Orientierung sämtlicher im Zuge der Kartierung aufgenommenen Störungsflächen als Konturplot-Darstellung. Insbesondere bei den Diabasen sind viele verschiedene Orientierungen der Störungsflächen anzutreffen. Generell sind innerhalb der Metaklastika (Metasandstein und Tonschiefer) häufig Schieferungs- und Schichtungsflächen tektonisch überprägt und als Störungsflächen ausgebildet. Vereinzelt finden sich Bewegungsindikatoren wie Striemen und Abrisshäckchen.

Etwas häufiger anzutreffen ist eine steil in Richtung Südosten einfallende Störungsorientierung, deren berechneter CLAR-Wert laut Konturplot StF 150/69 beträgt (roter, strichlierter Großkreis, siehe Abb. 84).

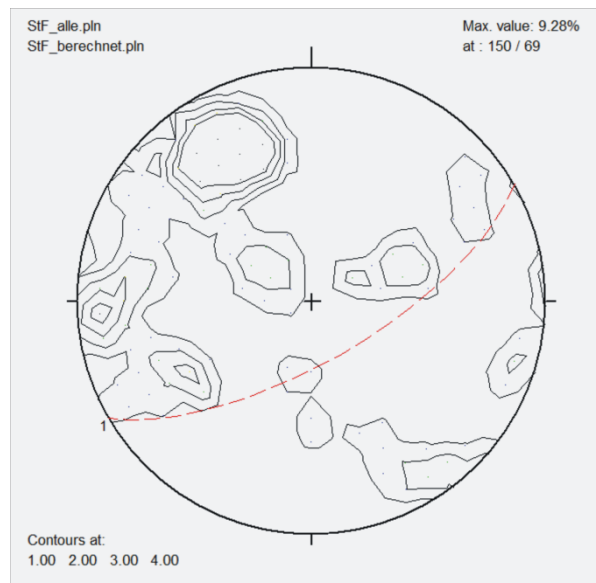


Abbildung 84: Konturplot der Störungsflächen im gesamten Arbeitsgebiet. Auch hier sind die in der Regel steil stehenden Störungen deutlich zu erkennen. Eine maximale Übereinstimmung der Daten aller Störungsflächen wurde mit einem CLAR-Wert von SF 150/69 bestimmt (rot strichlierter Großkreis), insgesamt 47 Messwerte.

Eine sonst übliche Aufteilung in Homogenbereiche ist für das gegenständliche Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen auf Grund einer gemeinsamen geotektonischen Entwicklung nicht erforderlich, da sowohl die Schieferungs- bzw. Schichtungsflächen, als auch die Trennflächen (Kluftflächen und Störungsflächen) mehr oder weniger ähnlich orientiert sind.

Die Lage und Orientierung der Schichtung/Schieferung und des Trennflächengefüges im Arbeitsgebiet würden eine Ost-West-streichende Aufschlussgeometrie, also eine Abbauführung von Richtung Süden her begünstigen. Eine gute Standfestigkeit der Abbauetagen ist vor allem durch die flache, größtenteils Nord gerichtete Lagerung der Schichten zu erwarten. Bei Ost-West streichenden Etagen und einer Abbaurichtung vom Hangenden zum Liegenden wären kaum instabile Lagerungen im Steinbruch zu erwarten. Eine laufende Kontrolle des Schichteinfallens und des Trennflächengefüges mit zunehmendem Aufschließungsgrad bzw. Abbaufortschritt ist unbedingt durchzuführen. Bei einer Änderung des Schichteinfallens (insbesondere bei gekippter Lagerung mit einem Schichteinfallen Richtung Süden bzw. gegen die Abbaurichtung) und/oder des Trennflächengefüges wird angeraten eine Stellungnahme einer geologisch-geotechnisch fachkundigen Person bezüglich der Standsicherheit einzuholen. Gegebenenfalls ist auch die Abbaurichtung entsprechend dem Schichteinfallen zu verschwenken. Insbesondere müssen auch großräumige Störungszonen und heikle Kluftgefüge berücksichtigt und gesondert behandelt bzw. entsprechend gesichert werden.

14. Hydrogeologie

Wie bereits in Kapitel 5 - Geländemorphologie und im Kapitel 8 - Hydrographie im Arbeitsgebiet erwähnt, finden sich zwei in Nord-Süd-Richtung verlaufende Gräben im Arbeitsgebiet. Beide Gräben, sowohl der westliche Schernergraben, als auch der östliche Lindlgraben zeigten zum Zeitpunkt der Begehungen eine Wasserführung. Im Schernergraben lässt sich im Vergleich zum Lindlgraben eine geringere Wasserführung feststellen (subjektiv). Absolute Daten aus Abflussmengen der beiden Gräben existieren nicht und wurden auch nicht im Zuge der Geländebegehungen erhoben. Der Schernergraben zeigt ein tief eingeschnittenes Bachbett im unteren Hangbereich. Der mittlere Hangbereich des Schernergrabens weist ein sehr steiles Gefälle auf, teilweise rinnt das Wasser kaskadenartig über senkrechte Felsnasen (Diabas und Metasandstein). Im oberen Hang speist ein kleinerer Graben in den Schernergraben ein, der am Fuße der Sausteige entspringt.

Der Lindlgraben entspringt westlich der Gadenstättalm und durchfließt ebenfalls steiles Gelände. Zwei kleinere Gerinne stoßen im Mittelhang von Osten her in den Lindlgraben ein. Ein starkes Anschwellen der beiden Gräben während Starkregenereignissen und während der Schneeschmelze ist aufgrund der groben Geschiebefracht anzunehmen.

Neben den im Wasserbuch des Landes Salzburg (2013) eingetragenen Quellen (siehe Kapitel 8 – Hydrographie bzw. Kartenbeilage 6 – Hydrographie im Arbeitsgebiet) wurden im Arbeitsgebiet während der Geländebegehungen weitere, sowohl gefasste, als auch ungefasste Quellen, aufgenommen. Die Verteilung sämtlicher Quellen im Arbeitsgebiet ist in der Kartenbeilage 1 ersichtlich. Bei den ungefassten Quellen handelt es sich durchwegs um kleinere Wasseraustritte, die aufgrund der geringen Ergiebigkeit, bzw. der abgeschiedenen Lage nicht gefasst sind. Die zusätzlich im Arbeitsgebiet aufgenommenen, gefassten Quellen dienen ausschließlich der lokalen Versorgung von Wohnhäusern, Gehöften, Almhütten und Viehtränken.

Als Grundwasserspeicher bzw. Grundwasserleiter sind vor allem die Verwitterungsdecken, respektive die Bodenbildung und der weite Teile des Kartiergebietes bedeckende Hangschutt von Bedeutung. Die, den Untergrund des Arbeitsgebietes aufbauenden Serien der westlichen Grauwackenzone (Metasandstein, Tonschiefer und Metabasite) sind hydrogeologisch als nahezu wasserundurchlässig anzusehen. Insbesondere die Gesteine der Metabasit-Gruppe, zu denen auch die Diabase gerechnet werden, sind durch ihre hohe Resistenz gegen Verwitterung als Grundwasserleiter ungeeignet und bergen daher keine Grundwasserkörper (Fürlinger, 2000). Dennoch können sich in stärker zerlegten, aufgelockerten Bereichen entlang von Störungen und Klüften Wasserwegigkeiten ergeben und so Schichtwasseraustritte bzw. kleinräumige Berg- bzw. Kluftgrundwasserkörper entstehen, die die beschriebenen Quellen speisen. Wasseraustritte sind oft entlang von wasserstauenden Schichten im Liegenden gestörter und geklüfteter Bereiche zu erkennen.

Im Arbeitsgebiet, vor allem im nördlichen bzw. hangenden Teil des Teilegebietes 1 – Schernergraben, sind Schichtwasseraustritte oder Quellaustritte mit geringen Schüttungsmengen in der Regel an wasserstauende Tonschieferlagen und an feingeschieferte Metasandsteine gebunden (siehe Abb. 85 und 86).



Abbildung 85: Quellaustritt im Hangenden einer Tonschieferlage mit geringer Wasserführung, Aufschlusspunkt 323, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 86: Schichtwasseraustritt im Hangenden einer Tonschieferereinschaltung im Metasandstein mit sehr geringer Wasserführung, Aufschlusspunkt 184, siehe Kartenbeilage 1.

Im Nahbereich der Quell- und Wasseraustritte und über wasserstauenden Schichten, ebenfalls vor allem im nördlichen bzw. hangenden Teil des Teilgebietes 1 – Schernergraben und des Teilgebietes 2 - Atzing sind kleinräumige Vernässungszonen mit einer typischen Feuchtgebiet-Vegetation (Petasites hybridus?) zu erkennen (siehe Abb. 87 und 88).



Abbildung 87: Vernässungszone im Bereich von Tonschieferlagen mit typischer Feuchtvegetation (Petasites hybridus?), Aufschlusspunkt 270, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 88: Vernässungszone entlang von einem Grabeneinschnitt mit Quellaustritt im anstehenden Tonschiefer, Aufschlusspunkt 369, siehe Kartenbeilage 1.

Quellaustritte, mit sehr geringen Schüttungsmengen, entlang von Kluft- und Störungsflächen innerhalb der Diabas-Formation sind hingegen nur im Liegenden des Arbeitsgebietes, sowohl im Teilgebiet 1 – Schernergraben und im Teilgebiet 2 – Atzing zu beobachten (siehe Abb. 89 und 90).



Abbildung 89: Quellaustritt mit geringer Wasserführung im geklüfteten Diabas (eventuell mit Pillowstruktur), Aufschlusspunkt 101, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 90: Quellaustritt mit geringer Wasserführung im Hangenden eines massigen Diabasauflusses, Aufschlusspunkt 249, siehe Kartenbeilage 1.

Eine überregionale wasserwirtschaftliche Bedeutung der kleinströmigen Berg- bzw. Kluftgrundwasserkörper im Hangbereich des Arbeitsgebiets ist durch die Verteilung auf eine Vielzahl von kleinen Quellen und Wasseraustritten nicht gegeben. In Abhängigkeit von der Jahreszeit und der Größe der sehr unterschiedlichen Einzugsgebiete (aufgelockerte Abschnitte, Rutschmassen, fluvioglaziale Eisrandstaukörper) sind Schüttungen von weniger als 0,1 Liter pro Sekunde bis wenigen Litern pro Sekunde zu verzeichnen (Fürlinger, 2000).

In den quartären bis rezenten Lockersedimenten der Talfüllungen des Saalachtales sind Porengrundwasserkörper ausgebildet. Während im Glemmtal die Saalach als Vorfluter für dieses Grundwasser fungiert, sinkt der Grundwasserspiegel nach dem Eintritt in die wesentlich stärker übertiefte Zeller Furche um viele Meter unter das weitgehend regulierte Saalachniveau ab. Der Grundwasserkörper teilt sich am Talausgang des Glemmtales in zwei Hauptabströmrichtungen auf. Ein Teil strömt nach Norden in Richtung Saalfeldener Becken, der andere Teil nach Süden zum Zeller See (verändert nach Fürlinger, 2000). Dieser Porengrundwasserkörper wird auch von den Tiefbrunnen der Pinzgauer Molkerei und dem Grundwasserwerk Prielau genutzt. Gemäß Gutachten von Nagl (2002) bzw. unter Kapitel 8 – Hydrographie wird eine Beeinträchtigung dieser Porengrundwasserkörper durch einen Diabasabbau im Teilgebiet 2 - Atzing weitestgehend ausgeschlossen. Ebenso ist eine Beeinträchtigung der Wasserversorgung der Tiefbrunnen der Pinzgauer Molkerei und der Grundwasserwerke Prielau durch einen Diabasabbau in den Teilgebieten 1 – Schernergraben und 3 – Sausteigen nicht anzunehmen.

15. Bergbautätigkeiten und Deponien

Anthropogen veränderte Flächen in Sinne von aufgelassenen Bergbaubereichen, Halden und Deponien können einen hohen Risikofaktor bzw. auch einen enormen Kostenfaktor für das Auffahren eines neuen Bergbaues darstellen. Da im Bereich westlich des Arbeitsgebietes zahlreiche historische Abbaue bekannt sind, wurde bei der Geländeaufnahme ein besonderes Augenmerk auf Bergbau-Verdachtsflächen (aufgelassene Stollen, Pingen, Mundlöcher, Halden, etc.) und auf anthropogene angelegte Deponien gelegt.

15.1 Historische Bergbauaktivitäten

Innerhalb der NGZ zwischen Saalfelden, Zell am See und Mittersill finden sich zahlreiche aufgelassene Kleinbergbaue und historische Schmelzplätze bzw. deren Überreste. Westlich des bearbeiteten Gebietes (vor allem im Bereich entlang des Erzbaches bei Viehhofen) finden sich auch heute noch zahlreiche Spuren historischer Schmelzplätze und auch jüngerer Abbaue mit Scheidehalten und Furchenpingen. In der aktuellen geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 123, Zell am See (GBA, 1995) sind die Bereiche dieser Tätigkeiten als stillgelegte Kupferkiesbergbaue und als anthropogene Halden ausgewiesen (vgl. Kapitel 11, Abb. 14 bzw. Kartenbeilage 2). Eine Karte nach Unger (1973) mit den historischen Fundstellen ist in der Abbildung 91 dargestellt.

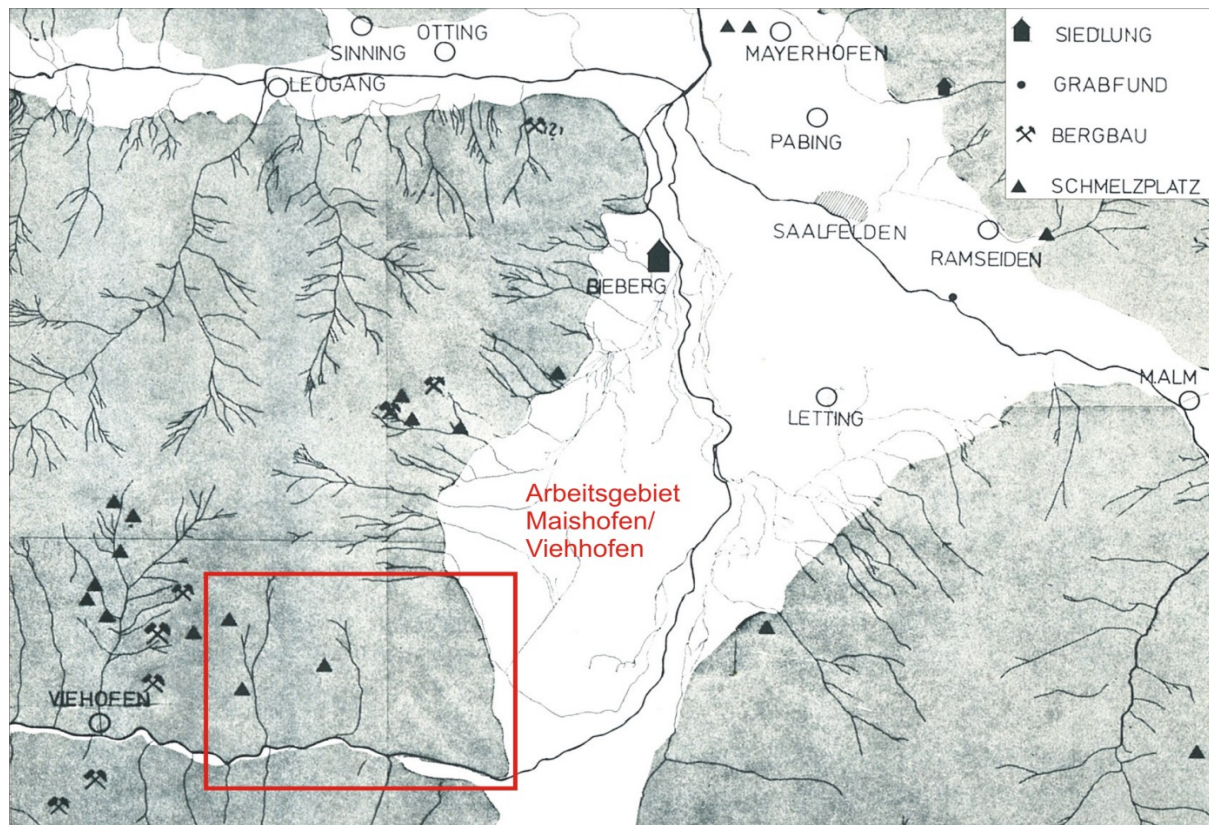


Abbildung 91: Verteilung der historischen Bergbauaktivitäten bzw. deren Fundstellen in der Umgebung des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen (siehe rotes Viereck) verändert nach Unger (1973).

Diese frühen bergbaulichen Tätigkeiten galten vorwiegend dem Abbau und der Verhüttung von schwefelhaltigen Kupfermineralen. Als Erzparagenesen finden sich Kupferkiese, Schwefelkiese, Malachite und geringere Mengen an Bleiglanz und Arsenkies (Unger, 1973). Neben fein disseminierten Erzmineralen innerhalb der häufig anzutreffenden Schiefer und Phyllite konzentrierte sich der historische Abbau wohl in erster Linie auf „Branden“ und Hohlraumfüllungen in Klüften und Störungen. Bei den sogenannten „Branden“ handelt es sich um graphitreiche, Fe-Sulfid-führende Quarzgänge, die aufgrund der oberflächlich anzutreffenden Limonitisierung (Fe-Oxidation) rote Verwitterungsbeläge zeigen. Neben Sulfiderzen, Quarz, Serizit und Chlorit sind häufig auch Fe-reiche Karbonatminerale, wie zum Beispiel Ankerit und Siderit vorhanden.

Bei umfangreichen Geländeaufnahmen samt Grabungsarbeiten wurden durch Preuschen & Pittioni (1956) Bronzegegenstände, 3 Nadeln und diverse Tonscherben im Bereich der Wirtsalm (nördlich von Viehhofen) gefunden. Eine Datierung dieser Gegenstände ergab ein Alter von zirka 1000 v. Chr. Preuschen & Pittioni (1956) legen den Schluss nahe, dass der Bergbau auf die Altbronzezeit (zirka 1800 v. Chr.) zurückgeht, wobei der Abbau zwischen 1000 bis 700 v. Chr. in höchster Blüte gestanden haben dürfte.

Östlich des Teilgebietes 2 – Atzing, zirka 1,5 km nordwestlich von Maishofen findet sich ein aufgelassener Diabas-Steinbruch, der 1939 aufgefahren wurde und bis Ende des 2. Weltkrieges in Betrieb stand. Vom ehemaligen Diabasabbau zeugen heute noch zwei hoch aufragende, steil angelegte Bruchwände.

15.2 Stillgelegte Abbaue und Deponien

Die, westlich des Arbeitsgebietes (entlang des Erzbaches nördlich von Viehhofen) häufig anzutreffenden Überreste historischer Bergbauaktivitäten (siehe Kapitel 15.1 – historische Bergbauaktivitäten) werden im Bereich der Teilgebiete 1 bis 3 nicht vorgefunden.

Vererzte Quarzgänge werden auch im bearbeiteten Gebiet, insbesondere entlang des Scherner- und des Lindlgrabens, sowie entlang des Fahrweges zwischen Jahnütte und Gstallneralm häufig angetroffen, scheinen jedoch nicht abgebaut worden zu sein. Der in der Übersichtskarte von Unger (1973, siehe Kapitel 15.1 – historische Bergbauaktivitäten, Abb. 91) verzeichnete Schmelzplatz nordöstlich des Gadenstätterhofes konnte bei den Begehungen im Gelände im Bereich der Lindlalm als Anthropogenfläche festgestellt werden.

Entlang des östlichen Abhanges des Teilgebietes 2 – Atzing finden sich zwei obertägige Bruchwände eines ehemaligen Diabasabbaues, der im Jahr 1939 aufgefahren wurde (siehe Abb. 92 und 93).



Abbildung 92: Südliche, steil angelegte Diabasbruchwand am Ostabhang des Teilgebietes 2 – Atzing, Aufschlusspunkt 429, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 93: Nördliche, steil angelegte Bruchwand am Ostabhang des Teilgebietes 2 – Atzing, Aufschlusspunkt 431, siehe Kartenbeilage 1.

Als man die Abbautätigkeiten in dem zwischenzeitlich stillgelegten Steinbruch Anfang der 60er Jahre wieder aufnehmen wollte, wurde dies durch die erste österreichische Bürgerinitiative verhindert (Internetquelle 1, 2013). Die bis zu 40 m hohen Bruchwände sind sehr steil, mit einer Generalneigung von 60 Grad angelegt, wobei zumindest die südliche Bruchwand eine mächtige Diabasabfolge aufschließt. Die bestehenden Bruchwände im Ostteil des Teilgebietes 2 – Atzing sind seit Jahrzehnten stabil und stellen keinen Risikofaktor für etwaige Abbautätigkeiten dar.

Im Arbeitsgebiet findet sich zirka 150 m nordwestlich des Hinteren Forsthofes bzw. 250 m südöstlich des Gadenstätter Hofes eine anthropogen angelegte, private Deponie (siehe Kartenbeilage 1). Der Deponiekörper zeigte ein Längen- zu Breitenverhältnis von ungefähr 120 m mal 70 m. Die Deponie ist als Hangdeponie angelegt, die auf der sehr steilen, südgerichteten Talflanke des Glemmtals aufsitzt und eine Verflachung der Hangneigung erreicht. Die Mächtigkeit des Deponiekörpers beträgt im unteren Hangbereich zirka 4 m und nimmt hangaufwärts auf zirka 1 m verlaufend ab, wobei eine generelle Hangneigung von zirka 25 Grad erreicht wird (siehe Abb. 94 und 95).



Abbildung 94: Zirka 120 m langer, 70 m breiter und zirka 4 m mächtiger Deponiekörper nordwestlich des hinteren Forsthofes, Blickrichtung Nordwesten, Aufschlusspunkt 233, siehe Kartenbeilage 1.

Abbildung 95: Größtenteils bereits rekultivierte Deponiefläche mit Bodenaushub als Deponiematerial nordwestlich des hinteren Forsthofes, Blickrichtung Nordosten Aufschlusspunkt 332, siehe Kartenbeilage 1.

Bei dem Deponiematerial handelt es sich um Bodenaushub (Steine und Erde, teilweise durchsetzt mit Wurzeln), wobei vereinzelt auch Baurestmassen angetroffen werden konnten. Das Deponiematerial wurde während den Begehungen per LKW angeliefert und mit einer Schubraupe verteilt bzw. verdichtet und eingebaut. Derzeit sind zirka 50% der Deponie aufgefüllt und bereits wieder rekultiviert worden.

Abgesehen von dieser Deponie wurden im Zuge der Geländebegehungen keine weiteren anthropogenen Deponien bzw. Halden und/oder Altlastenverdachtsflächen angetroffen.

16. Geogene Gefährdungen

Als Ausweisungen im geographischen Informationssystem des Landes Salzburg (SAGIS, 2013) findet sich im bearbeiteten Gebiet am südlichen Hangfuß ein Steinschlagereignis im Bereich eines Wohnhauses, nahe des Hinteren Forsthofes (Glemmerstraße 56). Der Steinschlag (Ablagerungsdimension zirka 50 kg) ereignete sich am 03.05.2001 laut Ereigniskatasterauszug. Weitere Massenbewegungen (Rutschungen, Hangmuren, etc.) sind westlich des Kartiergebiets, im Gemeindegebiet von Viehhofen ausgewiesen.

Im Gefahrenzonenplan der Wildbach- und Lawinenverbauung, 2013 (kurz WLVB, 2013, siehe Kartenbeilage 7 – Gefahrenzonenplan) sind ebenfalls westlich des bearbeiteten Gebietes (Erzbach und Salersbach) Bauverbotszonen (rote Zone) bzw. Gebots- und Vorsorgezonen (gelbe Zonen) der Wildbachausweisung anzutreffen. Für die Bereiche Schernergraben und Lindlgraben sind derzeit keine Ausweisungen gemäß Wildbachausweisung der WLVB

angegeben. Ausweisungen durch Lawinen gefährdeter Bereiche sind im Arbeitsgebiet und in der näheren Umgebung nicht anzutreffen. Die braunen Hinweisbereiche (im Bereich Erzbach bei Viehhofen und zwischen Tennstallgraben und Rottenbach, westlich von Viehhofen) zeigen Flächen die auf andere, als von Wildbächen und Lawinen hervorgerufene Naturgefahren, wie Steinschlag oder Rutschungen hinweisen.

Östlich des Arbeitsgebietes, am Talausgang des Glemmtales, im Ortsgebiet der Gemeinde Maishofen sind mehrere Hochwasserereignisse (August 2002, 1962, 1961, 1959 und 1912), großteils ohne Geschiebefracht, dokumentiert. Westlich des Kartiergebietes, im Gemeindegebiet von Viehhofen sind ebenfalls Hochwasserereignisse in den Jahren August 2002, Juli 1987, 1928 und 1912 aufgezeichnet worden. Im Zuge der Starkregenerereignisse im Mai/Juni 2013 ist die Saalach am 2. Juni 2013 sowohl westlich des Arbeitsgebietes (Gemeindegebiet Viehhofen), als auch östlich des Arbeitsgebietes (Gemeindegebiet Maishofen) über die Ufer getreten, was eine Totalsperre der südlich des Arbeitsgebietes verlaufenden Glemmtal-Landesstraße (L111) verursachte.

Luftgetragene gesundheitsgefährdende Substanzen, nichtatembare Gase oder radioaktive Komponenten sind aufgrund des geologischen Aufbaus des Arbeitsgebietes nicht zu erwarten. Fasermineralartige Kluffüllungen sind im Arbeitsgebiet generell anzutreffen, wobei die meisten Fasermineralkluffüllungen aus Chlorit und Kalzit und untergeordnet Talk aufgebaut sind und somit als harmlos einzustufen sind. In sehr geringen Mengen konnten fibrogene Stoffe, wie Asbestminerale im Zuge der Kartierung in einigen Kluffüllungen angetroffen werden. Bei diesen asbestiformen Mineralphasen handelt es sich in erster Linie um Aktinolith, der gemäß BGBl. II Nr. 477/2003, Chemikalien-Verbotsverordnung 2003 als Asbestart der Amphibolgruppe (CAS-Nr. 77536-66-4) definiert ist, und als gesundheitsgefährdend einzustufen ist (siehe auch BGBl. 324/1990, Asbestverordnung, ÖNORM M9405, ÖNORM M9406 und Grenzwerteverordnung 2011).

Wie bereits in Kapitel 15.1 – Historische Bergbautätigkeiten und 15.2 – Stillgelegte Abbaue und Deponien ausgeführt, sind Überreste früherer Bergbautätigkeiten auf Metallsulfidgängen in der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes anzutreffen. Direkt im Arbeitsgebiet sind jedoch auf Grund der Oberflächenkartierung keine Überreste von Bergbauen, wie Stollen, Halden, etc. festgestellt worden. Als einziger Überrest historischer Bergbauaktivitäten konnte eine kleine anthropogene Verebnungsfläche im Bereich der Lindlalm festgestellt werden, bei der es sich nach Unger (1973) eventuell um einen ehemaligen Schmelzplatz handelt. Die bestehenden Bruchwände im Ostteil des Teilgebietes 2 – Atzing sind seit Jahrzehnten stabil und stellen keinen Risikofaktor für etwaige Abbautätigkeiten dar.

Generell sind aufgrund der steilen Geländeneigung Bewegungen im Hangbereich (insbesondere im Teilgebiet 1 – Schernergraben) anhand der unruhigen, welligen Geländemorphologie zu erkennen (siehe Abb. 96).

Bei diesen Bewegungen handelt es sich vorwiegend um ein oberflächliches Kriechen der Hangschuttmassen (vgl. geologische Karte der Republik Österreich – Blatt 123 – Zell am See, GBA, 1995), seltener sind auch kleinräumige Abrisskanten von Rutschungen zu beobachten (siehe Abb. 97). Besonders in den steilen, teilweise senkrecht aufragenden Felspartien im Teilgebiet 2 – Schernergraben (Höhe 1100 - 1200 m ü.A.) kann es durch den Wechsel von Frost und Tau zur Auflockerung des Gesteinsverbandes kommen, und in weiterer Folge Block- und Felsstürze auslösen.



Abbildung 96: Unruhige, wellige Geländemorphologie mit oberflächlichen Bewegungen im Hangschutt, Aufschlusspunkt 126, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 97: Kleinräumige Abrisskante im anstehenden Tonschiefer (orange Signatur), Breite zirka 4 Meter, Aufschlusspunkt 108, siehe Kartenbeilage 1.

Kritisch zu betrachten ist eine sehr steil stehende und hoch aufragende, in nordwest-südöstlicher Richtung verlaufende Felswand am nordöstlichen Rand des Teilgebietes 2 bzw. östlich der Gstallner- und Gadenstätalm (siehe Abbildung 98, durchgehende rote Abrisskante bzw. Kartenbeilage 3). Diese Felswand ist teilweise als Abrisskante ausgebildet und es ist anzunehmen, dass im Zuge rückschreitender Erosion, vor allem im Zuge von Frost-Tau-Wechseln, Blöcke aus dieser Felswand herausbrechen und in Richtung Nordosten abgehen.

Die in der geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 123 – Zell am See ausgewiesene Abrisskante im Bereich des Teilgebietes 2 – Atzing, südöstlich vom Gehöft Buchach, konnte weder bei den Geländebegehungen, noch durch die Kernbohrungen nachgewiesen werden (vgl. Vinzenz, 2002).

Im westlichen Teil des Arbeitsgebietes (Teilgebiet 1 – Schernergraben und Teilgebiet 3 – Jahnhütte/Gstallneralm) sind aus dem Laserscan Strukturen ableitbar die auf Abrisskanten bzw. Rutschmassen hindeuten (siehe Abbildung 98, strichlierte rote Linie bzw. Kartenbeilage 8). Kleinere, vermutete Abrisskanten finden sich im Bereich des Schernergrabens, nordwestlich der Lindlalm und nordöstlich der Jahnhütte. Eine größere, vermutete Abrisskante verläuft südlich der Jahnhütte auf einer Länge von zirka 1000 m. Im Unterhang der vermuteten Abrisskanten sind eventuell Rutschungs- und Sackungsmassen ausgebildet, die durch eine wellige Geländemorphologie gekennzeichnet sind.

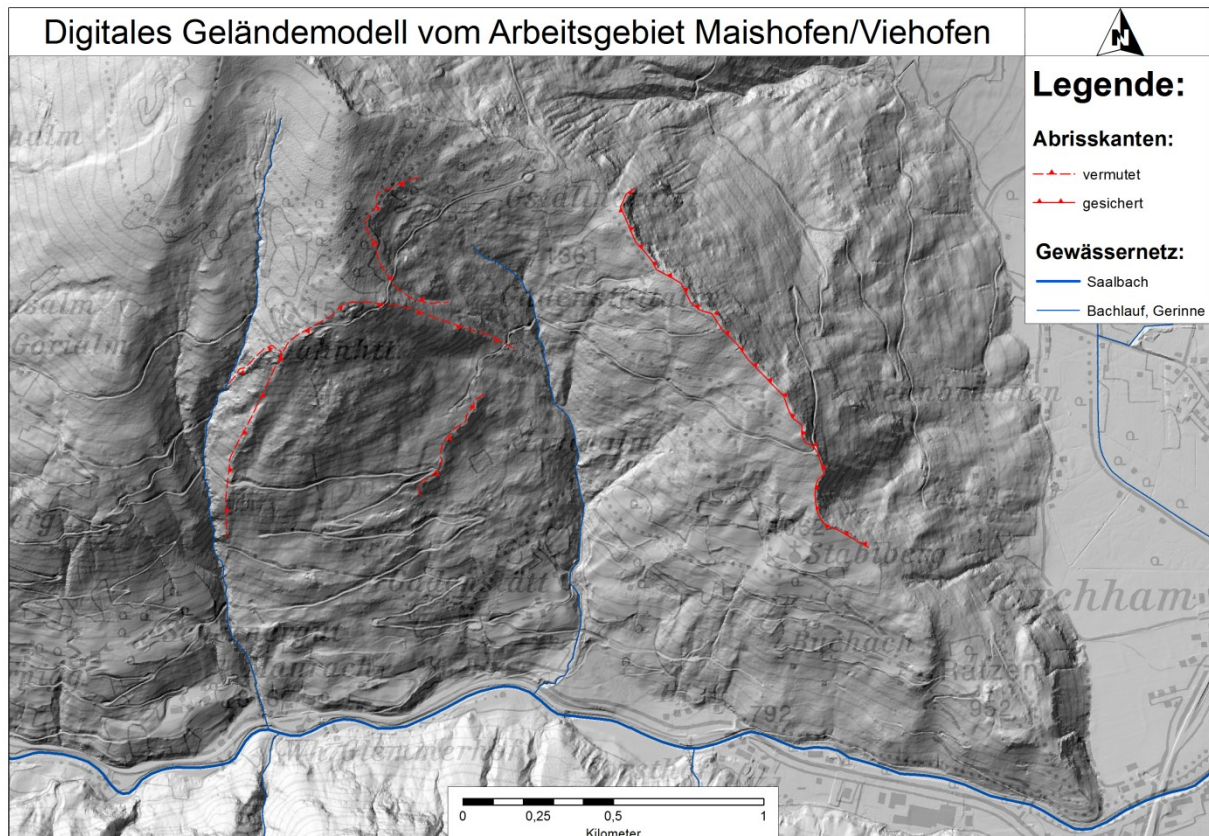


Abbildung 98: Digitales Geländemodell vom Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen, verändert nach SAGIS, 2013. Im nordöstlichen Teil des Arbeitsgebietes (Teilgebiet 2 – Atzing und Teilgebiet 3 – Jahnhütte/Gstallneralm) findet sich eine steil aufragende Felswand die teilweise als Abrisskante ausgebildet ist und Anzeichen einer rückschreitenden Erosion aufweist (rote, durchgehende Linie). Im nordwestlichen Teil des Arbeitsgebietes (Teilgebiet 1 – Schernergraben und Teilgebiet 3 – Jahnhütte/Gstallneralm) sind aus dem Laserscan mehrere großräumige Strukturen (Abrisskanten (rote, strichlierte Linie) und Rutschungsmassen mit welliger Oberfläche) ableitbar, die auf eine Hangbewegung hindeuten.

Generell ist bei glazial übersteilten Talflanken, wie diese auch im Arbeitsgebiet anzutreffen sind, eine Hanginstabilität zu erwarten. Nach dem Rückzug der Gletscherzungen aus den glazial ausgeformten U-Tälern mit steilen Hangflanken fehlt das stützende Widerlager und es kommt häufig zu einem Ausgleich des Hanggleichgewichtes, der sich in Form von großräumigen Hangrutschungen und Bergstürzen äußern kann.

Die aus dem Laserscan ableitbaren Strukturen deuten auf solche Ausgleichsbewegungen hin, konnten jedoch bei den Begehungen im Gelände auf Grund der Hangschuttüberdeckung bzw. des starken Bewuchses nicht als Abrisskante bzw. Rutschmassen identifiziert werden.

Dennoch sollten diese, aus dem Laserscan ersichtlichen, Anzeichen bei weiteren Untersuchungen unbedingt berücksichtigt werden und es sollten diesbezüglich detaillierte Erkundungen durchgeführt werden. Das Einholen einer Stellungnahme einer geologisch-geotechnisch fachkundigen Person bezüglich der Standsicherheit wird insbesondere vor, aber auch während Abbautätigkeiten angeraten.

17. Kernbohrungen

Um eine dreidimensionale Erschließung des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen gewährleisten zu können, wurden gemäß Arbeitsprogramm, welches per Bescheid, Zl. 63.003/14-III/B/10/00, vom 13. März 2000 von der Montanbehörde genehmigt wurde, mehrere Bohrungen abgeteuft. Im Bereich des Teilgebietes 2 – Atzing wurden zwei Bohrungen (B4/00 und B5/00) von der Firma Hagleitner/Rotaqua im Jahr 2000 niedergebracht. Im Jahr 2001 wurden ebenfalls von der Firma Hagleitner/Rotaqua fünf Bohrungen (VH1/01, VH2/01, VH4/01, VH5/01, VH6/01 bzw. VH6A/01) im Teilgebiet 1 – Viehhofen abgeteuft. Sämtliche Bohrungen wurden mit Kerngewinn, jedoch ohne orientierte Kernentnahme hergestellt. Zum damaligen Zeitpunkt erfolgte eine Aufnahme der beiden Bohrungen, die im Teilgebiet 2 – Atzing abgeteuft wurden (B4/00 und B5/00) durch Vinzenz (2002). Die fünf Kernbohrungen aus dem Teilgebiet 1 – Viehhofen wurden damals nicht aufgenommen, jedoch fachgerecht in Kernkisten verpackt und im Bohrkernlager der Firma HWK gelagert. Im Zuge dieser Diplomarbeit wurden die ausständigen Bohrkerne im Jänner 2013 geologisch-lagerstättenkundlich aufgenommen und beprobt. Die Auswertung der Bohrkernproben ist dem Kapitel 21.1 - Mineralogie und Petrologie und dem Kapitel 21.2 - Geochemie zu entnehmen. Die Ergebnisse aus den Aufnahmen sind in der Beilage 2 bis 9 graphisch dargestellt und in Beilage 10 bis 15 photographisch dokumentiert. Die Darstellungen sind an die Vorlagen der ÖNORM B 4400 gelehnt. Zeichen- und Begriffserklärungen können der ÖNORM B4400 bzw. der EN ISO 14688 Teil 1 entnommen werden. Nachfolgend werden die Ergebnisse der Kernbohrungen zusammengefasst und erläutert.

17.1 Teilgebiet 1 – Schernergraben

Die Bohrungen VH1/01, VH2/01, VH4/01, VH5/01, VH6/01 bzw. VH6A/01 wurden im zentralen Bereich des Teilgebietes 1 – Viehhofen abgeteuft. Die Bohransatzpunkte befinden sich entlang der Forststraßen östlich des Schernergrabens. Die Koordinaten und Seehöhen sind der graphischen Darstellung der Bohrungen (Beilage 2 bis 9) zu entnehmen. Die genaue Lage der Bohransatzpunkte ist in der Kartenbeilage 1 dargestellt. Aussagen über etwaige Schicht- und Sickerwasserhorizonte innerhalb der Bohrungen können aufgrund der Aufnahme im Nachhinein nicht getroffen werden. Durch weitere Zerlegung der Bohrkerne im Laufe der Zeit, durch Transport, Forstsprennung, etc. wurde auf die Bestimmung des RQD-Wertes der Bohrkerne verzichtet. Aus diesem Grund ist auch der Grad der Zerlegung des Bohrkernmaterials nur bedingt repräsentativ.

17.1.1 Bohrung VH1/01

Die Bohrung VH1/01 weist eine 0,60 m mächtige Mutterbodenbildung auf. Bis in eine Tiefe von 1,30 m unter GOK folgt eine lockere gelagerte Hangschuttüberdeckung, die sich in erster

Linie aus Diabaskomponenten aufbaut und keine sandig-erdige Matrix aufweist. Bis in eine Tiefe von 4,50 m unter GOK werden dicht gelagerte Hangschuttmassen aus Diabaskomponenten in sandig-erdiger Matrix angetroffen. Eventuell handelt es sich hierbei um einen von rezemem Hangschutt bedeckten Paleoboden. Folglich ergibt sich eine gesamte Lockergesteinsüberdeckung von 4,50 m Mächtigkeit, darunter werden durch die Bohrung VH1/01 anstehende Gesteine aufgeschlossen. Im wesentlichen baut sich die Bohrung aus Metasedimenten unterschiedlicher Korngrößen auf. Diabase werden durch die Bohrung VH1/01 nicht angefahren.

Auf einer Gesamtlänge von 68,30 m laut Bohrkernaufnahme (entspricht 64,00 m laut Bautagesbericht (2001)) wurden, abgesehen von der Boden- und Hangschuttüberlagerung, 29,47 m Tonschiefer, 33,78 m Metasandstein und 0,55 m Quarzgang durchörtert.

Bei den siliziklastischen Abfolgen handelt es sich um phyllitische, schwarze Tonschiefer und um unterschiedlich stark geschieferte Metasandsteine, hauptsächlich fein- bis mittelsandig, untergeordnet auch grobsandig. Die Metasandsteine zeigen eine graue bis teilweise grünliche Färbung und weisen eine große Zähigkeit auf. Wenig verschieferte Bereiche sind massig ausgebildet, gering zerlegt und leicht angewittert. Häufig finden sich feine Quarz- und Kalzitgänge, teilweise auch feinverteilte Pyrite und nadelige Faserminerale, bei denen es sich um aktinolithische Hornblende handelt. Über die gesamte Bohrung kann ein söhliges Einfallen der Schichten (< 10 Grad) beobachtet werden. In einer Tiefe von 35,25 m unter GOK ist eine schichtparallele Störungsfläche vorhanden, die als Spiegelharnisch ausgebildet ist. Zahlreiche, teilweise offen stehende Klüfte (bis zu 5 mm Öffnungsweiten) zeigen unterschiedliche Einfallswinkel.

17.1.2 Bohrung VH2/01

Die Bohrung VH2/01 weist eine geringmächtige Mutterbodenbildung von 0,30 m auf. Bis in eine Tiefe von 15,10 m unter GOK folgt Hangschuttüberdeckung, die sich in erster Linie aus Steinen und Blöcken aufbaut. Den Gesteinsbestand des Hangschutts dominieren Diabaskomponenten, Metasandsteinkomponenten und untergeordnet auch Tonschieferbruchstücke. Bei der Bohrung VH2/01 ist eine mächtige Lockergesteinsüberdeckung von 15,10 m Mächtigkeit zu erkennen, darunter werden anstehende Gesteine aufgeschlossen. Neben der mächtigen Boden- und Hangschuttüberdeckung ist die gesamte Bohrung aus einer Wechselfolge zwischen Tonschiefern und Metasandsteinen aufgebaut. Ab einer Tiefe von 25,10 m unter GOK werden massig ausgebildete Metasandsteine angefahren, die nur durch einen 0,30 m mächtigen Quarzgang unterbrochen sind.

Auf einer Gesamtlänge von 34,80 m laut Bohrkernaufnahme (entspricht 34,80 m laut Bautagesbericht (2001)) wurden, neben der 15,10 m mächtigen Lockergesteinsüberdeckung 15,90 m Metasandstein, 3,50 m Tonschiefer und 0,30 m Quarzgang durchörtert.

Die phyllitischen Tonschiefer sind dunkelgrau bis schwarz ausgebildet, häufig stark zerlegt und teilweise als Scherband ausgebildet. Die hangeden, hell- bis dunkelgrauen Metasandsteine zeigen in der Regel mittelsandige Korngrößen und sind stärker verwittert. Die liegenden Metasandsteine (ab einer Tiefe von 25,10 m unter GOK) sind hellgrau bis grün ausgebildet, weisen einen geringeren Zerlegungsgrad auf und sind nur leicht verschiefert. Innerhalb dieser Metasandsteine sind Quarzgänge anzutreffen, die wiederum koaxial von Kalzitgängen durchschlagen werden. Das Einfallen der Schichten im Bohrloch VH2/01 kann mit söhlig (< 10 Grad) bis flach (10 bis 30 Grad) angegeben werden. Neben flachen und saigeren Klüften sind mittelsteile Klüfte (30 bis 60 Grad) am häufigsten zu beobachten.

17.1.3 Bohrung VH4/01

Die Bohrung VH4/01 weist eine sehr geringmächtige Mutterbodenbildung von 0,10 m Mächtigkeit auf. Bis in eine Tiefe von 5,10 m unter GOK folgen locker bis mitteldicht gelagerte Diabaskomponenten, die teilweise in einer sandig-erdigen Matrix eingelagert sind. Eventuell handelt es sich auch hier bei den verkitteten Hangschuttkomponenten um einen Paleoboden, der von rezentem, nicht verkittetem Hangschutt überlagert wird. Es ergibt sich eine Lockergesteinsüberdeckung von insgesamt 5,10 m Mächtigkeit, darunter werden durch die Bohrung VH4/01 anstehende Gesteine aufgeschlossen. Neben mehreren mächtigen Diabas- bzw. Metatuffit-Abfolgen und geringmächtigeren Diabas- bzw. Metatuffitlagen finden sich Tonschiefer und Metasandsteine unterschiedlicher Mächtigkeiten als Zwischenlagen eingeschaltet. Untergeordnet sind auch Quarz- und Kalzitgänge innerhalb der Diabas- bzw. Metatuffitgesteine anzutreffen.

Auf einer Gesamtlänge von 110,00 m laut Bohrkernaufnahme (entspricht 101,60 m laut Bautagesbericht (2001)) wurden, abgesehen von der Boden- und Hangschuttüberlagerung, 18,45 m Diabas, 12,50 m Metagabbro, 50,60 m Metatuffit, 14,35 m Tonschiefer, 5,00 m Metasandstein, 3,10 m Quarzgang und 0,90 m Kalzitgang durchörtert.

Generell können zwischen den bis zu 10,00 m mächtigen Metatuffitabfolgen immer wieder geringmächtige Tonschieferereinschlattungen (maximale Mächtigkeit von 2,80 m) angetroffen werden. Kleinräumige Wechselfolgen von Metatuffit- und Tonschieferlagen ($\leq 0,20$ m) lassen sich in einer Tiefe von 76,20 m bis 78,00 m unter GOK feststellen. Metapsammitische Einschaltungen von 4,00 m bzw. 1,00 m Mächtigkeit werden in einer Tiefe von 12,80 m bzw. 56,40 m unter GOK angetroffen. Die Quarz- und Kalzitgänge sind häufig innerhalb Metatuffitabfolgen anzutreffen und weisen eine durchschnittliche Mächtigkeit von zirka 0,30 m auf. Schwarze Tonschieferzwischenlagen innerhalb der Metatuffitabfolgen sind teilweise als kakiritische Scherbahnen ausgebildet. Im Nahbereich dieser Scherbahnen sind die sonst massigen Metatuffite stärker zerlegt und häufig leicht geschiefert ausgebildet. Die graugrünen Diabase, die lediglich im Liegenden der Bohrung anzutreffen sind, haben in der Regel ein feinkörniges Gefüge, seltener sind porphyrische Feldspäte makroskopisch erkennbar. Bei den im Diabas feinverteilten schwarzen Punkten handelt es sich um

verwitterte, primär magmatische Pyroxene. Die Metasandsteine sind feingeschiefert, weisen eine fein- bis mittelsandige Korngröße auf und oft sind feine Muskovitblättchen zu erkennen. Anhand der Bohrkerne der Bohrung VH4/01 kann das Einfallen der Schichten mit söhlig (0 bis 10 Grad) bis flach (10 bis 30 Grad) angegeben werden. Zwei mittelsteil stehende Störungsflächen mit Spiegelharnischen weisen einen Einfallswinkel von 45 bzw. 40 Grad auf und werden in einer Tiefe von 12,20 m bzw. 90,40 m unter GOK angetroffen. Klufflächen mit unterschiedlichen Einfallswinkeln, teilweise offen stehend, teilweise Kalzitverheit, können über die gesamte Bohrstrecke beobachtet werden.

17.1.4 Bohrung VH5/01

Leider kann durch die Bohrung VH5/01 keine Aussage über die Boden- und Lockergesteinsüberlagerung, sowie über die hangenden Gesteinsschichten getroffen werden, da bei der Bohrkernaufnahme im Jänner 2013 die Kernkisten bis in eine Tiefe von 9,30 m unter GOK im Kernlager des HWK nicht auffindbar waren. Ab einer Tiefe von 9,30 m unter GOK werden durch die Bohrung VH5/01 anstehende Gesteine aufgeschlossen. Neben den Diabasen und den Tonschiefer-Metasandstein-Wechselfolgen werden durch die Bohrung eine geringmächtige Metagabbrolage, sowie ein Quarzgang aufgeschlossen.

Bei einer Gesamtteufe von 30,70 m laut Bohrkernaufnahme (entspricht 30,70 m laut Bautagesbericht (2001)) wurden, abgesehen von den ersten fehlenden Kernkisten, 15,00 m Diabas, 3,35 m Tonschiefer, 2,45 m Metasandstein, 0,30 m Metagabbro-Gang und 0,30 m Quarzgang durchörtert.

In einer Tiefe von 9,30 m bis 12,20 m unter GOK findet sich eine Tonschiefer-Metasandstein-Wechselfolge. Von 12,20 m bis 16,00 m unter GOK ist durchgehend Diabas aufgeschlossen. Im Liegenden dieser Diabasabfolge findet sich von 16,00 m bis 16,30 m unter GOK ein stark verwitterter, gabbroider Gang. Darunter folgen bis in eine Tiefe von 19,20 m unter GOK Wechselfolgen von Tonschiefern, Metasandstein und Diabasen. Von 19,20 m unter GOK bis zur Endteufe von 30,70 m unter GOK folgt eine Diabasabfolge, die nur durch eine geringmächtige Metasandsteinlage (0,40 m mächtig) und durch einen Quarzgang (0,30 m mächtig) unterbrochen wird. Die hell- bis dunkelgrünen Diabase zeigen ein feinkörniges Gefüge und sind massig ausgebildet und unterschiedlich stark angewittert. Feinverteilte Pyrite, sowie pyritführende Quarzgänge sind häufig anzutreffen. In den Diabasen finden sich neben kalzitverheilten Klüften auch offen stehende Klüfte mit Öffnungsweiten von maximal 5 mm. Der dunkelgrüne, gabbroide Gang ist auf Grund des grobkörnigen Intrusivgefüges gut von den Diabasen zu unterscheiden. Die phyllitischen Tonschieferereinschaltungen sind entlang von Scherhorizonten kakiritisch aufgemahlen. Die Metasandsteine sind schluffig bis feinsandig entwickelt, teilweise finden sich Bewegungslineare auf Störungsflächen. Die Störungsflächen werden in einer Tiefe von 11,90 m bzw. 25,20 m unter GOK angetroffen und haben einen Einfallswinkel von 32 bzw. 35 Grad. Das generelle Einfallen der Schichten kann söhlig bis flach angegeben werden und Klüfte weisen unterschiedliche Einfallswinkel auf.

17.1.5 Bohrung VH6/01

Die Bohrung VH6/01 konnte nur bis in eine Tiefe von 43,50 m unter GOK (laut Bohrkernaufnahme und laut Bautagebericht) mit Kerngewinn hergestellt werden. Aus diesem Grund wurde die Bohrung VH6A/01 nur wenige Meter östlich der Bohrung VH6/01 erneut angesetzt, um die geplante Bohrtiefe zu erreichen. Die Bohrung VH6/01 weist eine 0,80 m mächtige Mutterbodenbildung auf. Bis in eine Tiefe von 6,80 m unter GOK folgt eine Hangschuttüberdeckung, die sich aus geschieferten Diabaskomponenten in einer sandig bis schwach tonigen Matrix aufbaut. Darunter folgt steinig, blockiger Hangschutt ohne sandig-erdige Matrix bis in eine Tiefe von 9,40 m unter GOK. Den Gesteinsbestand des Hangschutts dominieren stark geschieferte Diabaskomponenten. Bei der Bohrung VH6/01 ist eine Lockergesteinsüberdeckung von 9,40 m Mächtigkeit zu erkennen, darunter werden anstehende Gesteine aufgeschlossen. Die Bohrung VH6/01 zeigt eine mächtige Diabasabfolge, die nur durch geringmächtige metapsammitische Einschaltungen und einen Kalzitgang unterbrochen ist.

Auf einer Gesamtlänge von 43,50 m laut Bohrkernaufnahme (entspricht 43,50 m laut Bautagesbericht (2001)) wurden neben der 9,40 m mächtigen Lockergesteinsüberdeckung 31,00 m Diabas, 3,00 m Metasandstein und 0,10 m Kalzitgang durchörtert.

Die 31,00 m mächtige Diabasabfolge wird lediglich von einer 3,00 m mächtigen, metapsammitischen Zwischenlage in einer Tiefe von 34,20 m bis 37,20 m unter GOK und einem geringmächtigen Kalzitgang (0,10 m mächtig) unterbrochen. Neben den feinkörnigen Diabasen sind durch die Bohrung VH6/01 auch mittel- bis grobkörnigere Diabase angefahren worden. Die Diabase sind generell massig ausgebildet und mäßig zerlegt. Leicht verschieferte Diabase zeigen eine Einregelung von Biotit und Chlorit. Graugrüne metapsammitische Einschaltungen weisen ein fein- bis mittelsandiges Gefüge auf. Das Einfallen der Schichten ist söhlig (0 bis 10 Grad), Kluftflächen fallen mittelsteil bis steil ein.

17.1.6 Bohrung VH6A/01

Die Bohrung VH6A/01 wurde nur wenige Meter östlich der verunglückten Bohrung VH6/01 abgeteuft, um die geplante Aufschlusstiefe zu erreichen. Da die Bohrung VH6/01 bis in eine Tiefe von 43,50 m unter GOK mit Kerngewinn hergestellt werden konnte, wurden bei der Bohrung VH6A/01 erst ab einer Tiefe von 35,00 m unter GOK Kerne gezogen. Aussagen über Überlagerungsmächtigkeit und der obersten Gesteinsschichten sind auf Grund der geographischen Nähe mit der Bohrung VH6/01 gleich zu setzen. Ähnlich wie die Bohrung VH6/01 zeigt die Bohrung VH6A/01 eine Fortsetzung der mächtigen Diabasabfolgen, die nur durch gabbroide Gänge, geringmächtige metapsammitische Einschaltungen und Kalzitgänge unterbrochen sind.

Auf einer Gesamtlänge von 63,70 m laut Bohrkernaufnahme (63,70 m laut Bautagesbericht (2001)) wurden, abgesehen von den ersten 35,00 m ohne Kerngewinn, 22,90 m Diabas, 4,10 m Metagabbro-Gang, 1,40 m Metasandstein, 0,20 m Quarzgang und 0,10 m Kalzitgang durchörtert.

Die 22,90 m mächtige Diabasabfolge wird von einem 4,10 m mächtigen Metagabbro-Gang in einer Tiefe von 47,30 m bis 51,40 m unter GOK durchschlagen und von einer 1,40 m mächtigen, metapsammitischen Zwischenlage in einer Tiefe von 52,60 m bis 54,00 m unter GOK, sowie von geringmächtigen Quarz- und Kalzitgängen unterbrochen. Durch die Bohrung VH6A/01 sind in erster Linie dunkel- bis hellgrüne Diabase aufgeschlossen. Der Zerlegungsgrad der Diabase variiert stark zwischen mäßig und vollständig zerlegt, teilweise finden sich an Störungsflächen Bewegungslineare und Abrisshäkchen. Häufig sind in den Diabasen feindisseminierte Pyrite, teilweise auch Pyritnester, Pyroxene und Faserminerale anzutreffen. Feine Quarz- und Kalzitadern durchörteren den Diabas unregelmäßig. Ein mittel- bis grobkörniger, dunkelgrüner Metagabbro-Gang durchschlägt die Diabasabfolge konkordant. Bei den Metasandsteinen sind mittel- bis grobkörnige, teilweise sogar feinkiesige Korngrößen zu erkennen. Die Schichtung ist söhlig ausgebildet, Klufflächen zeigen unterschiedliche Einfallswinkel. In einer Tiefe von 39,20 m ist eine Störungsfläche mit Abrisshäkchen (Abschiebung?) und einem Einfallswinkel von 40 Grad vorhanden.

17.2 Teilgebiet 2 – Atzing

Die Bohrungen B4/00 und B5/00 wurden im Teilgebiet 2 – Atzing, südöstlich vom Gehöft Buchach, auf einer Seehöhe von 938,8 m ü.A. bzw. 874,5 m ü.A. abgeteuft. Die genaue Lage ist der Kartenbeilage 1 zu entnehmen, die Koordinaten sind in den graphischen Darstellungen (Beilage 9 und 10) angegeben. Beide Bohrungen durchörterten im wesentlichen Diabase, untergeordnet wurden siliziklastische Einlagerungen angetroffen. Schicht- und Sickerwasserhorizonte in den Bohrungen im Teilgebiet 2 – Atzing wurden nicht verzeichnet (Vinzencz, 2002). Eine Bestimmung des RQD-Wertes wurde nicht durchgeführt.

17.2.1 Bohrung B4/00

Die Bohrung B4/00 zeigte eine geringmächtige Boden- und Hangschuttüberdeckung von 3,5 m. Darunter folgte eine homogene Abfolge von Diabasen mit geringmächtigen Einschaltungen von Tonsteinen und untergeordneten Quarzgängen. Der in der geologischen Karte der Republik Österreich ausgewiesene Rutschkörper konnte auch durch die Bohrung B4/00 (Ansatzpunkt im Bereich der vermeintlichen Abrisskante) nicht nachgewiesen werden.

Die 100,1 m tiefe Bohrung durchörterte, abgesehen von der Überlagerung, insgesamt 90,2 m Diabas, 6,6 m Tonstein und 0,8 m Quarzgänge (Aufnahme nach Vinzencz, 2002; Achtung: Die Tiefe laut Bautagesbericht (2001) beträgt 88,6 m unter GOK).

17.2.2 Bohrung B5/00

Die Bohrung B5/00 zeigte ähnlich wie die Bohrung B4/00 eine geringmächtige Boden- und Hangschuttüberdeckung von 4,2 m. Auf den ersten 1,6 m war die Überlagerung deutlich verlehmt und als Tagwassergley ausgebildet. Darunter folgte eine homogene Abfolge von Diabasen, ebenfalls mit Tonstein- und Quarzangeinschaltungen. Auch die Bohrung B5/00 (Ansatzpunkt direkt in der Falllinie der vermeintlichen Rutschmasse) konnte den in der geologischen Karte der Republik Österreich ausgewiesenen Rutschkörper nicht nachweisen.

Die 90,0 m tiefe Bohrung durchörterte, neben der Überlagerung, insgesamt 75,4 m Diabas, 8,8 m Tonstein und 1,6 m Quarzgang (nach Vinzenz, 2002). Die Tiefe laut Bautagesbericht (2001) entspricht der Profilaufnahme nach Vinzenz (2002) und beträgt ebenfalls 90,0 m unter GOK.

17.3 Zusammenfassung der Bohrkernaufnahme

Durch die Bohrungen im Teilgebiet 1 – Viehhofen werden qualitativ hochwertige Diabasabfolgen mit mächtigen Tonschiefer- und Metasandsteineinschaltungen angetroffen. In den Bohrungen VH1/01 (68,30 m Endteufe) und VH2/01 (34,80 m Endteufe) wurden lediglich siliziklastische Abfolgen aufgeschlossen, Diabase fehlen in diesen Bohrungen gänzlich. Die Bohrung VH4/01 schließt mehrere zirka 10 m mächtige Diabas- bzw. Metatuffitlagen auf, die mit geringmächtigen, siliziklastische Einschaltungen wechsellagern. In Summe durchörtert die Bohrung VH4/01 auf einer Gesamtlänge von 110,00 m 50,60 m Metatuffit und 18,45 m hochwertigen Diabas, der vorwiegend im Liegenden der Bohrung angetroffen wird. Aufsummiert zeigt die 30,70 m tiefe Bohrung VH5/01 eine Diabasmächtigkeit von 15,00 m. In den Bohrungen VH6/01 (43,50 m Endteufe) und VH6A/01 (63,70 m Endteufe) sind bis zu 31,00 m bzw. 22,90 m mächtige Diabasabfolgen anzutreffen.

Im Teilgebiet 2 – Atzing schließen die Bohrungen B4/00 (100,1 m Endteufe) bzw. B5/00 (90,0 m Endteufe) eine beinahe durchgehende Diabasabfolge hochwertiger Qualität mit einer Mächtigkeit von 90,2 m (B4/00) bzw. 75,4 m (B5/00) auf. Die Überlagerung mit Lockergesteinsmaterial ist im Teilgebiet 1 – Schernergraben (zirka 8,5 m mächtig) mächtiger als im Teilgebiet 2 – Atzing (zirka 4,0 m mächtig) ausgebildet. Das Einfallen der Schichten relativ zur Bohrlochachse kann für beide Teilgebiete generell mit sählig bis flach angegeben werden. Hinweise auf Hanginstabilitäten sind nicht gegeben.

Zusammenfassend ergeben sich insbesondere im Teilgebiet 2 – Atzing große Diabasmächtigkeiten bis zu 90,20 m mit geringmächtigen Tonschieferereinschaltungen. Für das Teilgebiet 1 – Schernergraben können mehrere geringmächtigere Diabasabfolgen von bis zu 53,50 m angegeben werden (VH6/01 und VH6A/01 hintereinander aufsummiert), wobei siliziklastische und Gabbro-Einschaltungen mit großen Mächtigkeit häufig anzutreffen sind.

18. Ausdehnung und Lagerungsverhältnisse

Im Kapitel 18 – Ausdehnung und Lagerungsverhältnisse wird der geologische Aufbau des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen entsprechend der geologischen Detailkartierung, der Bohrkernaufnahme, der strukturgeologischen Auswertung und der Literaturrecherche wiedergegeben. Zusätzlich werden die Lagerungsverhältnisse anhand von zwei Profilschnitten graphisch dargestellt.

Die im Zuge dieser Diplomarbeit bearbeiteten basischen Hartgesteine der westlichen Grauwackenzone erstrecken sich weit über die Grenzen des kartierten Gebietes hinaus und können entlang der paläozoischen Einheiten der westlichen Grauwackenzone, sowohl in westlicher, als auch in östlicher Richtung, wenn auch stark absätzig, verfolgt werden. Innerhalb dieser geologischen Einheit befindet sich in zirka 32 km Entfernung (Luftlinie) auch der bestehende Diabas-Steinbruch des HWK in Oberndorf bei Kitzbühel bzw. der bestehende Diabas-Steinbruch von Saalfelden in zirka 6 km Entfernung (Luftlinie).

In der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen sind weitere Diabasvorkommen bekannt, die bereits vielfach bearbeitet wurden (zB: Ohnesorge (1919), Davogg (1982), Haditsch (1979), Mostler (1984), Mayer (1986) und von Vinzenz (2002); vgl. Kapitel 9 – historische Bearbeitungen). Insbesondere Mayer (1986) befasst sich mit dem Lagerstättenraum Maishofen und weist im Zuge seiner Arbeit 5 Diabasvorkommen aus (unter anderem auch das Teilgebiet 2 – Atzing der gegenständlichen Arbeit; siehe Abb. 99).

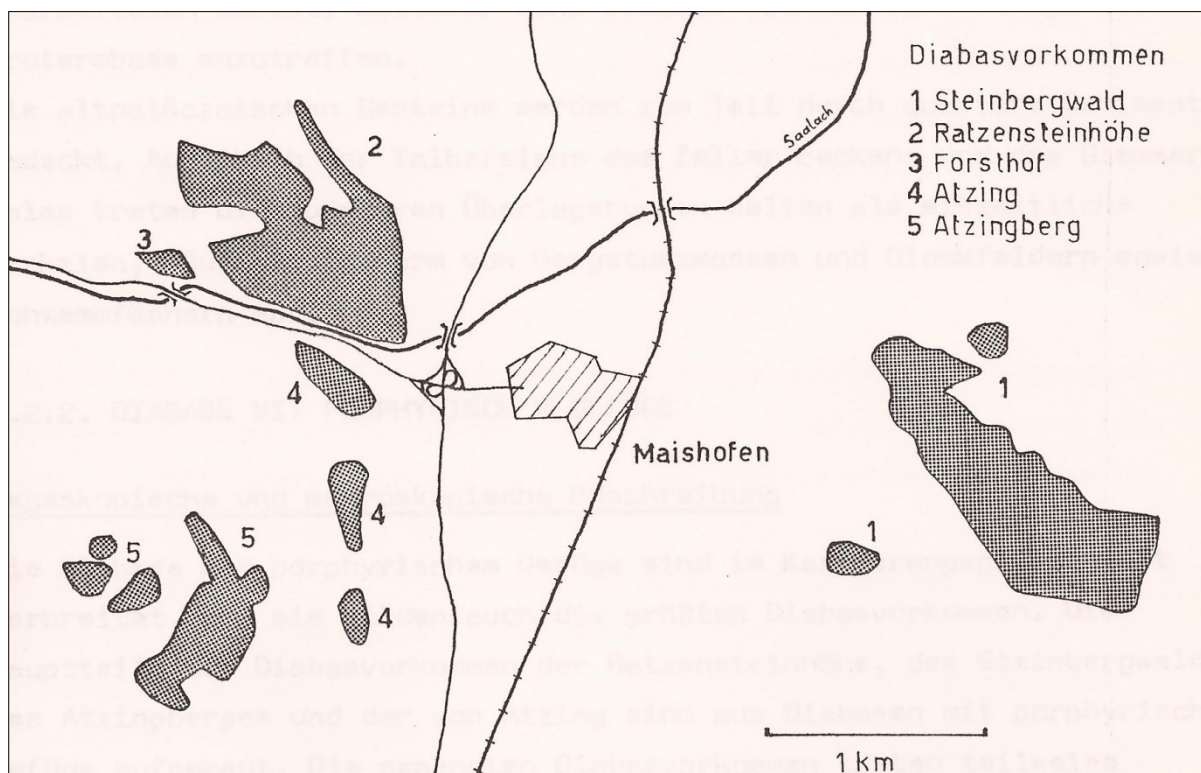


Abbildung 99: Diabasvorkommen im Lagerstättenraum Maishofen (Zeller Furche, Sbg.) verändert nach Mayer (1986).

Das Teilgebiet 1 – Schernergraben wird in der Arbeit von Ohnesorge (1919) und Mostler (1981) als weiteres basisches Hartgesteinsvorkommen ausgewiesen. Schlaegel-Blaut (1990) identifiziert weitere basische Vulkanite im Bereich des hinteren Glemmtals (Saalbach, Hinterglemm, Zwölferkogel, Maurerkogel, Ranken, Bischof, Sonnspitze und Geißstein).

Die Lagerungsverhältnisse im Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen spiegeln das generelle Ost-West-Streichen der westlichen Grauwackenzone wider und zeigen in der Regel ein flaches Einfallen in Richtung Norden. Durch die geologische Detailkartierung, bzw. durch die Kernbohrung aufgeschlossenen Gesteinsabfolgen kann eine nahezu horizontal gelagerte bis flach in Richtung Norden einfallende Wechselfolge von basischen Metavulkaniten und klastischen Metasedimenten unterschiedlicher Korngrößen (Metasandstein, Tonschiefer) für das gegenständliche Arbeitsgebiet angenommen werden. Zu den basischen Metavulkaniten zählen die Diabas-Hartgesteine in höchster Qualität, die grobkörnigen Metagabbro-Intrusionen und die geschieferten Metatuffe. Bei den Metatuffiten handelt es sich um sedimentär umgelagerte, vulkanische Aschen mit leicht erhöhtem Quarzgehalt.

Größere Diabasmächtigkeiten finden sich vor allem im zentralen Bereich des Teilgebietes 1 – Schernergraben und im Teilgebiet 2 – Atzing. Im Teilgebiet 1 findet sich entlang der orographisch linken Seite des Schernergrabens (östlich des Schernergrabens) eine bis zu 240 m mächtige Diabasabfolge, die jedoch von siliziklastischen Einschaltungen durchsetzt wird. Lateral erstrecken sich die Diabase auf einer Länge von durchschnittlich 600 m, wobei auch schon früher mit einer seitlichen Verzahnung zu klastischen Metasedimenten zu rechnen ist. Die Kernbohrungen schließen im zentralen Bereich des Teilgebietes 1 mehrere Diabasabfolgen mit bis zu 53,50 m Mächtigkeit auf, wobei Metasandstein- und Tonschiefer einschaltungen, sowie gabbroide Gänge häufig anzutreffen sind (siehe Kapitel 17 – Kernbohrungen im Arbeitsgebiet).

Im Teilgebiet 2 findet sich eine besonders mächtige, nahezu durchgehende Diabasabfolge im Bereich des Stabelbergs bzw. des Ratzen. Bei einer lateralen Ausdehnung von bis zu 500 m zeigt sich eine Mächtigkeit von bis zu 380 m Diabas. Die beiden abgeteuften Kernbohrungen schließen eine bis zu 90,20 m mächtige Diabasabfolge auf, die nur durch geringmächtige Tonschiefer einschaltungen unterbrochen wird (siehe Kapitel 17 – Kernbohrungen im Arbeitsgebiet).

Die geologische Detailkartierung, bzw. durch die Kernbohrung aufgeschlossenen Gesteinsabfolgen, sowie durch die gewonnenen Strukturdaten kann für das Arbeitsgebiet eine söhlige bis flache Lagerung der Gesteinsschichten mit leichtem Einfallen in Richtung Norden angenommen werden (Einfallswinkel zwischen 0 und 15 Grad, siehe nachfolgende Abbildung 100 und 101, Kartenbeilage 1 und 2, sowie Längsprofil A-A' und Profilschnitt B-B', Beilage 1). In tektonisch gestörten, gekippten Bereichen fallen die Schichten mit einer flachen Lagerung (10 bis 30 Grad) und selten mit einer mittelsteilen Lagerung (30 bis 60 Grad) in Richtung Norden, aber auch in Richtung Süd, Südwest und Ost ein.

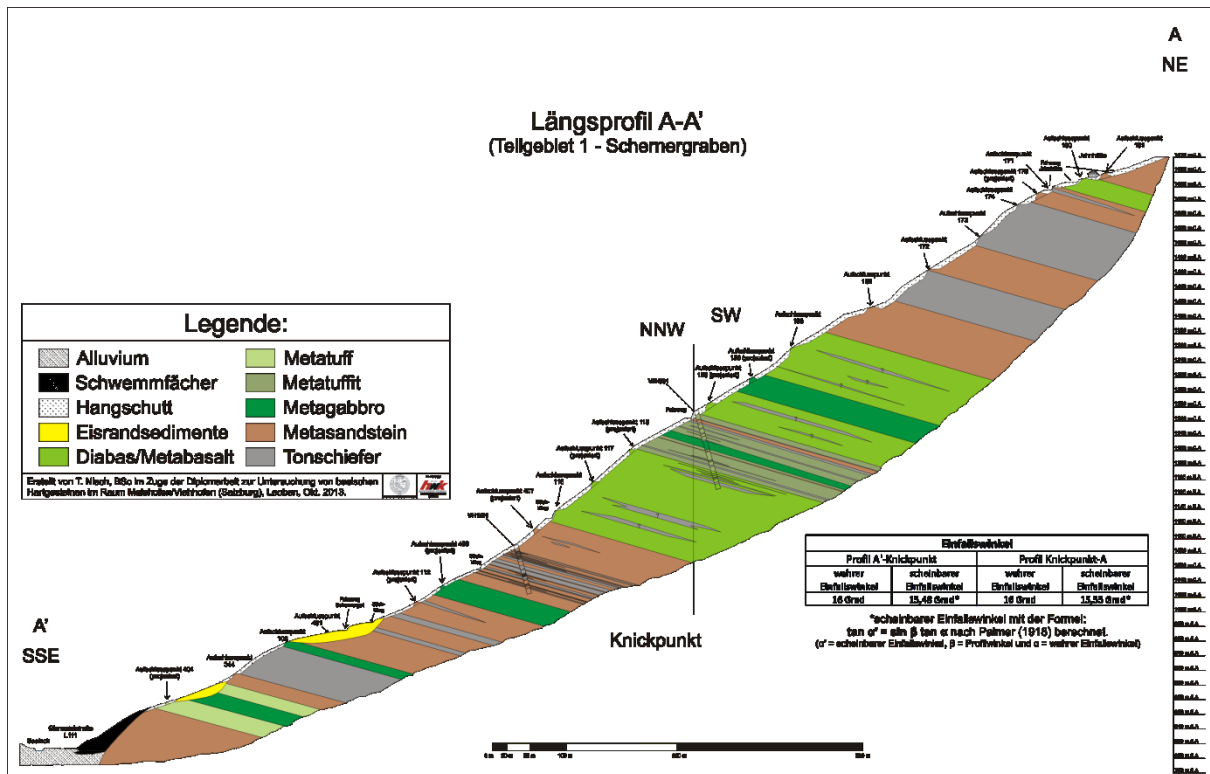


Abbildung 100: Profilschnitt A-A' mit flacher Lagerung bzw. in Richtung Norden einfallende Schichtabfolge aus Diabasen, Metagabbro und Metakalastika (Metasandstein und Tonschiefer), siehe auch Beilage 1, Verlauf östlich des Schernergrabens im Teilgebiet 1 – Schernergraben, genaue Lage siehe Kartenbeilage 1.

Wie aus der Abbildung 100 bzw. aus der Beilage 1 (Längsprofil A-A') ersichtlich ist baut sich der Untergrund im Bereich des Teilgebietes 1 – Schernergraben aus einer Wechselfolge von Diabasen mit siliziklastischen Metasedimenten unterschiedlicher Korngrößen (schluffig-sandige Metasandsteine, teilweise grobsandige bis feinkiesige Rinnenfüllungen und Tonschiefer) auf, in die immer wieder Metagabbro-Gänge schichtparallel intrudiert sind.

Die Lagerung der Schichtfolge kann generell und vereinfacht mit einem flachen Einfallen von zirka 15 Grad in Richtung Norden angegeben werden. Gekippte Lagerungen der Gesteinsschichten können dennoch angetroffen werden. Insbesondere der Bereich nordöstlich vom Schernergraben (Aufschlusspunkt 110 und 112 laut Kartebeilage 1) zeigt eine in Richtung Südwesten gekippte Lagerung (Einfallswinkel gleichbleibend bei zirka 15 Grad). Eine größere Diabasabfolge (bis 240 m Gesamtmächtigkeit) ist im Mittelteil der Profilstrecke auf einer Seehöhe von 1120 m ü.A. bis 1360 m ü.A. anstehend.

Der Hangfuß und die oberen Hangbereiche bauen sich vorwiegend aus Metasandsteinabfolgen mit tonigen Einschaltungen auf. Im Liegenden der Schichtfolge sind als weitere Formation Metatuffe mit einer Mächtigkeit von zirka 20 m im Schernergraben aufgeschlossen. Konkordant ausgebildete, gabbroide Intrusionen zeigen durchschnittliche Mächtigkeiten von zirka 5 bis 25 m und beißen zumindest an drei Stellen an der Oberfläche aus (880 – 890 m ü.A., 1020 – 1045 m ü.A. und 1300 – 1320 m ü.A.).

Durch die Kernbohrung VH1/01 wurden über die gesamte Bohrstrecke lediglich siliziklastische Abfolgen angefahren, Diabase fehlen gänzlich. Die Kernbohrung VH4/01 schließt im Liegenden der Bohrstrecke hochwertige, massig ausgebildete Diabase auf. Im Hangenden der Bohrung werden vorwiegend Gesteine angefahren die der Metatuffit-Formation zuzurechnen sind.

Generell wird das Teilgebiet 1 – Schernergraben von einer Hangschuttdecke überlagert, die im Bereich des Hangfußes mächtiger als in den oberen Hanglagen ausgebildet ist. Entsprechend den Bohrungen und den Geländebegehungen kann für das Gebiet eine durchschnittliche Hangschuttmächtigkeit von zirka 4,0 bis 5,0 m angegeben werden. Lediglich am Hangfuß sind im Bereich der Eisrandsedimente größere Lockergesteinsüberlagerungsmächtigkeiten von zirka 10,0 m zu erwarten.

Die Abbildung 101 bzw. die Beilage 1 (Profilschnitt B-B') zeigt die Gesteinsabfolgen im Untergrund des Teilgebietes 2 – Atzing. Ähnlich wie im Teilgebiet 1 - Schernergraben finden sich auch hier Wechselfolgen von Diabasen und siliziklastischen Metasedimenten (ebenfalls Metasandstein und Tonschiefer), die durch gabbroide Intrusionen unterbrochen werden. Die Lagerung ist auch hier mit einem Einfallswinkel von zirka 15 Grad in Richtung Norden geneigt. Aufgrund der söhlig bis flachen Lagerung der Gesteinsschichten ergeben sich lokal, in stärker gestörten, tektonisch verstellten Bereichen, gekippte Schichten und es ist dann ein flaches Einfallen in Richtung Süden und auch in Richtung Osten festgestellt worden.

Das Teilgebiet 2 – Atzing zeichnet sich durch eine durchgehende Diabasabfolge aus die nur durch mehrere, relativ geringmächtige Tonschiefer einschaltungen und zwei Metasandsteinzwischenlagen mit einer Mächtigkeit von bis zu 7 m unterbrochen wird. Die Mächtigkeit der Diabasabfolge kann mit bis zu 240 m angegeben werden wobei der tiefste bzw. höchste Aufschlusspunkt bei zirka 800 m ü.A. bzw. 1040 m ü.A. liegt.

Eine bis zu 15 m mächtige Tonschieferzwischenlage ist im Liegenden der Schichtfolge, direkt am Hangfuß anzutreffen (790 – 805 m ü.A.). Die restlichen, in den Diabasen eingeschaltete, Tonschieferzwischenlagen zeigen maximale Mächtigkeiten von zirka 5 m. Die beiden, die Diabasabfolge unterbrechenden Metasandsteinlagen sind in einer Seehöhe von 845 – 855 m ü.A. bzw. 870 – 880 m ü.A. an der Oberfläche aufgeschlossen. Eine steiler einfallende, 5 bis 25 m mächtige Gabbro-Intrusion ist in einer Seehöhe von 820 – 830 m ü.A. anzutreffen.

Durch die Kernbohrung B4/00 wird die hangende Metasandsteinzwischenlage im Liegenden der Bohrstercke aufgeschlossen. In der Kernbohrung B5/00 konnte die liegende Metasandsteinzwischenlage nicht angetroffen werden, da diese möglicherweise lateral auskeilt bzw. in eine Tonschieferlage übergeht. Abgesehen von den geringmächtigen Tonschieferzwischenlagen (maximale Mächtigkeit 4,0 m) schließen die Bohrungen B4/00 und B5/00 qualitativ hochwertige Diabase auf.

Auch im Teilgebiet 2 – Atzing kann generell, entsprechend der Kernbohrungen und den Geländebegehungen, eine Lockergesteinsüberlagerung von zirka 3,5 bis 4,0 m angenommen werden. Größere Hangschuttmächtigkeiten sind im Bereich der abgeflachten Bergkuppen (Ratzen, 952 m.ü.A und Stabelberg, 1052 m ü.A.), die teilweise als Plateaus ausgebildet sind, anzunehmen. Die Hangschuttmächtigkeiten können in diesen Breichen bis zu 10 m betragen.

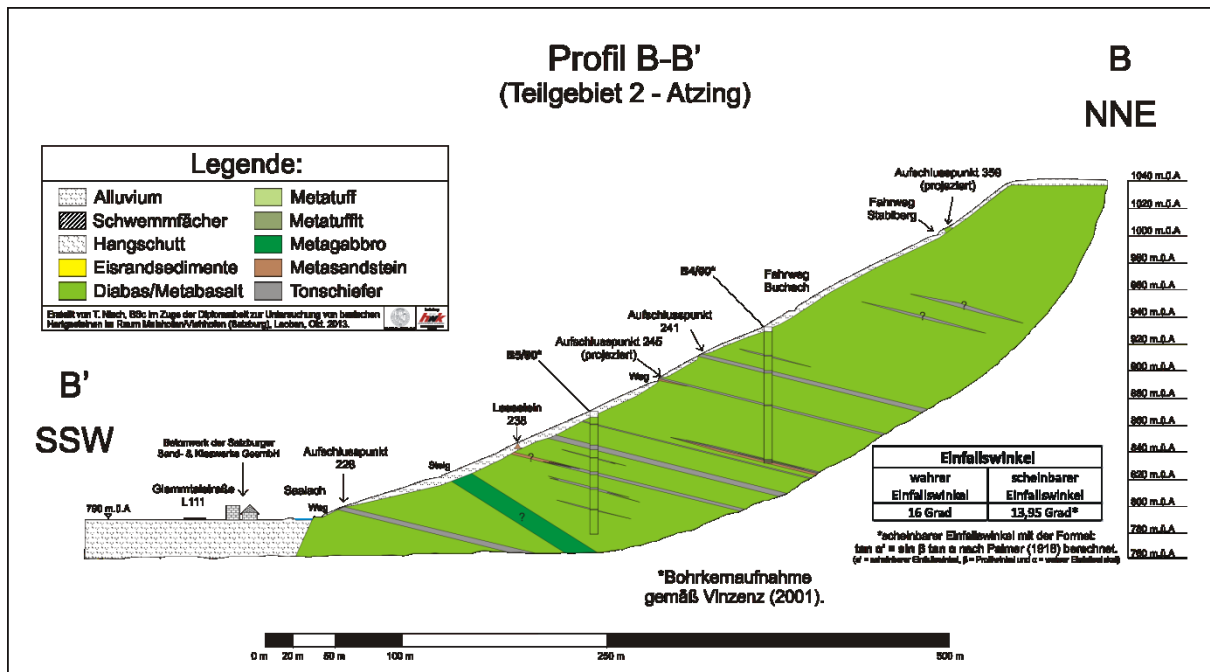


Abbildung 101: Profilschnitt B-B' mit flacher Lagerung bzw. in Richtung Norden einfallende Schichtabfolge aus Diabasen, Metagabbro und Metakalastika (Metasandstein und Tonschiefer), siehe auch Beilage 2, Verlauf westlich des Ratzen im Teilgebiet 2 – Atzing, genaue Lage siehe Kartenbeilage 1.

Die Lage und Orientierung des Kluft-Trennflächengefüges im Arbeitsgebiet ist generell als inhomogen zu bezeichnen. Lediglich im Aufschlussmaßstab lassen sich innerhalb der Gesteine der Diabas-Formation in der Regel drei Kluftscharen erkennen. Bei der Auswertung der strukturgeologischen Daten (vgl. Kapitel 13 – Tektonik) können jedoch zwei Kluftscharen ausgewiesen werden, die in nord-nordwest-süd-südöstlicher und in ost-nordost-west-südwestlicher Richtung orientiert sind und saiger bis steil einfallen.

Neben zahlreichen kleineren Störungen im Aufschlussmaßstab, die entlang der sählig bis flach gelagerten Schichtungs- und Schieferungsflächen ausgebildet sind, kann als eine bevorzugte Störungsrichtung ein steiles Einfallen der Störungsflächen in Richtung Südosten festgestellt werden. Massive, überregionale Störungs- und/oder Zerrüttungszonen konnten bei den Geländeaufnahmen nicht auskartiert werden.

19. Vorratsberechnungen

Um eine ungefähre Abschätzung der vorhandenen Mengen an hochwertigen Hartgesteinen zu erhalten wird eine Berechnung der geologischen Diabasvorräte durchgeführt. Die nachfolgenden Berechnungen beziehen sich auf die im Kapitel 18 dargestellten Lagerungsverhältnisse im Arbeitsgebiet gemäß Längsprofilschnitt A-A' und Profilschnitt B-B' (siehe Beilage 1) und auf die Ausdehnung der Diabase laut der geologischen Detailaufnahme gemäß Kartenbeilage 1.

Teilgebiet 1 – Schernergraben:

Für das Teilgebiet 1 – Schernergraben ergeben sich insbesondere im Mittelteil, auf einer Seehöhe von zirka 1120 bis 1360 m ü.A., größere Diabasmächtigkeiten von bis zu 240 m. Lateral können die Diabase vom Schernergraben in Richtung Osten auf einer Länge von maximal 800 m, durchschnittlich 600 m verfolgt werden. Gegen Osten können teilweise früher auftretende, lateralen Verzahnungen zu den fein- bis grobklastischen Sedimenten zu Fehlern in der Vorratsberechnung führen. Die westlich des Schernergrabens anzutreffenden Diabase mit geringen Mächtigkeiten und verstärkten sedimentären Zwischenschaltungen (vor allem Metasandstein) wurden in die gegenständliche Berechnung nicht mit einbezogen, als Berechnungsgrenze wurde der Schernergraben festgelegt. Zusätzlich werden kleinere Diabasabfolgen im Hangenden und im Liegenden des Teilgebietes 1 – Schernergraben in die nachfolgende Berechnung aufgenommen.

Teilgebiet 1 - Schernergraben:					
Diabas- mächtigkeit [m]:	Laterale Ausdehnung [m]:	Ausdehnung in Fallrichtung [m]:	Diabas- Volumen [m ³]	Diabas- Dichte [t/m ³]	Diabas- Tonnage [t]
240	600	200	28.800.000	2,90	83.520.000

Tabelle 5: Vorratsberechnungen Teilgebiet 1 – Schernergraben.

Für das Kernstück bzw. den Mittelteil des Teilgebietes 1 – Schernergraben ergibt sich auf Grund der angestellten Berechnungen ein abbaubarer Vorrat von zirka 83 Mio. t an hochwertigen Diabas-Hartgesteinen.

In dem Endbericht zur Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell am See – Salzburg nach Mostler et al. (1981) werden in einer Vorratsberechnung für das Gebiet Sausteigen-Schernergraben (entspricht dem gesamten Teilgebiet 1 – Schernergraben inkl. den Diabasen westlich des Schernergrabens) 150 Mio. Tonnen an hereingewinnbarem Gesteinsmaterial bei etwa 12 Mio. Tonnen Abraum (vorwiegend Schiefermaterial) angegeben.

Für das Kernstück K₂ (entspricht dem Mittelteil des Teilgebiet 1 – Schernergraben und somit in der Ausdehnung der angestellten Berechnungen, allerdings inkl. Diabase westlich des Schernergrabens) werden in der Arbeit von Mostler et al. (1981) 90 Mio. Tonnen an hereingewinnbarem Gesteinsmaterial ausgewiesen, wovon über 80% hochwertigste Qualität aufweisen. Der Abraum (vorwiegend Deckschichten im Hangenden und laterale Verzahnung zwischen Schiefer und Diabas) im Kernstück K₂ beläuft sich gemäß den Berechnungen nach Mostler et al. (1981) auf knapp 2 Mio. Tonnen.

Teilgebiet 2 – Atzing:

Die Diabase des Teilgebietes 2 - Atzing sind vor allem durch einschaltungsarme, mehr oder weniger durchgehende Abfolgen gekennzeichnet. Es findet sich eine Diabasabfolge von zirka 380 m Mächtigkeit die lediglich durch geringmächtige, klastische Einschaltungen unterbrochen wird. Insbesondere im Bereich des Ratzen (952 m ü.A.) sind größere Diabasvorkommen auf einer Seehöhe von 800 bis 1040 m ü.A. ohne sedimentäre Zwischenschaltungen anzutreffen (vgl. Kapitel 17 – Kernbohrungen im Arbeitsgebiet). Über diesem mächtigen Diabasvorkommen folgt eine weitere, allerdings geringmächtigere Diabasabfolge mit zahlreichen siliziklastischen und gabbroiden Einschaltungen im Raum südöstlich vom Stabelberg, deren Mächtigkeit mit bis zu 160 m angegeben werden kann. Die beiden Diabasabfolgen (südöstlich von Stabelberg und Ratzen) sind vermutlich unter dem Hangschutt verbunden und bilden ein durchgehendes, bis zu 380 m mächtiges Diabasvorkommen, dass in den Hangendanteilen von siliziklastischen und gabbroiden Einschaltungen unterbrochen wird. Lateral kann für das Diabasvorkommen des Teilgebietes 2 eine Ausdehnung bis zu 500 m angenommen werden. Beide Diabasabfolgen werden ohne Einschaltungen in die nachfolgende Vorratsberechnung aufgenommen.

Teilgebiet 2 - Atzing:					
Diabas- mächtigkeit [m]:	Laterale Ausdehnung [m]:	Ausdehnung in Fallrichtung [m]:	Diabas- Volumen [m ³]	Diabas- Dichte [t/m ³]	Diabas- Tonnage [t]
380	500	200	38.000.000	2,90	110.200.000

Tabelle 6: Vorratsberechnung Teilgebiet 2 – Atzing.

Für das Teilgebiet 2 – Atzing ergibt sich aufgrund der angestellten Berechnungen ein abbaubarer Vorrat von zirka 110 Mio. t an hochwertigem Diabas-Hartgesteinen.

In dem Endbericht zur Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell am See – Salzburg nach Mostler et al. (1981) werden in einer Vorratsberechnung für das Gebiet Maishofen West, Ratzensteinhöhe und Hinterer Forsthof (entspricht dem Teilgebiet 2 – Atzing) rund 72 Mio. Tonnen an abbaubarem Diabas bei etwa 1,5 Mio. Tonnen Abraum (Locker- und Festgesteinsmaterial) angegeben.

Teilgebiet 3 – Sausteigen:

Für das Teilgebiet 3 – Sausteigen wurden auf Grund der fehlenden Diabasabfolgen bzw. nur geringmächtig vorhandenen Diabaslagen keine Vorratsberechnungen angestellt.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass im Bereich des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen Diabase vorhanden sind, die sowohl hinsichtlich ihrer Quantität, als auch ihrer Qualität als abbauwürdig einzustufen sind. Für das Kernstück bzw. den Mittelteil des Teilgebietes 1 – Schernergraben kann ein abbaubarer Diabasvorrat von zirka 83 Mio. t angegeben werden. Berechnungen nach Mostler et al. (1981) ergeben für das entsprechende Kernstück (allerdings inkl. Diabase westlich des Schernergrabens) einen Diabasvorrat von zirka 90 Mio. t. Für das Teilgebiet 2 – Atzing kann der abbaubare Diabasvorrat mit zirka 110 Mio. t angegeben werden. Mostler et al. (1981) gibt für das Areal Maishofen West, Ratzenstein und Hinterer Forsthof (entspricht dem Teilgebiet 2 – Atzing der gegenständlichen Arbeit) einen abbaubaren Diabasvorrat von zirka 72 Mio. t an.

In der Arbeit von Mostler et al. (1981) werden in einer Übersichtskarte die einzelnen Diabasvorkommen im Raum der Zeller Furche und der näheren Umgebung dargestellt. Zusätzlich sind die Angaben über den Diabasvorrat der einzelnen Lagerstätten in dieser Abbildung wiedergegeben (siehe Abb. 105).

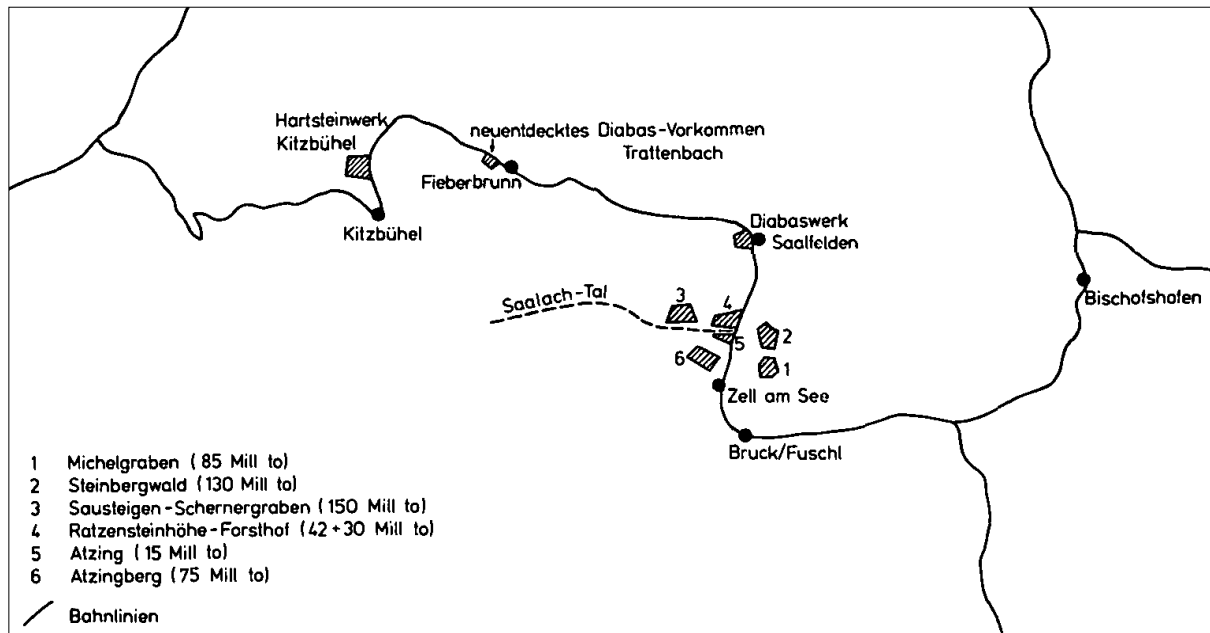


Abbildung 102: Zusammenfassende Darstellung nach Mostler et al. (1981) mit sechs Diabasvorkommen im Großraum Maishofen mit Angabe der Vorräte der einzelnen Lagerstätten. 3 Sausteigen-Schernergraben entspricht Teilgebiet 1 – Schernergraben und 4 Ratzensteinhöhe-Forsthof entspricht Teilgebiet 2 – Atzing. Zusammen ergeben sich für das Gebiet nach Mostler et al. (1981) 527 Mio. Tonnen an qualitativ hochwertigem, abbaubarem Gesteinsgut.

20. Aufschlussverhältnisse

Wie bereits im Kapitel 6 – Widmungsarten und Ausweisungen beschrieben, ist der Großteil des Arbeitsgebietes bewaldet, untergeordnet sind auch Weiden vorhanden. Das Arbeitsgebiet wird durchwegs von einer Hangschuttdecke mit unterschiedlichen Mächtigkeiten bedeckt, wobei generell größere Hangschuttmächtigkeiten im Westteil des Arbeitsgebietes und vor allem im Liegenden anzutreffen sind (vgl. Kapitel 12.1.2 – Hangschutt).

Durch zahlreiche Aufschlüsse, vor allem entlang der zahlreichen Forstwege und in Bereichen steil stehender Felsnasen ist eine flächenhafte Aufnahme des geologischen Aufbaus möglich. Insbesondere an den Forstwegen zwischen dem Gadestätter Hof und der Jahnhütte, zwischen Jahnhütte und Gorialm bzw. Gasthof Stiegernigg und zwischen der Jahnhütte und der Gstallneralm, sowie entlang des Fahrweges zum Stabelberg bzw. in weiterer Folge zur Gadenstättalm sind viele anstehende Gesteinsaufschlüsse vorhanden. Entlang des Saalachbaches und vor allem im Schernergraben konnten zusätzliche Aufschlüsse angetroffen und aufgenommen werden (vgl. Kartierpunkte in Kartenbeilage 1). Zur Verdichtung des Aufschlussgrades wurden zusätzliche Lesesteine aufgenommen und geomorphologische Merkmale, insbesondere Hangbewegungsindikatoren wie z.B. Abrisskanten oder Stauchwulste in der Arbeit berücksichtigt.

Im Zuge der Geländebegehungen wurden zahlreiche Proben (über 50 Handstückproben) anstehender Gesteine genommen und in weiterer Folge an der Montanuniversität Leoben untersucht. In weiterer Folge wurden 36 für das Arbeitsgebiet repräsentative Proben ausgewiesen und geochemisch, mineralogisch und petrographisch analysiert.

Im Teilgebiet 2 – Atzing wurden bereits im Jahr 2000 insgesamt zwei Kernbohrungen (B4/00, 100,1 m unter GOK Endteufe und B5/00, 90,0 m unter GOK Endteufe) niedergebracht. Die Ansatzpunkte der beiden Bohrungen wurden so gewählt, dass eine durchgehende Beurteilung der anstehenden Abfolge vom höchsten Geländepunkt bis unter die Tagebausohele des damals geplanten Diabasabbaus möglich war (verändert nach Vinzenz, 2002). Die Aufnahmen der Kernbohrungen sind in der Beilage 8 und 9 graphisch dargestellt.

Die Kernstrecken dieses Arbeitsprogrammes wurden in den Betrieb Hartsteinwerk Kitzbühel GesmbH in Oberdorf transportiert und dort von Vinzenz im Jahr 2001 geologisch aufgeommen und beprobt. Die Gesteinsproben der Bohrkerne wurden der Geologischen Bundesanstalt (kurz GBA) zur geochemischen, mineralogischen und petrographischen Untersuchung übergeben. Der Analysebericht der GBA zu der Untersuchung der Bohrkerne aus dem Teilgebiet 2 -Atzing ist der Arbeit von Vinzenz (2002) im Anhang zur geologisch-lagerstättenkundlichen Beschreibung der Diabaslagerstätte Atzing beigefügt.

Im Teilgebiet 1 – Schernergraben wurden im Jahr 2001 insgesamt 6 Kernbohrungen (VH1/01, VH2/01, VH4/01, VH5/01, VH6/01 und VH6A/01) niedergebracht, in Summe zirka 310 m Kernstrecke. Die Ansatzpunkte der 6 Kernbohrungen wurden so gewählt, dass diese dem Mittelteil des Teilgebietes 1 – Schernergraben repräsentieren.

Die Kernstrecken des zweiten Arbeitsprogrammes wurden ebenfalls in das Hartsteinwerk Kitzbühel überstellt und dort eingelagert. Im Zuge dieser Arbeit wurden die Kernstrecken im Jahr 2013 geologisch aufgenommen und beprobt. Die Aufnahmen der Kernbohrungen sind in der Beilage 2 und 7 graphisch dargestellt. Eine fotografische Dokumentation der Kernstrecken zeigen die Beilagen 10 bis 15. Die Proben der Bohrkernstrecken, sowie die ausgewählten Handstückproben (in Summe 33 Gesteinsproben) wurden der Firma ActLabs – Activation Laboratories LTD. in Kanada zur geochemischen Analyse übermittelt, der Bericht zur geochemischen Analyse ist der gegenständlichen Arbeit als Anlage 1 – Ergebnisse der geochemischen Analyse angehängt. Zusätzlich wurden an diesen 33 Gesteinsproben mineralogisch-petrographische Untersuchungen (Handstücksbeschreibung und Dünnschliffmikroskopie) an der Montanuniversität Leoben durchgeführt, die Ergebnisse sind in die gegenständliche Arbeit eingeflochten worden.

Um die technischen Gesteinseigenschaften (LA-Wert, PSV-Wert und SI-Wert) der basischen Hartgesteine zu überprüfen wurden an drei für den Mittelteil des Teilgebietes 1 – Schernergraben repräsentativen Diabasaufschlusspunkten Großproben genommen und in weiterer Folge der Firma ARP – Aufbereitung, Recycling und Prüftechnik in Leoben überstellt. Der Prüfbericht der Firma ARP zu den technischen Gesteinseigenschaften der Diabase ist in der Anlage 2 dieser Arbeit angefügt.

Die geologisch-lagerstättenkundliche Detailkartierung liefert im Zusammenhang mit den abgeteufte Bohrungen und allen durchgeführten Analyseverfahren und Berechnungen eine genaue Beschreibung der geologischen Verhältnisse in ihrer Qualität und Quantität im gesamten Arbeitsgebiet. Weitere detaillierte Angaben zum Teilgebiet 2 – Atzing können der geologisch-lagerstättenkundlichen Beschreibung der Diabaslagerstätte Atzing nach Vinzenz (2001) entnommen werden.

Sollten in Zukunft weitere Aufschlussbohrungen geplant sein, wird eine geologisch-geotechnische Bohrbetreuung durch eine fachkundige Person angeraten, um Veränderungen im Bohrfortschritt, Wasserzutritte im Bohrloch, etc., oder etwaige Gesteinsparameter wie den RQD-Wert sofort und unverfälscht aufnehmen zu können. Um eine maximale Aussagekraft der Kernbohrung gewährleisten zu können ist eine Abstimmung weiterer Bohransatzpunkte auf die im Zuge dieser Arbeit aufgenommene geologische Karte, sowie auf eine zukünftige, geplante Abbaugeometrie notwendig.

21. Gesteinsuntersuchung

Bei den Geländetätigkeiten im August und Oktober 2012 wurden während den Kartierungen mehr als 50 Handstücksproben genommen, die in weiterer Folge makroskopisch untersucht wurden. Davon wurden 36 Proben zur weiterführenden Untersuchung im Labor ausgewählt. Zur mineralogisch-petrographischen Bestimmung wurden neben der Handstückbeschreibung auch Dünnschliffe für die Auf- und Durchlichtmikroskopie hergestellt. Für die geochemische Analyse wurden 36 repräsentativ gewählte Proben fein aufgemahlen und einem akkreditierten Prüflabor (ActLabs – Activation Laboratories Ltd. In Kanada) zur Analyse mittels ICP-MS übergeben (siehe Anlage 1 – Ergebnisse der geochemischen Analyse).

Im Zuge einer Probenahme gemäß ÖNORM G 1020-1, durchgeführt am 4. Oktober 2012, wurde von drei Aufschlüssen der Diabas-Formation Probenmaterial für mineralogisch-petrographische, sowie technische Untersuchungen gewonnen. Die Proben der Aufschlusspunkte 120, 134 und 303 (jeweils zirka 100 kg) wurden aus dem Teilgebiet 1 östlich des Schernergrabens, Gemeinde Viehhofen, genommen. Die genaue Lage der Aufschlusspunkte ist der geologischen Karte (siehe Kartenbeilage 1) zu entnehmen. Bei dem Probenmaterial handelt es sich um unverwittertes bzw. schwach verwittertes Gestein, das mit einem benzinbetriebenen Schremmhammer aus anstehenden Aufschlüssen herausgemeißelt wurde. In weiterer Folge wurde das Probenmaterial der Firma ARP - Aufbereitung, Recycling, Prüftechnik GmbH in Leoben zur Bestimmung der technischen Gesteinsparameter (Abriebfestigkeit, Polierverhalten und Kornform) übergeben (siehe Anhang 2 – Prüfbericht).

21.1 Mineralogie und Petrographie

Eine mineralogisch-petrographische Bestimmung der 36 Gesteinsproben erfolgte anhand einer Handstückbeschreibung und einer mikroskopischen Untersuchung unter Durchlicht an der Montanuniversität Leoben. Zusätzlich wurden an anpolierte Gesteinsproben die Erzphasen unter Auflicht bestimmt. Die Probennummer (PR-Nummer) entspricht der Aufschlussnummer und die Lage kann der Kartenbeilage 1 entnommen werden.

21.1.1 Makroskopische Beschreibung

Die nachfolgende Charakterisierung der Handstückproben beruht auf der makroskopischen Beschreibung der mineralogisch-petrographischen Merkmale, des Gefüges und etwaiger struktureller Merkmale.

21.1.1.1 Diabas

Bei den Handstückproben der Diabase können anhand des Farbeindrucks und anhand der Körnigkeit des Gefüges 3 verschiedene Untertypen (Subtyp 1, 2 und 3) ausgewiesen werden.

Subtyp 1

Die Diabase des Subtyps 1 weisen einen grau-grünen Farbeindruck auf. Das Gefüge ist fein- bis mittelkörnig ausgebildet. Porphyrische Texturen mit groben Mineraleinsprenglingen in einer feinkörnigen Matrix sind teilweise erkennbar (siehe Abb. 103, 104, 105 und 106).



Abbildung 103: Fein- bis mittelkörniges Gefüge mit porphyrischer Textur, PR 220, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 104: Fein- bis mittelkörniges Gefüge mit dunklen, porphyrischen Pyroxenen, PR 343, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 105: Fein- bis mittelkörniges Gefüge mit teilweise dunklen Chlorit-„Schlieren“, PR 127, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 106: Fein- bis mittelkörniges Gefüge mit rostroten Oxidationsbelägen an den Klufflächen, PR 225, siehe Kartenbeilage 1.

Als Mineraleinsprenglinge lassen sich stängelige Mineralphasen mit einer weißen Färbung und einem seidigen Glanz an zahlreichen Spaltflächen feststellen, bei denen es sich um Feldspatleisten (Plagioklas?) handelt. Häufig sind in den Handstückproben des Subtyps 1 auch dunkle Mineralphasen mit einem ebenfalls starken Glanz auf den Spaltflächen zu erkennen, bei denen es sich um porphyrische Pyroxeneinsprenglinge (Augit?) handelt.

Eine Einregelung oder eine bevorzugte Orientierung der Mineralphasen ist in den zahlreichen Handstücken nicht zu erkennen. Die Gesteine sind in der Regel massig ausgebildet und nur in seltenen Fällen durch eine leichte Einregelung der Chlorit-Blättchen leicht geschiefert (siehe Abb. 107 und Abb. 108).



Abbildung 107: Massig ausgebildetes Gesteinsgefüge, PR 353, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 108: Leicht geschiefertes Gesteinsgefüge, PR 423, siehe Kartenbeilage 1.

Quarzgänge ($\leq 6\text{mm}$ mächtig) durchziehen die Proben in unregelmäßigen Abständen, eine bevorzugte Richtung ist nicht zu erkennen. Seltener finden sich auch Kalzit-gefüllte Klüfte, teilweise auch koaxial im inneren der Quarzgänge. An den Rändern der Quarzgänge und auf Klüftflächen finden sich des öfteren feine, nadelige Minerale.

Bei den nadeligen Klüftmineralen dürfte es sich wohl in erster Linie um faserig ausgebildete Chlorite, Faserkalzite, Talk und um aktinolithische Hornblende handeln (siehe Abb. 109, 110, 111 und 112). Die fasermineralartigen Klüftfüllungen sind im Arbeitsgebiet generell häufig anzutreffen, wobei die meisten Fasermineralgefüllungen aus den Mineralen Chlorit und Kalzit und untergeordnet Talk aufgebaut sind und somit als harmlos einzustufen sind. In geringen Mengen konnte stark ausgelängter, faseriger Aktinolith (vgl. Kapitel 16 – Geogene Gefährdungen) im Zuge der Detailkartierung in einigen Klüftfüllungen angetroffen werden.



Abbildung 109: Diabashandstück mit verschiedenen Fasermineralen (Chlorit, Faserkalzit, Aktinolith) als Klüftbelag, PR 120, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 110: Detailaufnahme der faserigen Klüftminerale mit graugrünlischen Aktinolith-Fasern im Vordergrund, PR 120, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 111: Diabashandstück mit einer zirkum 4 mm mächtigen Fasermineralkluft (Aktinolith), PR 302, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 112: Detailansicht einer Fasermineralkluftfüllung mit Quarz (heller Bereich) und Chlorit und/oder Aktinolith (dunkler Bereich), PR 312, siehe Kartenbeilage 1.

Metallisch glänzende Erzphasen sind in der Regel entlang von sekundären Klüftfüllungen, aber auch als bis zu 2 cm große Nester im massigen Gesteinsgefüge häufig in den Handstückproben des Subtyps 1 enthalten (siehe Abb. 113 und 114).

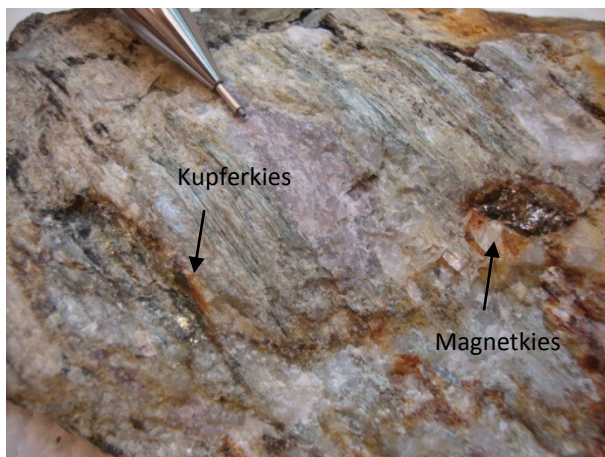


Abbildung 113: Klüftmineralbelag mit goldgelben Kupferkies- und dunkelgrauen, metallischen, magnetischen Magnetkiesvererzungen, PR 186, siehe Kartenbeilage 1.

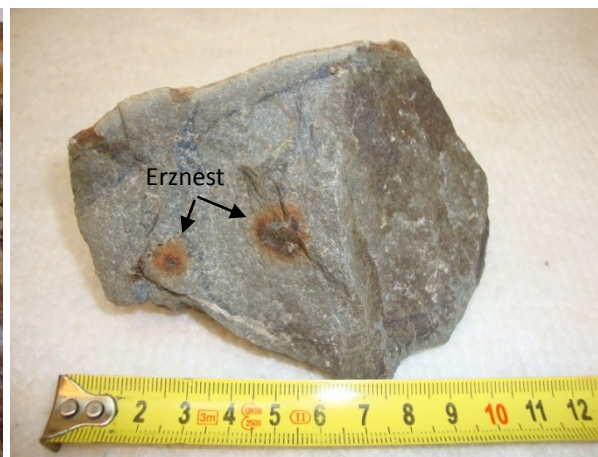


Abbildung 114: Bis zu 1 cm große, magnetische Erznester mit rostrotem Verwitterungshalo, vermutlich Magnetkies, PR 134, siehe Kartenbeilage 1.

Bei den dunkelgrau glänzenden Erzphasen im Handstück (sowohl Vererzungen entlang von Klüften, als auch als Nester im massigen Gesteinsgefüge) sind rostrote Eisen-Verwitterungssäume zu erkennen, und es ist ein schwacher Magnetismus bemerkbar. Möglicherweise handelt es sich bei diesen Erzphasen um Magnetkies (?). Die goldgelb glänzenden Erzphasen zeigen keine Fe-Oxidationssäume und magnetische Eigenschaften sind nicht vorhanden. Eventuell handelt es sich um Kupferkies (?) und Buntkupferkies (?) mit irisierenden Anlauffarben. Untergeordnet können auch Pyrite makroskopisch festgestellt werden.

Subtyp 2

Die Diabase des Subtyps 2 weisen einen dunklen, grau-grünen Farbeindruck auf. Das Gefüge der Proben ist durchwegs mittel- bis teilweise grobkörnig ausgebildet (siehe Abb. 115, 116, 117 und 118).



Abbildung 115: Mittel- bis grobkörniges, massig ausgebildetes Gesteinsgefüge mit dunkelgrau-grüner Färbung, PR 121, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 116: Mittel- bis grobkörniges, massig ausgebildetes Gesteinsgefüge mit dunkelgrau-grüner Färbung, PR 249, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 117: Mittelkörniges, massig ausgebildetes Gesteinsgefüge durchzogen von einer Kluffläche, PR 296, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 118: Grobkörniges, massig ausgebildetes Gesteinsgefüge mit dunkelgrau-grüner Färbung und dunklen Einsprenglingen, PR 312, siehe Kartenbeilage 1.

Hellgraue Mineralphasen mit muscheligen Bruch repräsentieren rekristallisierte Quarze. Seltener sind weiße, leistenförmige Mineralphasen, bei denen es sich wohl um Feldspatleisten (Plagioklas?) handelt. Häufiger anzutreffen sind dunkle Mineralphasen, bei denen es sich vermutlich um porphyrische Pyroxeneinsprenglinge (Augit?) handelt. Eine Einregelung oder eine bevorzugte Orientierung der Mineralphasen ist in den zahlreichen Handstücken nicht zu erkennen. Häufig sind die Gefüge magmatischer Natur und die Gesteine sind als massig ausgebildet zu bezeichnen.

Feine, nadelige Kluftminerale (Chlorite, Faserkalzite und um aktinolithische Hornblende) sind auch in den Handstückproben des Subtyps 2 vorhanden. An den Kluftflächen sind in der Regel rotbraune Kluftbeläge anzutreffen die durch die Oxidation Fe-haltiger Minerale entstehen. Seltener finden sich auch kalzitische Beläge und entlang offenstehender Klüfte bilden sich vereinzelt idiomorphe Kalzitkristalle (siehe Abb. 119).

Selten anzutreffen sind kleine, rundliche Hohlräume mit bis zu 5mm Durchmesser die mit Kalzit und Chlorit verfüllt sind (siehe Abb. 120). Bei diesen sekundär verfüllten Hohlräumen handelt es sich wahrscheinlich um primäre Blasen Hohlräume, die durch Entgasung der Lava entstanden sind.



Abbildung 119: Kalzitischer Kluftbelag mit idiomorph auskristallisierten Kalzitkristallen, PR 122, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 120: Kleine (bis maximal 5 mm Durchmesser), rundliche Blasen Hohlräume sekundär mit Kalzit und Chlorit verfüllt (rote Pfeile), PR 135, siehe Kartenbeilage 1.

Subtyp 3

Die Färbung der Diabase des Subtyps 3 ist gegenüber den beiden anderen Subtypen deutlich heller (hellgrau-grün) ausgebildet. Das Gefüge der Proben ist sehr feinkörnig, wobei vereinzelt größere Mineraleinsprenglinge beobachtet werden können (siehe nachfolgende Abb. 121). Häufig ist die feinkörnige Grundmasse mit vielen feinen schwarzen Mineralphasen gesprenkelt, bei denen es sich eventuell um porphyrische Pyroxene handelt. Aufgrund des feinkörnigen Gefüges ist eine genauere makroskopische Bestimmung von weiteren Mineralen kaum möglich. Eine Einregelung bzw. bevorzugte Orientierung von Mineralphasen ist in den beiden Handstücken nicht zu erkennen. Das Gestein ist nicht geschiefert und demnach als massig zu bezeichnen. Chloritminerale durchziehen das Gestein teilweise schlierenartig (siehe nachfolgende Abb. 122).



Abbildung 121: Feinkörniges, hellgrau-grünes, massig ausgebildetes Gesteinsgefüge mit dunklen Mineraleinsprenglingen (Pyroxen), PR 348, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 122: Fein- bis mittelkörniges, grau-grünes Gesteinsgefüge, durchzogen von dunklen Chloritschlieren (metamorphe Mineralneubildungen), PR 221, siehe Kartenbeilage 1.

Auch in diesem Subtyp sind ähnlich wie bei den beiden anderen Subtypen sekundäre Kluffüllungen, teilweise mehrerer Generationen erkennbar. Bei den nadeligen, faserigen Kluffmineralen handelt es sich ebenfalls um ausgelängte Chlorite, Faserkalzite und um aktinolithische Hornblende (siehe Abb. 123 und 124).



Abbildung 123: Zweiphasige Kluffmineralfüllung mit randlich aktinolithischer Hornblende und Chlorit und zentral Quarz- und Kalzitminerale, PR 246, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 124: Sekundär gebildete aktinolithische Hornblende und Quarz als Klufffüllung, teilweise sind auch Erzphasen (?Magnetkies) vorhanden, PR 351, siehe Kartenbeilage 1.

21.1.1.2 Metagabbro

Die Gesteine der Metagabbro-Formation zeigen im Handstück einen mittel- bis grobkörnigen Intrusiv-Gefügebau ohne Einregelung. Die Färbung der Handstücke ist zumeist dunkelgrün ausgebildet und es lassen sich in der Regel einzelne Mineralphasen (weiße Feldspatleisten und schwarze Pyroxeneinsprenglinge) makroskopisch bestimmen (siehe nachfolgende Abb. 125 und 126).



Abbildung 125: Grobkörniges, massig ausgebildetes Gesteinsgefüge mit einem dunkelgrünen Farbeindruck, PR 156, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 126: Grobkörniges Gefüge mit hellen, leistenförmigen Feldspat und dunklen, gedrungenen Pyroxeneinsprenglingen, PR 233, siehe Kartenbeilage 1.

Alle enthaltenen Mineralphasen sind auskristallisiert und teilweise sind idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle vorhanden. Die Gefüge der Metagabbro-Handstücke sind durchwegs als massig zu bezeichnen, eine Schieferung oder eine Einregelung von Mineralphasen kann nicht festgestellt werden. Sekundäre Kluffüllungen und makroskopisch erkennbare Erzphasen sind in den Handstücken der Metagabbros weniger häufig als in denen der Diabase vorhanden, weisen jedoch den selben Mineralbestand auf.

21.1.1.3 Metatuff

Die Handstücke der Metatuff-Formation wurden im Gelände nur im südlichen Bereich des Teilgebietes 1 – Schernergraben angetroffen und sämtliches Probenmaterial wurde dem Aufschlusspunkt 404 entnommen. Bei der makroskopischen Begutachtung des Probenmaterials zeigt sich ein dunkelgraues, leicht grünliches und sehr feinkörniges Gefüge, wobei die Korngrößen im Bereich der Feinsandfraktion zu liegen kommen (siehe nachfolgende Abb. 127). Das Gefüge der Metatuffe ist sehr stark geschiefert, was in erster Linie durch eine Einregelung von Chloritmineralen entsteht. Häufig sind bereits im Handstück bis zu 10 mm große Pyroxenphänokristalle (Augit?) ersichtlich, die einen typischen Glanz an zahlreichen Spaltflächen aufweisen (siehe nachfolgende Abb. 128).

Im Aufschluss, sowie auch im Handstück ist eine enge Wechsellagerung mit tonigem Material zu verzeichnen, was auf eingesedimentierte, pyroklastische Ablagerungen hindeutet. Hellere bis weiße Flecken im Gestein mit bis zu 2 mm Länge sind karbonatisch ausgebildet. Möglicherweise handelt es sich hierbei um bereits umgesetzte bzw. metamorph umgewandelte Feldspateinsprenglinge. Sedimentär eingetragenes Material (z.B.: größere, gut gerundete Quarzkörner bzw. detritäre Muskovite) sind in den Gesteinen der Metatuff-Formation zumindest makroskopisch nicht anwesend.



Abbildung 127: Feinkörniges, geschiefertes, graugrünes Gesteinsgefüge mit schwarzen Pyroxeneinsprenglingen, PR 404, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 128: Schwarze Pyroxeneinsprenglinge mit bis zu 10 mm Durchmesser und einem charakteristischen Glanz an den Spaltflächen, PR 404, siehe Kartenbeilage 1.

21.1.1.4 Metatuffit

Die Gesteine der Metatuffit-Formation wurden bei den Begehungen im Gelände nicht angetroffen und finden sich anstehend nur in der Bohrung VH4/01, lfm. 5,10 bis 82,70 im zentralen Bereich des Teilgebietes 1 – Schernergraben. Die aus den Bohrungen genommenen Handstücke weisen im Vergleich zu den Diabasen eine ähnliche Färbung und ein ähnliches Gesteinsgefüge auf.

Die Gesteine der Metatuffit-Formation neigen gegenüber den Diabasen zur Bildung stärker geschieferter Gefüge und häufig ist auch eine enge Verzahnung/Wechselagerung zu/mit siliziklastischen Einschaltungen zu bemerken.

Eine sichere Unterscheidung ist jedoch nur mikroskopisch anhand des Gefüges und des Mineralbestandes möglich (vgl. Kapitel 21.1.2.4 – Metatuffit).

21.1.1.5 Metasandstein

Die Handstücke der Metasandstein-Formation zeigen hell- bis dunkelgraue, leicht grünliche Färbungen und sind zumeist massig ausgebildet (Abb. 129, 130, 131, 132, 133 und 134). Die Korngrößen der klastischen Komponenten liegen vorwiegend im Bereich von fein- bis mittelsandig (0,063 bis 0,63 mm), untergeordnet finden sich auch schluffige (0,002 bis 0,063 mm) bis grobsandige (0,63 bis 2,0 mm), im Mittelteil des Teilgebietes 1 – Schernergraben auch feinkiesige (2,0 bis 6,3 mm) Korngrößen.



Abbildung 129: Fein- bis mittelkörniges Gesteinsgefüge der Metasandstein-Formation mit dunkelgrauer Färbung, PR 106, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 130: Mittelkörniges Gesteinsgefüge der Metasandstein-Formation mit hellgrauer Färbung, PR 112, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 131: Fein- bis mittelkörniges Gesteinsgefüge der Metasandstein-Formation mit dunkelgrauer Färbung, PR 106, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 132: Fein- bis mittelkörniges Gesteinsgefüge der Metasandstein-Formation mit dunkelgrauer Färbung, PR 106, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 133: Fein- bis mittelkörniges Gesteinsgefüge der Metasandstein-Formation mit dunkelgrauer Färbung, PR 197, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 134: Eventuell Rinnenfüllung innerhalb der Metasandstein-Formation mit feinkiesigen Gesteinskomponenten, PR 305, siehe Kartenbeilage 1.

Die Gesteine der Metasandstein-Formation zeigen im Vergleich zu den Gesteinen der Diabas-Formation durch eine Einregelung der Schichtsilikate (i.A. Chlorit, Muskovit und Serizit) eine leicht ausgebildete Schieferung. An den Schieferungsflächen, die in seltenen Fällen Knickfältelungen aufweisen, ist durchwegs ein serizitischer Glanz ausgebildet ist (siehe Abb. 135 und 136).



Abbildung 135: Schieferung durch Einregelung der Schichtsilikate (i.A. Muskovit), Blick auf die Schieferungsfläche mit serizitischem Glanz, PR 110, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 136: Schieferungsflächen mit serizitischem Glanz und Knickfältelung, Blick auf die Schieferungsfläche, PR 102, siehe Kartenbeilage 1.

Die Gesteine ritzen in der Regel Stahl, was auf einen hohen Quarzgehalt hindeutet. Teilweise sind Wechsellagerungen von Metasandstein und tonigen Lagen im Aufschluss und in den Handstücken zu erkennen. Vereinzelt gibt es in den Metasandsteinen primär eingesedimentierte Erzminerale bei denen es sich wahrscheinlich um Fe-Sulfide (Pyrit?, Magnetkies?) handelt. Häufiger sind Vererzungen entlang von sekundär-metamorphen Quarz- und Kalzitmobilisaten in Gängen oder Kluftfüllungen anzutreffen. Bei den sekundären Vererzungen handelt es sich wahrscheinlich ebenfalls um Pyrit? und Magnetkies?, und untergeordnet auch um Kupferkies? (siehe Kapitel 21.1.2 – Mikroskopische Untersuchung).

21.1.1.6 Tonschiefer

Bei den Handstücken der Tonschiefer-Formation handelt es sich um grau-braune, untergeordnet auch schwarze, organikreiche, graphitische feinklastische Sedimente (siehe Abb. 137 und 138).



Abbildung 137: Feinkörniges dunkelgraues Gesteinsgefüge der Tonschiefer-Formation mit dunklen, Organik-reichen Zwischenlagen, PR 108, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 138: Feinkörniges Gesteinsgefüge der Tonschiefer-Formation mit rostroten Fe-Oxidationslagen und -belägen, PR 108, siehe Kartenbeilage 1.

Die Feinklastika weisen höhere Ritzhärten auf (Ritzen Stahl), was auf einen hohen Quarzgehalt hindeutet. Die Handstücke weisen eine deutliche Schieferung und metamorphe Mineralneubildungen (vorwiegend Serizit) auf, die an den Schieferungsflächen einen seidigen Glanz verursachen. Feine, rostrote Zwischenlagen entstehen durch die Verwitterung von Fe-haltigen Mineralen (i.A. Pyrit?). Durchschnittlich zeigen die Schieferungsflächen einen Abstand von zirka 1 mm, phyllitische Tonschiefer mit Schieferungsabständen < 0,5 mm sind weniger häufig anzutreffen.

Handstücke stark tektonisch beanspruchter Tonschiefer zeigen Störungen, die als Harnischflächen mit Striemungslinearen und teilweise Abrisshäckchen ausgebildet sind. Feinste Knickfältelungen und SC-Gefüge deuten ebenfalls auf eine tektonische Beanspruchung der Tonschieferhandstücke hin.

21.1.1.7 Kalk(-marmor)

Die Handstücke dieser Formation bestehen aus metamorph überprägtem, rekristallisiertem, grobkörnigem Karbonatgestein (siehe Abb. 139 und 140).



Abbildung 139: Stark rekristallisiertes, metamorph überprägtes Karbonathandstück mit weiß-braun bis blau-grauer Färbung, PR 205, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 140: Karbonatgesteinshandstück mit grusig verwitterter Oberfläche und Fe-Oxidationsbelägen, PR 205, siehe Kartenbeilage 1.

Eine heftige Reaktion mit HCl lässt darauf schließen, dass es sich bei den Karbonatmineralen vorwiegend um Kalzit handelt. Die Färbung der Karbonatgesteine ist an den Verwitterungsflächen grau-blau bis weißgrau ausgebildet, wo hingegen der frische Bruch eine weiße Farbe zeigt. An der Oberfläche zeigen die Handstücke häufig einen grusigen Verwitterungsbelag. Das Gestein ist sehr massig ausgebildet und es kann weder ein sedimentäres Gefüge noch eine Schichtung/Bankung festgestellt werden. Ebenso sind keine/sehr wenige Klüftungen und keine Störungen innerhalb der karbonatischen Einschaltungen anzutreffen.

Neben der makroskopischen Beschreibung der Handstückproben wurden aus den Kernstrecken der Bohrungen VH1/01, VH2/01, VH4/01, VH5/01, VH6/01 und VH6A/01 6 Handstückproben genommen und ebenfalls makroskopisch untersucht und beschrieben (siehe nachfolgende Abb. 141, 142, 143, 144, 145 und 146).



Abbildung 141: Massig ausgebildeter, grüner Diabas mit feinen Quarz- und Kalzitadern, VH4/01, lfm. 84,00.



Abbildung 142: Massig ausgebildeter, grün-grauer Diabas mit steil stehender Kalzit-Kluft (KF 70), VH6A/01, lfm. 37,50.



Abbildung 143: Massig ausgebildeter, grüner Diabas mit hellen Feldspat-„Flecken“, VH4/01, lfm. 97,00.



Abbildung 144: Tektonisch bewegter, kalzitischer Übergang zw. Tonschiefer und Diabas, VH5/01, lfm. 19,30.



Abbildung 145: Tektonischer, kataklastisch-zerlegter Übergang zwischen Tonschiefer und Diabas (?Metatuffit), VH4/01, lfm. 77,90.

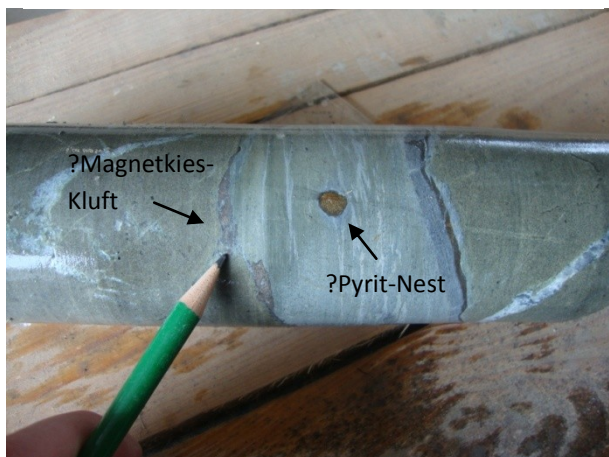


Abbildung 146: Geringmächtige Tonschiefereinschaltung mit zwei verschiedenen Erzphasen (?Pyrit-Nest und ?Magnetkies-Kluft), VH4/01, lfm 76,40.

21.1.2 Mikroskopische Untersuchung

Die Dünnschliffmikroskopie wurde mit einem an der Montanuniversität Leoben zugänglichen Mikroskop der Marke Olympus BX-40 durchgeführt. Bei allen Proben wurden transparente Mineralphasen unter Durchlicht untersucht. Opake Minerale ausgewählter Proben (Handstückproben PR 156, PR 185, PR 348, PR 404 und Bohrkernproben VH2/01, lfm. 15,50, VH4/01, lfm. 19,15 und lfm. 106,50, VH6A/01, lfm. 35,15) wurden in weiterer Folge unter Auflicht bestimmt. Eine Beschreibung der mikroskopischen Merkmale der verschiedenen Lithologien wird für die jeweilige Formation, entsprechend der Kartierung, in den nachfolgenden Kapiteln durchgeführt. Innerhalb der Diabas-Formation erfolgt eine detaillierte Beschreibung der einzelnen, anhand des mikroskopischen Gefüges unterscheidbaren, Subtypen.

21.1.2.1 Diabas

Die aufgrund des feinkörnigen Gefüges im Gelände kaum differenzierbaren Gesteine der Diabas-Formation können mikroskopisch anhand des Gefüges in drei leicht unterschiedliche Subtypen unterteilt werden. Hinsichtlich des Mineralbestandes zeigen die Dünnschliffe der Diabas-Formation keine großen Variationsbreiten. Neben den unterschiedlich gut erhaltenen Pyroxen- und Feldspateinsprenglinge in einer mehr oder weniger umgewandelten, glasigen Matrix finden sich metamorphe Mineralneubildungen wie Chlorit, Quarz, Serizit, Leukoxenphasen, Karbonat und stark untergeordnet Epidot und aktinolithische Hornblende. Auf Grund der schwachen, grünschieferfaziellen Metamorphoseüberprägung sind primär magmatische Olivine nicht erhaltungsfähig und in der Regel bereits durch Sekundärminerale pseudomorph ersetzt. Sulfidische Erzphasen wie Magnetkies und Kupferkies sind in allen Gesteinen der Diabas-Formation vorhanden. Häufig können auch Leukoxenphasen als Umwandlungsprodukte primärer Ilmenite identifiziert werden. Untergeordnet treten auch Markasit, Pentlandit und Zinkblende, sowie Limontiphasen als Erzminerale auf.

Subtyp 1

Der am häufigsten anzutreffende Subtyp 1 umfasst die Handstücksproben PR 120, PR 134, PR 137x, PR 185, PR 303, PR 364 und PR 427, sowie die Bohrkernproben VH4/01, lfm. 106,50 und lfm. 108,40 und VH5/01, lfm. 20,95. Der Subtyp 1 zeichnet sich durch ein fein- bis mittelkörniges Gefüge aus, wobei größere porphyrische Einsprenglinge in einer sehr feinen Grundmatrix zu erkennen sind. Bei den großen Einsprenglingen handelt es sich hauptsächlich um Pyroxene und Feldspäte. Bei der Grundmatrix handelt es sich um eine primär-magmatische, glasige Matrix, die im Zuge einer schwachen metamorphen Überprägung zu einem feinstkörnigen Chlorit-, Serizit-, Leukoxen- und Quarzgemenge umgewandelt ist (siehe Abb. 147, 148, 149 und 150).

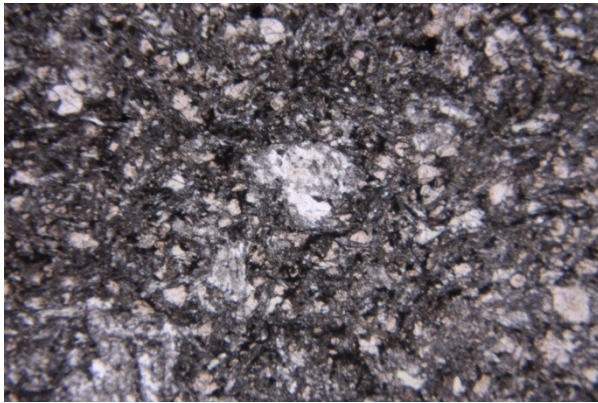


Abbildung 147: Fein- bis mittelkörnige Gefüge mit porphyrischen Einsprenglingen in einer feinkörnigen Matrix, parallele Polarisatoren, PR 427, Bildbreite: 4 mm.

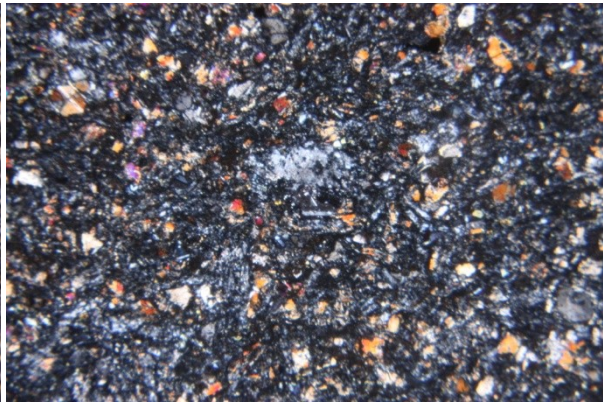


Abbildung 148: Porphyrische Pyroxeneinsprenglinge mit bunten Interferenzfarben, gekreuzte Polarisatoren, PR 427, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 149: Mittel- bis grobkörniges Gefüge mit porphyrischen Einsprenglingen (Feldspäte und Pyroxene, teilweise verzwilligt) in einer feinkörnigen Matrix, parallele Polarisatoren, PR 364, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 150: Porphyrische Einsprenglinge (leistenförmige Feldspäte und Pyroxene mit bunten Interferenzfarben, teilweise verzwilligt), gekreuzte Polarisatoren, PR 364, Bildbreite: 4 mm.

Das Gefüge zeigt in der Regel keinerlei Einregelung und erinnert an ein primär magmatisches Gefüge mit einer feinkörnigen Matrix und teilweise größeren Phänokristalleinsprenglingen (porphyrisches Gefüge, siehe Abb. 151 und 152).

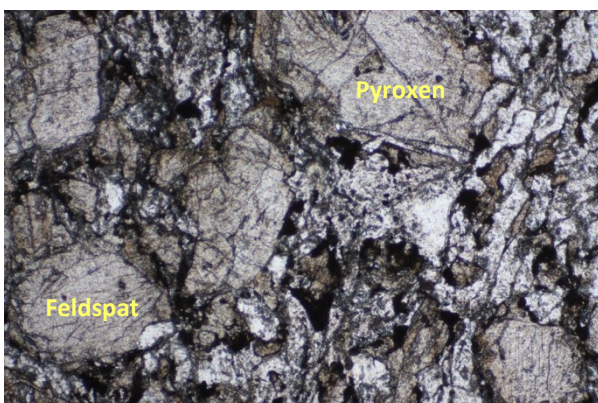


Abbildung 151: Feldspat- und Pyroxen-Phänokristalleinsprenglinge in einer feinkörnigen Matrix aus Quarz, Chlorit, Serizit und Leukoxen, parallele Polarisatoren, PR 120, Bildbreite: 4 mm.

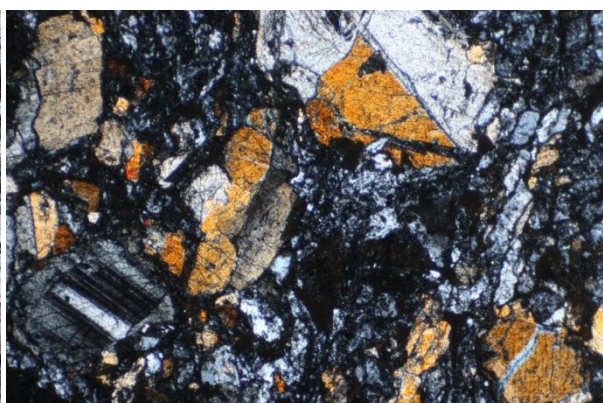


Abbildung 152: Verzwilligte Feldspat- und Pyroxen-Phänokristalleinsprenglinge in einer feinkörnigen Matrix aus Quarz, Chlorit, Serizit und Leukoxen, gekreuzte Polarisatoren, PR 120, Bildbreite: 4 mm.

Im Zuge einer schwachen Metamorphose oder durch eine tektonische Beanspruchung kann durch eine Einregelung der Schichtsilikate (i.A. Chlorite) eine schwache Schieferung im Gestein hervorgerufen werden. Insbesondere bei der Handstücksprobe 134 (vgl. Kapitel 21.3.1 – SI-Analyse) und bei der Bohrkernprobe VH4/01, lfm. 108,40 ist dies der Fall (siehe Abb. 153 und 154).

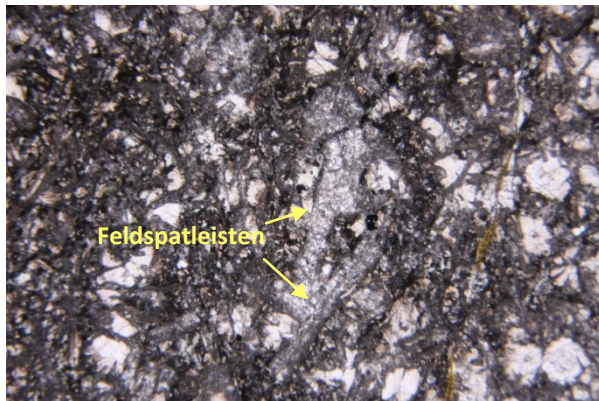


Abbildung 153: Schwache Schieferung hervorgerufen durch Einregelung von Chlorit und Überresten von Feldspatleisten, parallele Polarisatoren, VH4/01, lfm. 108,40, Bildbreite: 4 mm.

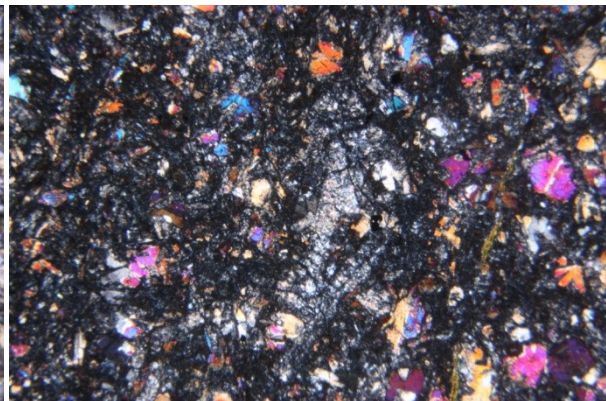


Abbildung 154: Stark zersetzte/umgewandelte Feldspatleisten und Pyroxene mit bunten Interferenzfarben, gekreuzte Polarisatoren, VH4/01, lfm. 108,40, Bildbreite: 4 mm.

Bei den primär-magmatisch gesprossenen Pyroxenphänokristallen handelt es sich um Klinopyroxene, die häufig idiomorphe Kristallflächen aufweisen und in vielen Fällen nach der c-Achse verzwillingt sind. Charakteristisch für die Klinopyroxene sind auch deutlich ausgebildete, orthogonale Spaltwinkel. Eine chemische Bestimmung der Pyroxene erfolgte durch Schröcker (1987) und durch Tarkian & Garbe (1988) und ergab gemäß der zu erwartenden Mineralzusammensetzung überwiegend Augit und untergeordnet Endiopsid, Diopsid und Salit.

Die nachfolgenden Abbildungen 155 und 156 zeigen verzwillingte Pyroxenminerale, die von einer sekundären Quarzader (metamorph mobilisiert) durchschlagen werden.

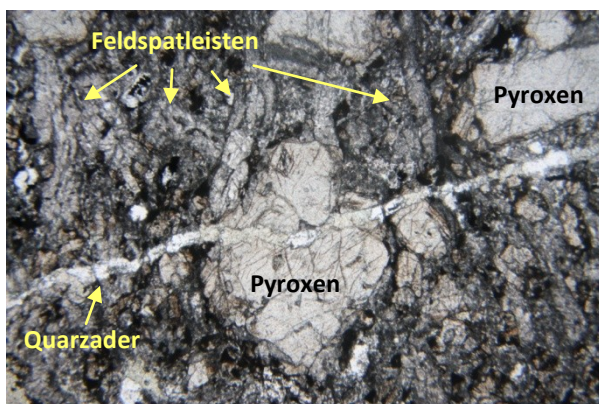


Abbildung 155: Porphyrische Pyroxenminerale, die von einer sekundären, diskordanten Quarzader durchschlagen werden, parallele Polarisatoren, PR 120, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 156: Porphyrische Pyroxenminerale (bunte Interferenzfarben, häufig verzwillingt), gekreuzte Polarisatoren, PR 120, Bildbreite: 4 mm.

Anlösungen bzw. metamorphe Umwandlungen der Pyroxenphänokristalle erfolgen hauptsächlich randlich bzw. entlang der Spaltflächen. Als Umwandlungsprodukte treten vorwiegend Chlorit, Quarz und Leukoxenphasen auf, untergeordnet werden Karbonate und aktinolithische Hornblenden bzw. Tremolit? gebildet (siehe Abb. 157 und 158).



Abbildung 157: Porphyrische Pyroxeneinsprenglinge (gedrungene Körner, teilweise mit charakteristischem Spaltwinkel) und leistenförmige Feldspäte, parallele Polarisatoren, PR 303, Bildbreite: 2 mm.

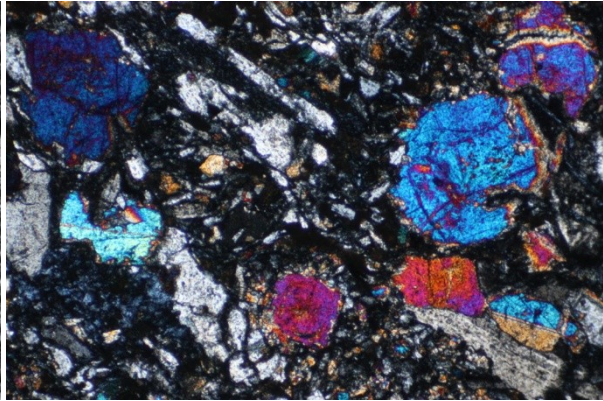


Abbildung 158: Porphyrische Pyroxeneinsprenglinge (bunte Interferenzfarbe) mit Umwandlungen an den Rändern und entlang von Spaltflächen (rechts oben), gekreuzte Polarisatoren, PR 303, Bildbreite: 2 mm.

Häufig sind in den Pyroxenen unregelmäßige Korrosionsbuchten und Lösungslöcher zu erkennen, die auf primär-magmatische Einschlüsse von glasiger Schmelze zurückzuführen sind. Im Zuge der niedrig-gradigen Metamorphose sind diese glasigen Schmelzeinschlüsse zu einer feistkörnigen Matrix aus Serizit, Chlorit, Quarz und Leukoxen rekristallisiert (siehe Abb. 159 und 160).

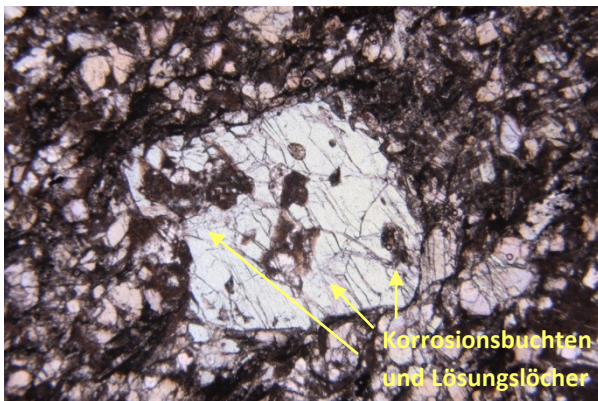


Abbildung 159: Pyroxen-Phänokristalleinsprengling mit primär magmatischen Korrosionsbuchten und Lösungslöchern, parallele Polarisatoren, PR 137x, Bildbreite: 4 mm.

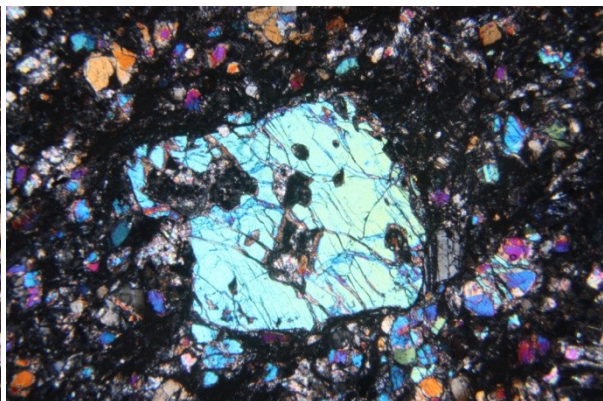


Abbildung 160: Kleinere- und größere Pyroxen-Phänokristalleinsprenglinge bunten Interferenzfarben (eventl. 2 Generationen), gekreuzte Polarisatoren, PR 137x, Bildbreite: 4 mm.

Erhaltene Einschlüsse von anderen primär-magmatisch entstandenen Mineralen (wie z.B. Feldspäte) finden sich seltener. In der Regel sind die Feldspäte stark angelöst und von metamorphen Umwandlungen betroffen. Häufig sind diese nur mehr als Relikte bzw. deren metamorph umgesetzte Halos als Pseudomorphosen vorhanden. Reliktische Feldspäte finden sich in dem Diabas-Subtyp 1 sowohl eng verwachsen mit Pyroxeneinsprenglingen als auch in der feinkörnigen Matrix wieder.

Besser erhaltene, weniger umgewandelte Feldspäte lassen sich anhand eines idiomorphen bis hypidiomorphen Leistenbaus und auch durch die häufig vorhandene polysynthetischen Verzwilligung nach dem Albitgesetz als Plagioklase identifizieren. Kalifeldspäte sind im Allgemeinen nicht vorzufinden. Untersuchungen an reliktschen Kernen der Feldspäte durch Mostler (1986) bzw. durch Schlagel-Blaut (1990) ergaben Anorthit-Gehalte von 30-35 % bzw. von bis zu 32 %. Nach Schröcker (1987) belegen Mikrosonden- bzw. Diffraktometeruntersuchungen eine Plagioklas-Zusammensetzung von Albit-Andesin bzw. Albit-Labradorit für das gegenständliche Arbeitsgebiet.

Stärker alterierte Plagioklase wandeln sich in ein feinkörniges Gemenge aus Sekundärmineralen um und bilden so teilweise Pseudomorphosen aus, die den primär magmatischen Charakter des Gefüges widerspiegeln. Das feinkörnige Sekundärmineralgemenge besteht aus Serizit, Chlorit, Quarz und Leukoxenphasen, untergeordnet sind Epidot und Karbonat erkennbar (siehe Abb. 161 und 162).

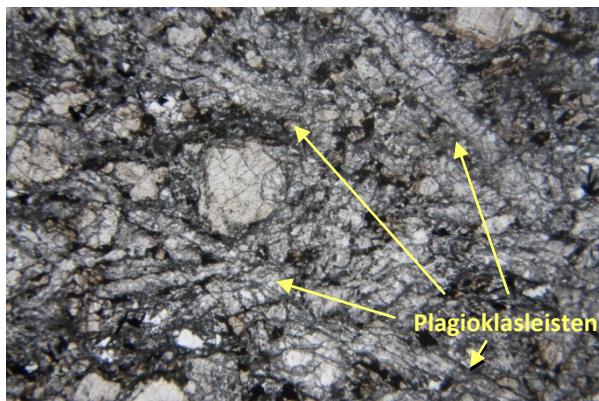


Abbildung 161: Stark zersetzte bzw. umgewandelte, lang gestreckte Plagioklasleisten und gedrungene Pyroxeneinsprenglinge, parallele Polarisatoren, PR 120, Bildbreite: 4 mm.

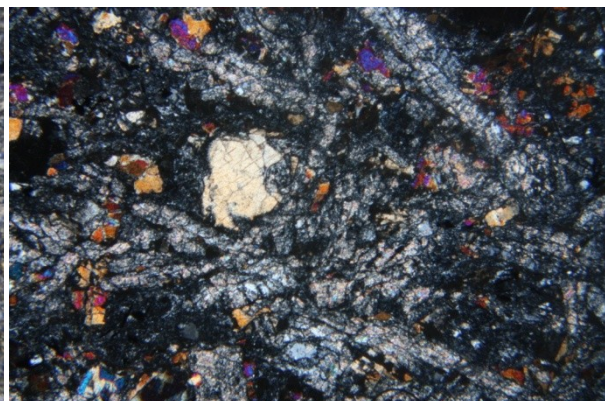


Abbildung 162: Pseudomorph erhaltene Plagioklasleisten aus feinkörnigen Gemenge von Serizit, Chlorit, Quarz, Leukoxen, Epidot und Karbonat, gekreuzte Polarisatoren, PR 120, Bildbreite: 4 mm.

Zum weiteren primär-magmatischen Mineralbestand zählen, wenn auch nur in einer untergeordneten Rolle, primär magmatische Quarzkörner, die bei stärkerer Vergrößerung Lösungsschläuche zeigen (siehe Abb. 163 und 164).

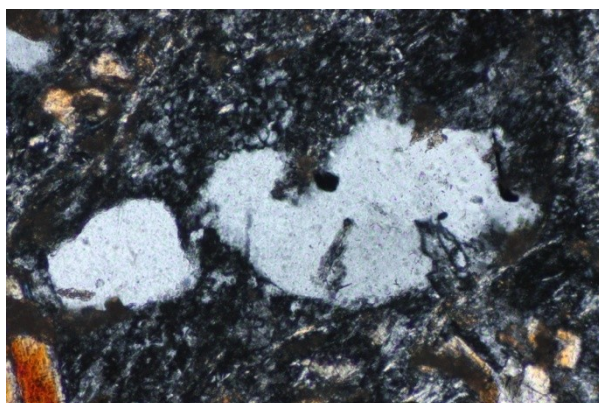


Abbildung 163: Primär-magmatische Quarzkörner mit Lösungsschläuchen und Korrosionsbuchten, gekreuzte Polarisatoren, PR 134, Bildbreite: 0,5 mm.

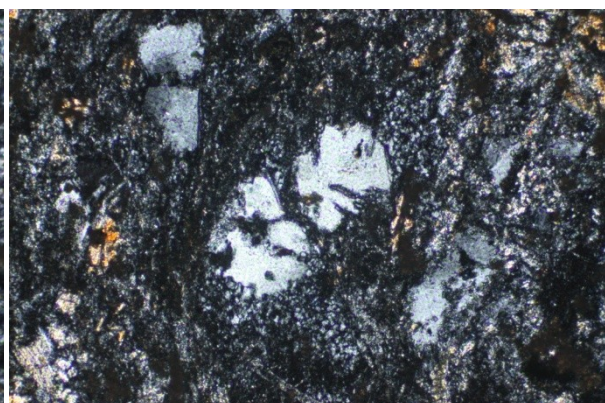


Abbildung 164: Primär-magmatische Quarzkörner mit Lösungsschläuchen und Korrosionsbuchten, gekreuzte Polarisatoren, PR 134, Bildbreite: 1 mm.

Die feinkörnige Matrix baut sich durchschnittlich aus einem Gemenge von Chlorit, Quarz, Serizit, Leukoxenphasen und untergeordnet aus Epidot und Karbonat auf. Als sekundär-metamorphe Mineralneubildungen sind Chlorite nicht nur in der feinkörnigen Grundmasse, sondern auch als größere Mineralphasen und als Kluft- und Gangfüllungen zu verzeichnen (siehe Abb 165, 166, 167, 168, 169 und 170).

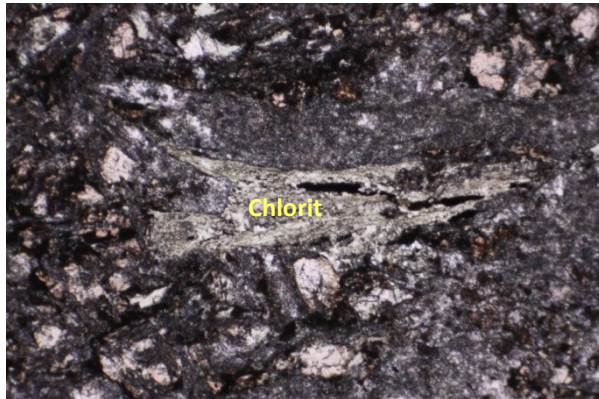


Abbildung 165: Sekundär-metamorph gebildete Chlorite mit grüner Eigenfarbe, parallele Polarisatoren, PR 427, Bildbreite: 2 mm.

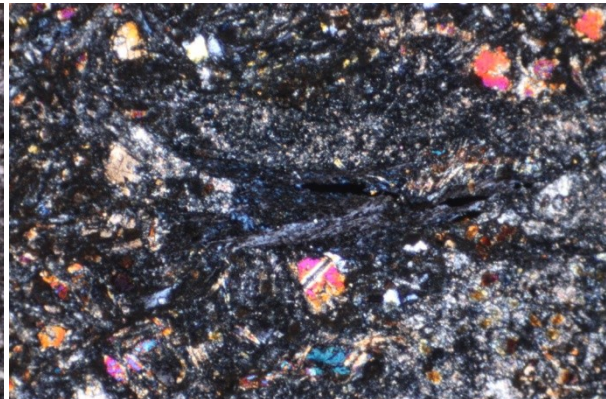


Abbildung 166: Sekundär-metamorph gebildete Chlorite mit blauer Interferenzfarbe, gekreuzte Polarisatoren, PR 427, Bildbreite: 2 mm.

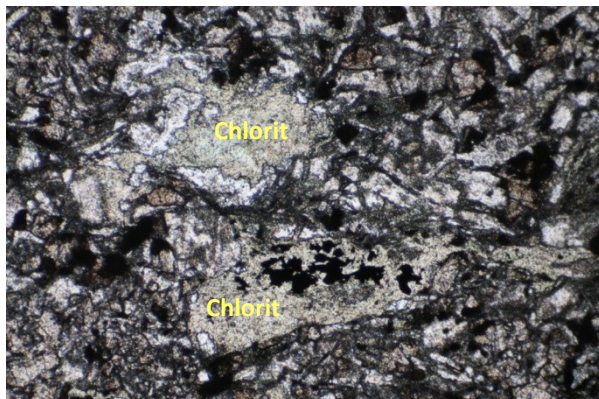


Abbildung 167: Sekundär-metamorph gebildete Chlorit-„Flatschen“ mit grüner Eigenfarbe, parallele Polarisatoren, PR 303, Bildbreite: 2 mm.

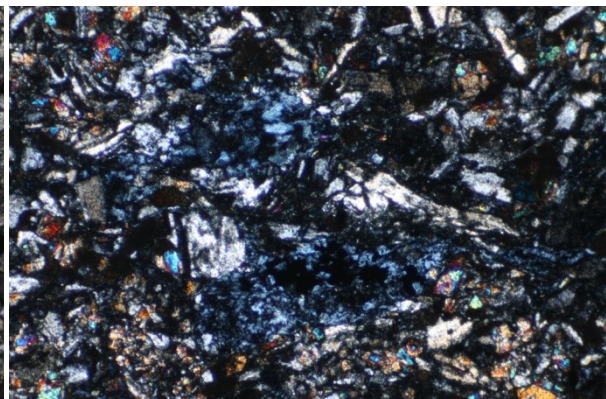


Abbildung 168: Sekundär-metamorph gebildete Chlorit-„Flatschen“ mit blauer Interferenzfarbe, gekreuzte Pol., PR 303, Bildbreite: 2 mm.

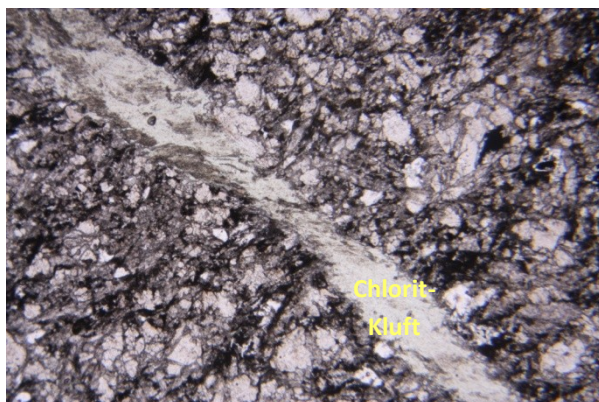


Abbildung 169: Chloritmineralfüllung in einer zerscherten Extensionskluft mit grüner Eigenfarbe, parallele Polarisatoren, VH5/01, lfm. 20,95, Bildbreite: 4 mm.

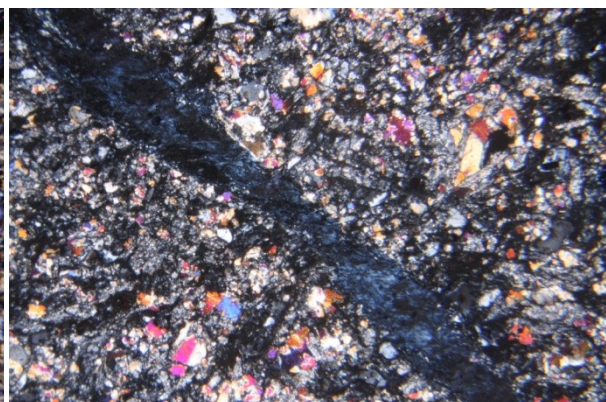


Abbildung 170: Chloritmineralfüllung in einer zerscherten Extensionskluft mit blauer Interferenzfarbe, gekreuzte Polarisatoren, VH5/01, lfm. 20,95, Bildbreite: 4 mm.

Möglicherweise handelt es sich bei diesen größeren Chloriten um Umwandlungsprodukte von primär-magmatischen Feldspäten, die jetzt nur noch als Pseudomorphosen vorhanden sind. Im Zentrum des Chlorits der Abbildung 165 bzw. 166 finden sich opake Mineralphasen. Der Chlorit zeigt unter dem Mikroskop eine dunkelgrüne Eigenfarbe und dunkelblaue Interferenzfarben, was auf eine eisenreiche Zusammensetzung hindeutet (Pennin?).

Die nachfolgenden Abbildungen 171 und 172 zeigen eine sekundär-metamorphe Kluffüllung, bei der neben Leukoxenphasen und Quarz vorwiegend faserige Karbonate und Chlorite präsent sind. Die Faserkarbonate und die Chlorite sind leicht gebogen und scheinen in Richtung des Zentrums der Kluff ausgerichtet zu sein. Eventuell handelt es sich bei dieser Kluff um eine Extensionskluff, die in weiterer Folge leicht zerschert wurde.



Abbildung 171: Halber Querschnitt durch einen zonar aufgebauten Ader. Ältere, nadelige Minerale werden von Quarz und in weiterer Folge Kalzit überwachsen, parallele Polarisatoren, VH5/01, lfm. 20,95, Bildbreite 4 mm.

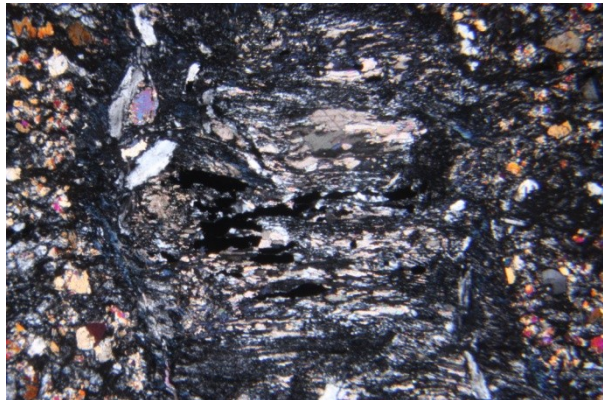


Abbildung 172: Nadelige Minerale mit blauer Interferenzfarbe (Chlorit?) werden von Quarz (grau) und von Kalzit (braune Interf. höherer Ordnung) überwachsen, gekreuzte Pol., VH5/01, lfm. 20,95, Bildbreite 4 mm.

Die Abbildungen 173 und 174 zeigen den halben Querschnitt einer mineralisierten Ader, wobei jeweils die rechte Bildseite die Mittelachse der Ader darstellt. Die Ader ist zonar aufgebaut. Randlich aufgewachsene, ältere, nadelige Minerale werden von undulös auslöschendem Quarz überwachsen. Ein feines Netzwerk von jüngeren Karbonatmineralen (vorwiegend Kalzit) durchzieht das Zentrum der Ader koaxial.



Abbildung 173: Porphyrisches Gefüge mit gedrunghenen Pyroxeneinsprenglingen (links) und einer zerscherten Extensionskluff, parallele Pol., PR 134, Bildbreite: 4 mm.

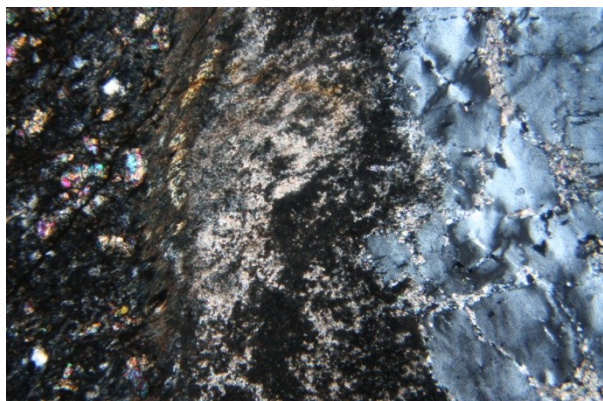


Abbildung 174: Zerscherte Extensionskluff mit Faserkarbonat-, Chlorit-, Quarz- und Leukoxen, gekreuzte Pol., PR 134, Bildbreite: 4 mm.

Neben den jungen, metamorphen Quarz- und Karbonatmobilisaten in Klüften und Gängen finden sich in den Diabasen häufig Feldspäte als Kluffüllungen, bei denen es sich möglicherweise um Adular handelt. Ähnliche Feldspat-Kluffüllungen finden sich auch in den Gesteinen der Metagabbro-Formation (vgl. Kaptiel 12.3.2 Metagabbro). Randlich zeigen diese Gänge und Klüfte Epidote und aktinolithische Hornblende (siehe Abb. 175 und 176).

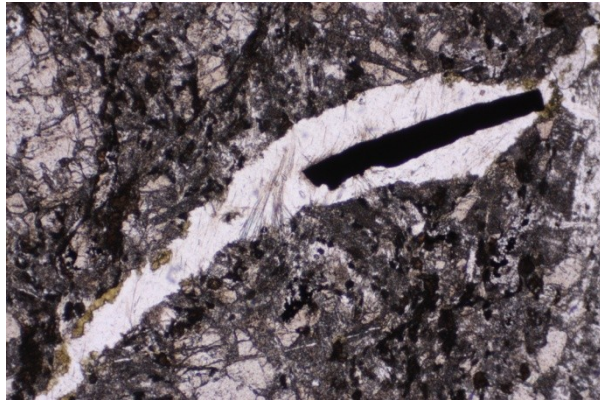


Abbildung 175: Kluffüllung mit randlichen Epidotmineralen (feine Körner, grüne Eigenfarbe) und einer länglichen, opaken Erzphase im Zentrum, parallele Polarisatoren, VH4/01, lfm. 106,50, Bildbreite: 2 mm.

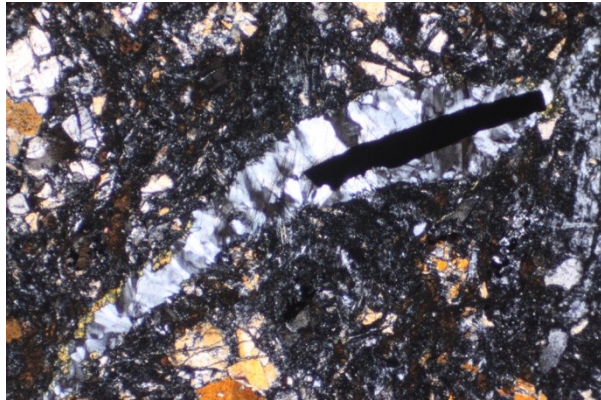


Abbildung 176: Bei der Kluffüllung handelt es sich eventuell um Adular(?) mit einer weiß-grauen Interferenzfarbe und randlichem Anwachsen (Adulartracht?), gekreuzte Polarisatoren, VH4/01, lfm. 106,50, Bildbreite: 2 mm.

Generell können neben primären, fein disseminierten Opakerzphasen auch zentral in den Mobilisatgängen häufig sekundäre, opake Erzphasen festgestellt werden. Auf Grund des mittleren bis hohen Reflexionsvermögens und der hellbraunen bzw. gelben Reflexionsfarbe wurden die primären und sekundären Erzphasen unter Aufsicht als Erzsulfide, vorwiegend Magnetkies und untergeordnet Kupferkies, bestimmt (siehe Abb. 177 und 178).

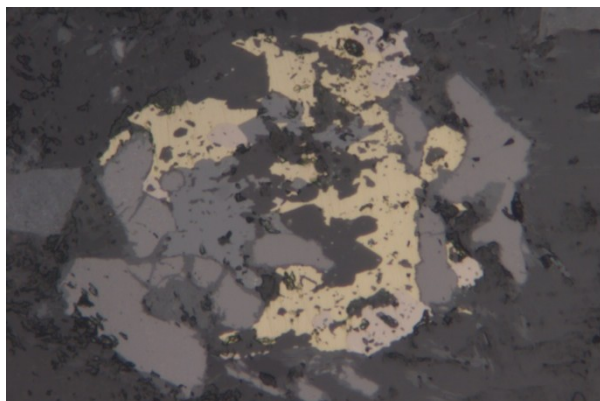


Abbildung 177: Illmenit (braungraue Reflexion) mit Leukoxensaum, teilweise umgewandelt in Rutil (dkl.graue Reflexion) und Erzsulfide (Magnetkies=hellgr. Reflexion, Kupferkies=gelbe Reflexion), PR 185, Bildbreite: 0,22 mm.

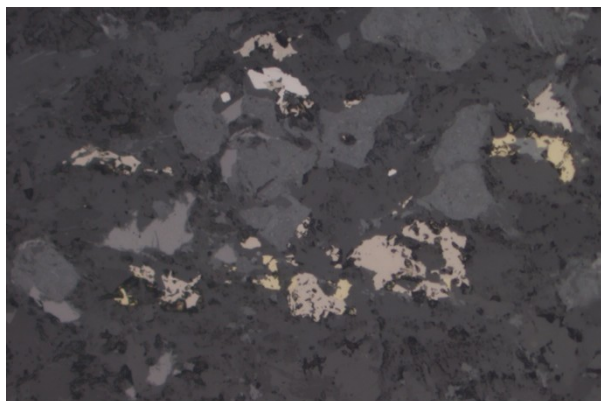


Abbildung 178: Verwachsungen zwischen Illmenit (braungrau) und Leukoxenphasen (dunkelgrau) und Erzsulfide (Magnetkies=hellbraungrau, Kupferkies=hellgelbe und Pentlandit = weißgrau), PR 185, Bildbreite: 0,354 mm.

Die nachfolgenden Abbildungen 179 und 180 zeigen die häufig in den Diabasen anzutreffenden, sulfidischen Kupfer- und Magnetkiesvererzungen im Detail. Aufgrund der hellgelben Reflexionsfarbe lässt sich der Kupferkies deutlich vom Magnetkies mit einer hellgrauen bis hellbraunen (teilweise hellrosa) und von den Leukoxenphasen mit einer dunkelgrauen Reflexionsfarbe unterscheiden.

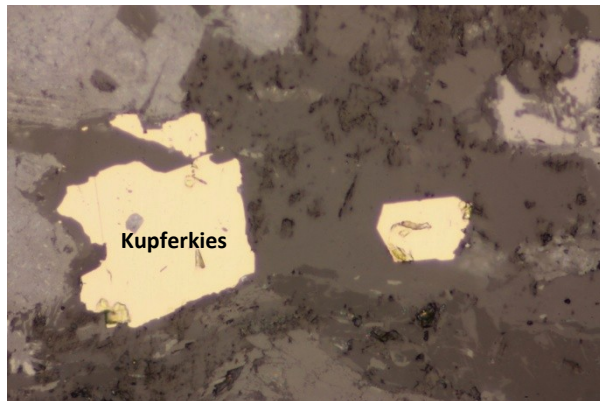


Abbildung 179: Größere Kupferkieserzphase mit deutlich hellgelber Reflexionsfarbe und schmalen, randlichen Leukoxensäumen mit dunkelgrauen Reflexionsfarben, PR 185, Bildbreite: 0,2 mm.

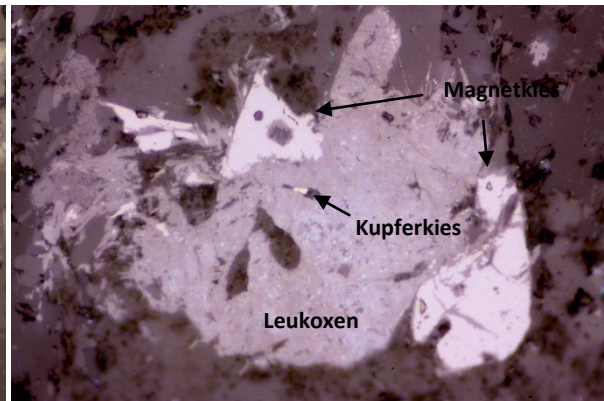


Abbildung 180: Magnetkies (hellgrauer Reflexionsfarbe) verwachsen mit Leukoxenphasen (dunkelgraue Reflexionsfarben), zentral Kupferkies (hellgelbe Reflexionsfarbe), PR 185, Bildbreite: 0,2 mm.

Bei den meisten semiopaken Erzphasen handelt es sich um feinkörnige Leukoxenumwandlungsprodukte (Titan-Phasen wie Rutil und Titanit), die aus primär magmatischen Ilmeniten entstanden sind. Da es sich bei den Ilmeniten um Oxide handelt, sind diese auf Grund eines geringeren Reflexionsvermögens eindeutig von den Sulfiderzen zu unterscheiden. Die Ilmenite sind teilweise verzwilligt, häufig idiomorph ausgebildet und zeigen magmatische Lösungsschläuche bzw. Korrosionsbuchten (siehe Abb. 181 und 182).

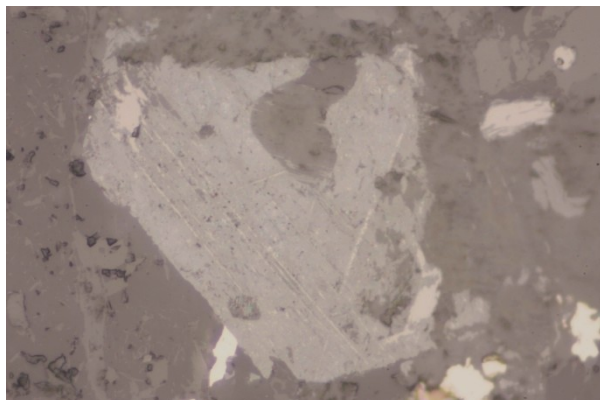


Abbildung 181: Primär magmatische Lösungsschläuche bzw. Korrosionsbuchten in einem idiomorph ausgebildeten Ilmenit-Kristall der als Leukoxenpseudomorphose erhalten ist, PR 185, Bildbreite: 0,2 mm.

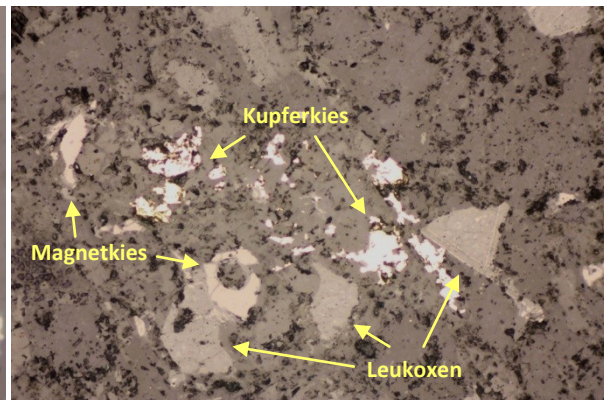


Abbildung 182: Verzwilligte, teilweise idiomorphe Leukoxenpseudomorphosen nach Ilmenit mit Magnetkies- und Kupferkieserzphasen, PR 185, Bildbreite: 0,5 mm.

Subtyp 2

Der Subtyp 2 wurde in den Dünnschliffen der Handstücksprobe 105 bzw. in den Bohrkernproben VH6/01, lfm. 10,30 und VH6A/01, lfm 35,15 festgestellt und zeigt einen ähnlichen Mineralbestand wie der Subtyp 1, wobei das Gefüge besser kristallisiert wirkt und grobkörniger bis teilweise subophitisch ausgebildet ist (insbesondere PR 105, siehe Abb. 183 und 184).



Abbildung 183: Grobkörniges bis teilweise subophitisches Gefüge mit gut verschränkten Feldspatleisten und porphyrischen Pyroxenen, parallele Polarisatoren, PR 105, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 184: Gut verschränkte, längs gestreckte, verzwilligte Feldspatleisten (grau-weiß) und porphyrische, teilweise verzwilligte Pyroxene (rosa-orange Interferenz), gekreuzte Polarisatoren, PR 105, Bildbreite: 4 mm.

Die Feldspäte zeigen in der Regel zwei verschiedene Mineralausbildungen, wobei größere, porphyrische Feldspateinsprenglinge und kleinere Feldspatleisten verschiedener Generationen zu erkennen sind. Bei den häufig idiomorph bis hypidiomorph erhaltenen Feldspäten handelt es sich wiederum um grobkörnige Plagioklaseinsprenglinge. Die Plagioklase sind leistenförmig gestreckt bis tafelig und zeigen typische polysynthetische Zwillingslamellen nach dem Albit-Gesetz. Kalifeldspäte sind im Allgemeinen nicht vorhanden, jedoch finden sich stellenweise wenige Reste, die stärker umgewandelt sind. Die Umwandlung der Feldspäte findet vorwiegend an den Rändern, aber auch im Inneren der Minerale statt, bei der der Feldspat von einer feinkörnigen Serizit-Quarz-Matrix verdrängt wird (Serizitisierung, siehe Abb. 185 und 186).

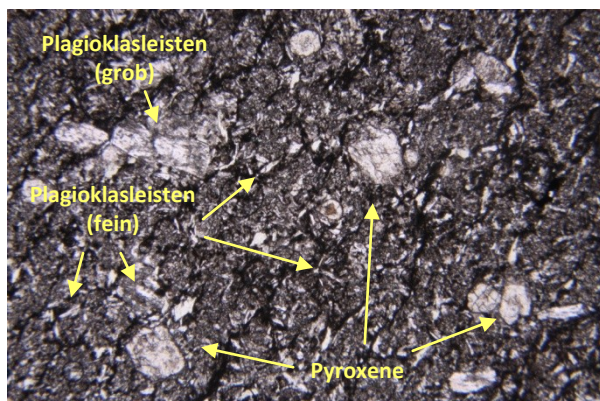


Abbildung 185: Grobe und feine Plagioklasleisten mit Umwandlungserscheinungen zu einer feinkörnigen Serizit-Quarz-Matrix (Serizitisierung), parallele Pol., VH6A/01, lfm. 35,15, Bildbreite: 4 mm.

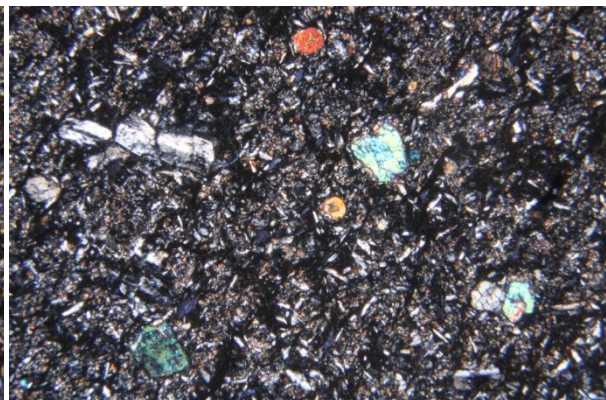


Abbildung 186: Grobe, tafelige und feine, nadelige Plagioklasleisten eventl. verschiedener Generationen (weiß-grau) und bunte, gedrungene Pyroxene, gekreuzte Pol., VH6A/01, lfm. 35,15, Bildbreite: 4 mm.

Bei den Pyroxenen sind, ähnlich wie bei den Plagioklasen, zwei verschiedene Mineralausbildungen, respektive Generationen zu beobachten. Einerseits sind feinkörnige, gedrungene Pyroxenkörner in der feinkörnigen Hauptmasse zu beobachten und andererseits sind größere porphyrische Einsprenglinge, z.T. mit idiomorpher Kristallform, zu beobachten (siehe Abb. 187 und 188).

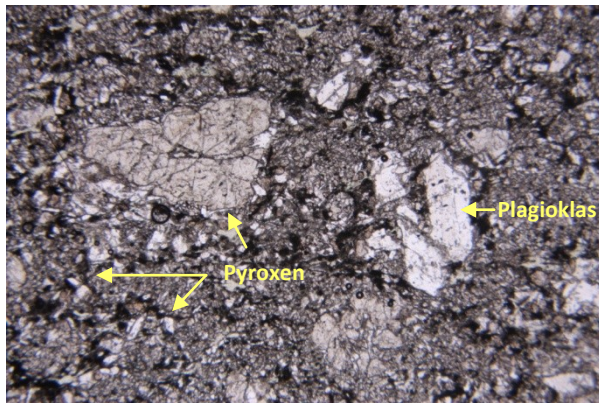


Abbildung 187: Fein- und grobkörnige Pyroxene und Plagioklase unterschiedlicher Generationen, parallele Pol., VH6/01, lfm. 10,30, Bildbreite: 4 mm.

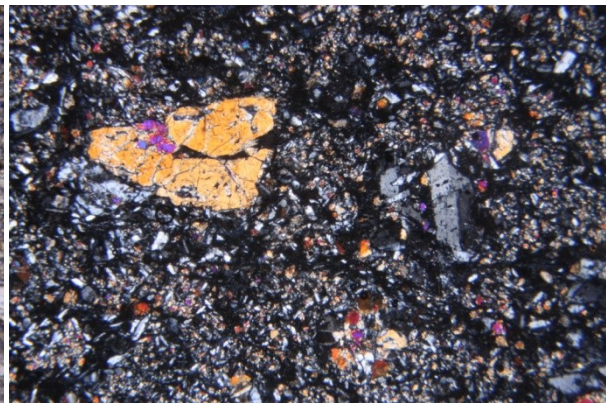


Abbildung 188: Pyroxene (feine und grobe, bunte Körner) und Plagioklase (grau-schwarz, grobtafelig und feinnadelig, gekreuzte Pol., VH6/01, lfm. 10,30, Bildbreite: 4 mm.

Der idiomorphe Pyroxeneinsprengling der Abbildung 189 und 190 zeigt deutliche Umwandlungserscheinungen im zentralen und randlichen Bereich, wobei als Umwandlungsprodukte vielfach aktinolithische Hornblenden und Chlorite gebildet werden.

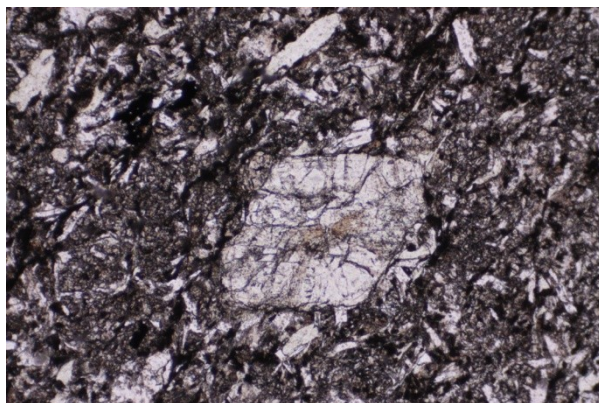


Abbildung 189: Idiomorpher Pyroxeneinsprengling in feinkörniger Matrix mit zahlreichen Plagioklasleisten, parallele Pol., VH6A/01, lfm. 35,15, Bildbreite: 2 mm.



Abbildung 190: Idiomorpher Pyroxen mit Umwandlungen zu Akinolith und Chlorit entlang der Spaltflächen, gekreuzte Pol., VH6A/01, lfm. 35,15, Bildbreite: 2 mm.

Als Besonderheit ist die im Dünnschliff von der Probe PR 105 entdeckte, sekundär-metamorphe Hohlraumfüllung einer ehemaligen Gasblase aus Chlorit, Karbonat und opaken bis semi-opaken Erzphasen mit Leukoxensaum zu erwähnen (siehe Abb. 191 und 192).



Abbildung 191: Leukoxenreiche Hohlraumfüllung einer Gasblase, parallele Pol., PR 105, Bildbreite: 4 mm.

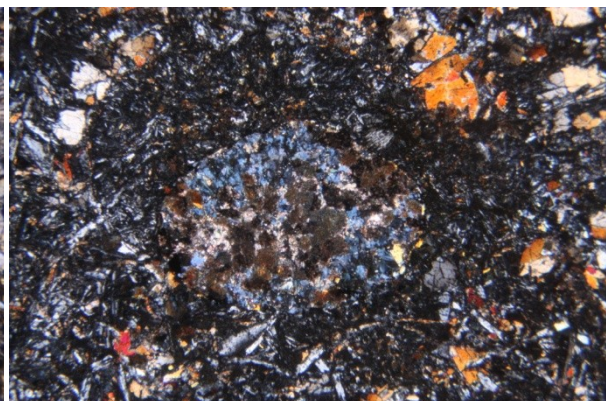


Abbildung 192: Füllung überwiegend aus Chlorit (blaue Interferenzfarbe), gekreuzte Pol., PR 105, Bildbreite: 4 mm.

Die sulfidischen Erze finden sich sowohl primär-magmatisch, feindisseminiert in der Gesteinsmatrix, als auch konzentriert in sekundär-metamorphen Mobilisatgängen. Als die häufigsten Opakerzphasen wurden wiederum die Sulfidminerale Magnetkies und Kupferkies bestimmt (siehe Abb. 193 und 194).

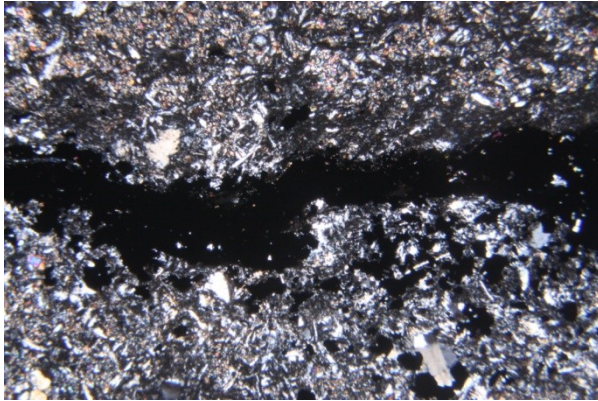


Abbildung 193: Opaker Erzgang unter Durchlicht (schwarz), VH6A/01, lfm. 35,15, Bildbreite: 4 mm.

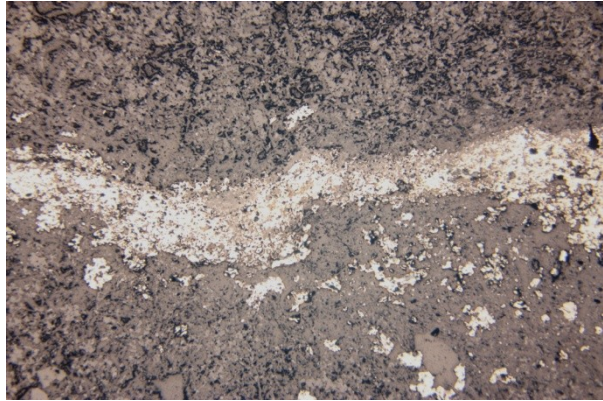


Abbildung 194: Opaker Erzgang unter Auflicht (weiß-graue Reflexion), VH6A/01, lfm. 35,15, Bildbreite: 4 mm.

Die nachfolgenden Abbildungen 195 und 196 zeigen denselben Erzgang (vgl. Abb. 193 und 194) bei stärkerer Vergrößerung. Anhand der unterschiedlichen Reflexionsfarben kann eine engräumige Verwachsung zwischen Magnetkies und Kupferkies festgestellt werden.



Abbildung 195: Engräumige Verwachsungen zwischen Magnetkies (braune Reflexionsfarbe) und Kupferkies (hellgelbe Reflexionsfarbe), VH6A/01, lfm. 35,15, Bildbreite: 0,5 mm.

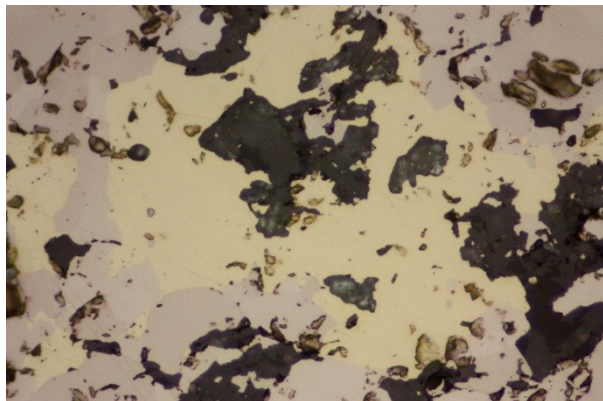


Abbildung 196: Engräumige Verwachsungen zwischen Magnetkies (braune Reflexionsfarbe) und Kupferkies (hellgelbe Reflexionsfarbe), VH6A/01, lfm. 35,15, Bildbreite: 0,2 mm.

Bei den semiopaken Mineralen handelt es sich um primäre Ilmenite, die wiederum stark, in eine Leukoxenmatrix aus einem feinkörnigen Titanit-Rutil-Gemenge, umgewandelt vorliegen. Untergeordnet finden sich feine, sekundäre Pyrit entlang von Quarzklüften und zerscherten Extensionsklüften (siehe Abb. 197).

Zusätzlich sind „birds eye“-Strukturen in Dünnschliff der Probe VH6A/01, lfm. 35,15 vorhanden. Bei diesen Strukturen handelt es sich um mehr oder weniger konzentrische Umwandlungen von Magnetkies (hellbraun bis hellgrau) in Markasit (hellgelb bis braune, siehe Abb. 198).

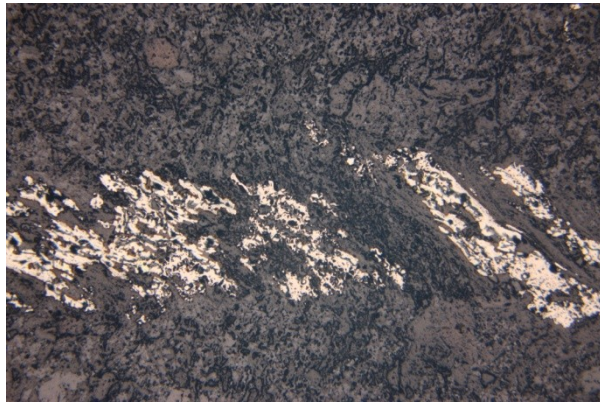


Abbildung 197: Zerscherte Quarz-Extensionskluft mit sekundären Pyriten (weiße Reflexionsfarbe), VH6A/01, lfm. 35,15, Bildbreite: 4 mm.

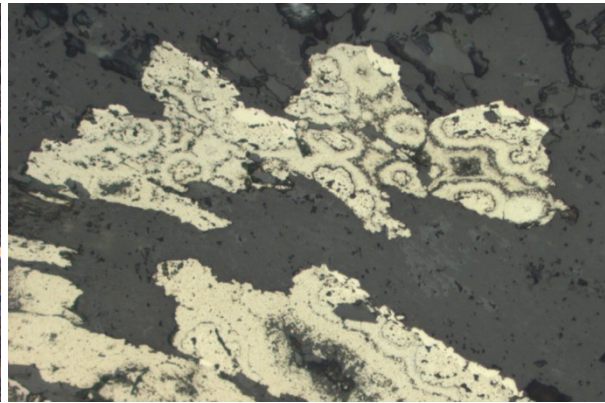


Abbildung 198: „Birds-eye“-Strukturen als sekundäre Umwandlungen von Magnetkies in Markasit, VH6A/01, lfm. 35,15, Bildbreite: 0,354 mm.

Subtyp 3

Der Subtyp 3 wurde im Dünnschliff der Probe PR 348 festgestellt und zeichnet sich durch ein porphyrisches Gefüge aus, das sich aus einer feinkörnig-rekristallisierten, glasigen Matrix mit sehr wenigen Feldspat- und Pyroxeneinsprenglingen aufbaut (siehe Abb. 199 und 200).



Abbildung 199: Feinstkörnig-rekristallisierte, glasige Matrix mit wenigen porphyrischen Plagioklas- und Pyroxeneinsprenglingen, parallele Polarisatoren, PR 348, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 200: Stark umgewandelte, porphyrische Plagioklasleisten und bunte, teilweise idiomorphe Pyroxeneinsprenglingen, gekreuzte Polarisatoren, PR 348, Bildbreite: 4 mm.

Bei den porphyrischen Einsprenglingen handelt es sich wiederum um Klinopyroxene (i.A. Augite) und Plagioklase. Sowohl die Plagioklase als auch die Pyroxene zeigen idiomorphe Kristallformen (siehe Abb. 201 und 202).

Im Vergleich zu den beiden anderen Subtypen weist der Subtyp 3 ähnliche Anlösungs- und Umwandlungserscheinungen an den Pyroxenen und Feldspäten auf, wobei neben der Serizitisierung auch häufiger eine Umwandlung der Plagioklase in ein feinkörniges Gemenge von Serizit und Epidot beobachtet wird (Saussuritisierung). Die feinkörnige, glasige Masse baut sich neben feinen Feldspäten und Pyroxenen aus Chlorit, Serizit, Leukoxenphasen, Quarz und Karbonat auf (siehe Abb. 203 und 204).

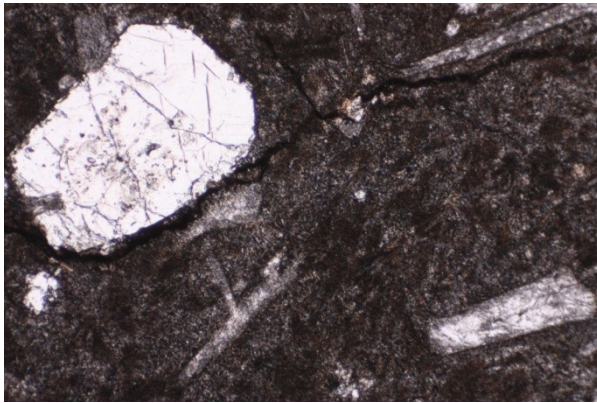


Abbildung 201: Idiomorphe, stark umgewandelte Plagioklasleisten und Pyroxene in einer feinkörnig rekristallisierten Matrix, parallele Pol., PR 348, Bildbreite: 2 mm.

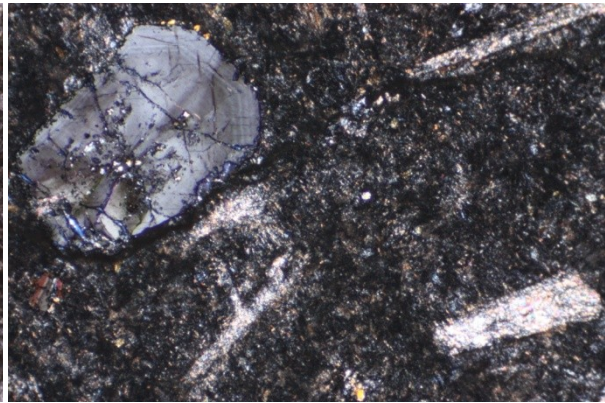


Abbildung 202: Zonar gebaute, stark umgewandelte Plagioklasleisten und idiomorphe, ebenfalls zonare Pyroxene, gekreuzte Pol., PR 348, Bildbreite: 2 mm.



Abbildung 203: Stark umgewandelte/zersetzte, idiomorphe Feldspatleiste mit polysynthetischer Verzwilligung (Lamellierung), parallele Polarisatoren, PR 348, Bildbreite: 1 mm.

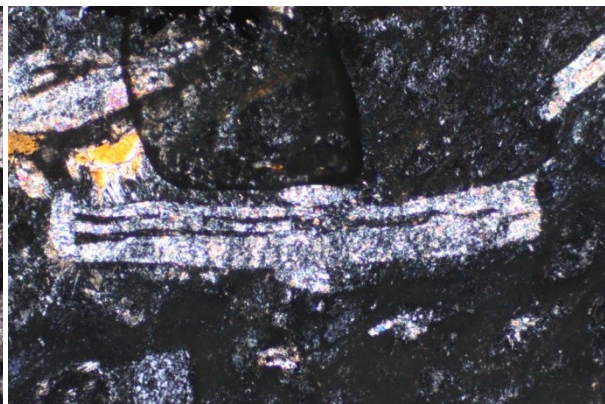


Abbildung 204: Pseudomorpher Ersatz der Feldspatleiste durch ein feinkörniges Gemenge aus Serizit, Quarz, Chlorit, Karbonat, Epidot und Leukoxenphasen (bunte Interferenz), gekreuzte Pol., PR 348, Bildbreite: 1 mm.

Neben zwei verschiedenen Klinopyroxengenerationen (kleinere und größere) sind auch zwei verschiedene Feldspatgenerationen erkennbar. Neben den Feldspäten weisen auch die Pyroxene eine starke, häufig pseudomorphe Umsetzungen in ein feinstkörniges Gemenge aus Chlorit, Serizit, Leukoxen, Quarz, Epidot und Karbonat auf (siehe Abb. 205 und 206).

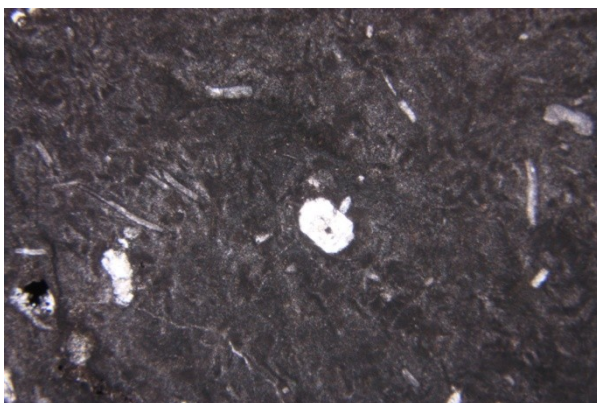


Abbildung 205: Starke Umwandlung bzw. teilweise pseudomorpher Ersatz von Feldspatleisten und Pyroxenen durch ein feinkörniges Gemenge, parallele Polarisatoren, PR 348, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 206: Feine, langgestreckte Feldspatleisten und teilweise idiomorphe Pyroxene mit bunten Interferenzfarben, gekreuzte Polarisatoren, PR 348, Bildbreite: 4 mm.

Ebenso wie die Probe PR 105 des Subtyps 2 zeigt auch diese Probe (PR 348) eine Hohlraumfüllung einer ehemaligen Gasblase. Als sekundäre Hohlraumfüllung lassen sich wiederum die Minerale Chlorit (blaue Interferenzfarbe bei gekreuzten Pol.), feingepflasterter Quarz, Karbonat und Erzphasen mit Leukoxensaum bestimmen (siehe Abb. 207 und 208).

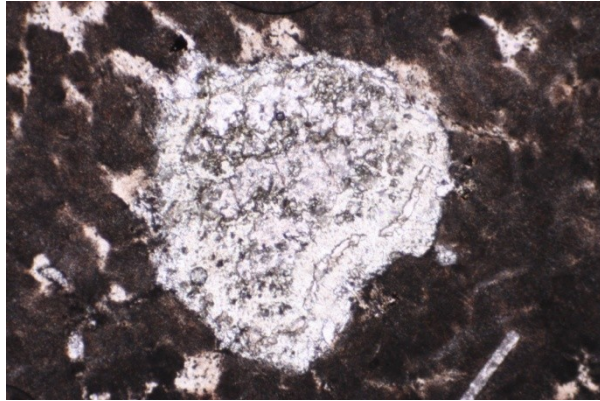


Abbildung 207: Sekundäre Hohlraumfüllung einer ehemaligen Gasblase aus Chlorit, Quarz, Karbonat und Erzphasen mit Leukoxensaum, parallele Polarisatoren, PR 348, Bildbreite: 2 mm.

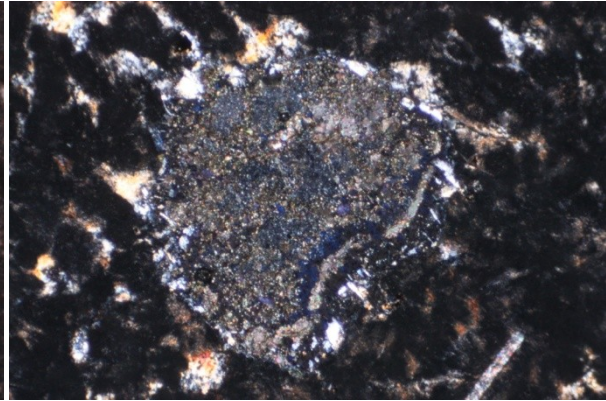


Abbildung 208: Hohlraumfüllung vorwiegend aus Chlorit (blaue Interferenz), Quarz (grau), Karbonat (braun) und Erzphasen mit Leukoxensaum (dunkel), gekreuzte Polarisatoren, PR 348, Bildbreite: 2 mm.

Bei den Erzphasen handelt es sich auch bei diesem Subtyp der Diabasformation in erster Linie um Magnet- und Kupferkies, der sowohl primär, fein disseminiert, als auch sekundär mobilisiert bzw. konzentriert in Gängen und Klüfte auftreten kann (siehe Abb. 209 und 210).

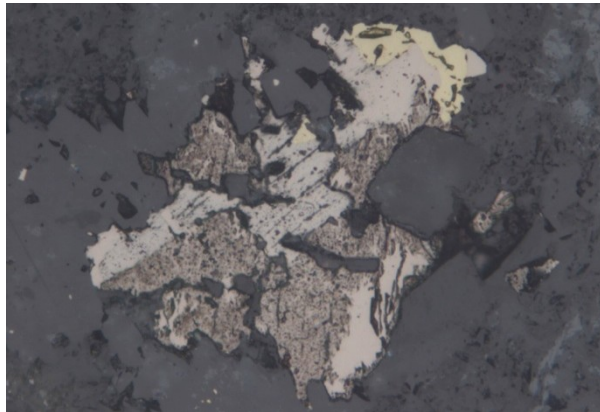


Abbildung 209: Teilw. zu Markasit (braune Reflexion) umgewandelter Magnetkies (hellgrau), verwachsen mit Kupferkies (gelb), PR 348, Bildbreite: 0,28 mm.

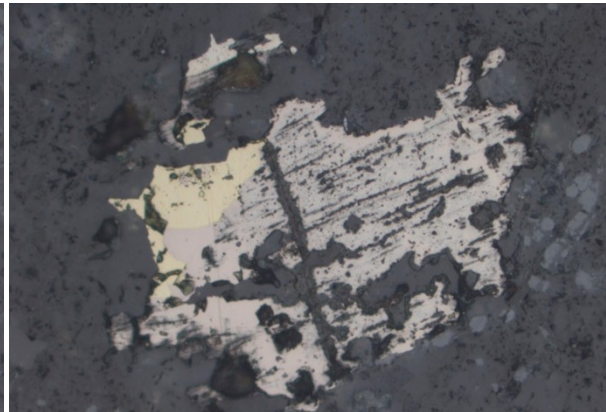


Abbildung 210: Verwachsung zwischen Kupferkies (gelb) und Magnetkies (hellgrau), der teilweise zu Markasit (braun) umgewandelt vorliegt, PR 348, Bildbreite: 0,354 mm.

Verwachsungen von Magnetkies, Kupferkies und Pentlandit sind im Dünnschliff der Probe PR 348 häufig anzutreffen, wobei eine eindeutige Unterscheidung anhand der Reflexionsfarben getroffen werden kann (siehe Abb. 211).

Auch in diesem Dünnschliff sind Umwandlungen von Magnetkies zu Markasit festzustellen. Im Gegensatz zu den „birds eye“-Strukturen sind diese Umwandlungen häufig schraffurartig ausgebildet. Zusätzlich sind zahlreiche Limonitphasen zu beobachten (siehe Abb. 212).

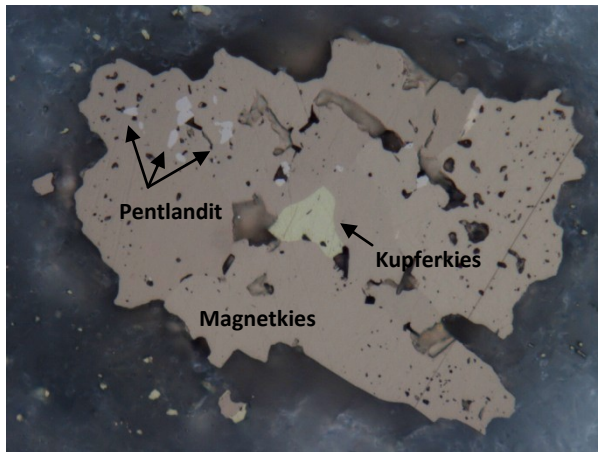


Abbildung 211: Verwachsung zwischen Magnetkies (hellgraue Reflexionsfarbe), Kupferkies (hellgelbe Reflexionsfarbe) und Pentlandit (weiße Reflexionsfarbe), PR 348, Bildbreite: 0,11 mm.

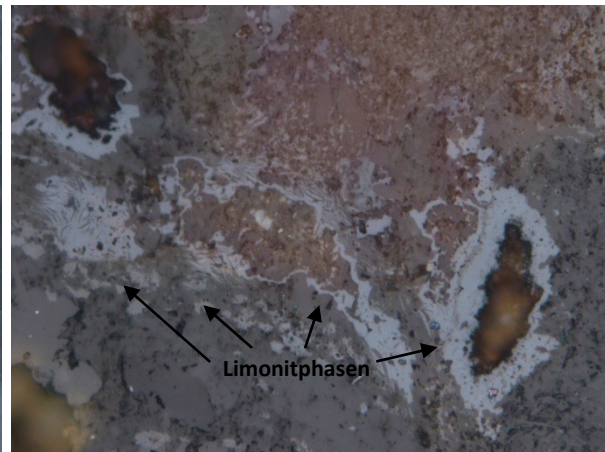


Abbildung 212: Limonitphasen (hellgraue Reflexionsfarben), teilweise schraffurartig umgewandelt und mit deutlichen roten Innenreflexen, PR 348, Bildbreite: 0,283 mm.

21.1.2.2 Metagabbro

Die Dünnschliffe der Metagabbro-Formation zeigen deutlich ein gut erhaltenes, primär magmatisches Intrusivgefüge. Insbesondere in der Handstücksprobe PR 156 und bei der Bohrkernprobe VH6A/01, lfm. 48,50 bilden grobkörnige Phänokristalle aus Feldspäten und Pyroxenen teilweise holokristalline Gefüge aus (siehe Abb. 213, 214, 215 und 216). Die Pyroxene zeigen häufig Verwilligungen und Anlösungserscheinungen. Auffallend ist auch ein deutlicher Rot-Grün-Pleochroismus bei den Pyroxenen der Metagabbro-Formation. Bei den groben Feldspatleisten handelt es sich um verwilligte Plagioklase die unterschiedlich gut erhalten sind. Als Nebengemengteile sind neben Chlorit, Serizit, Quarz und Leukoxen der feinkörnigen Masse auch noch primärmagmatische Quarzkörner mit Lösungsschläuchen in den Kornzwischenräumen erhalten.

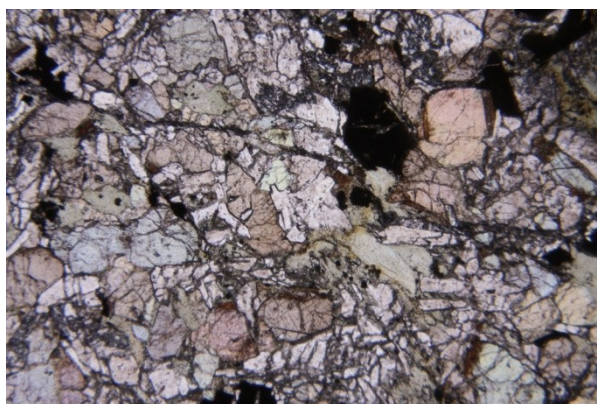


Abbildung 213: Holokristallin ausgebildetes Gesteinsgefüge mit grobkörnigen Pyroxen- und Feldspateinsprenglingen, parallele Polarisatoren, PR 156, Bildbreite: 4 mm.

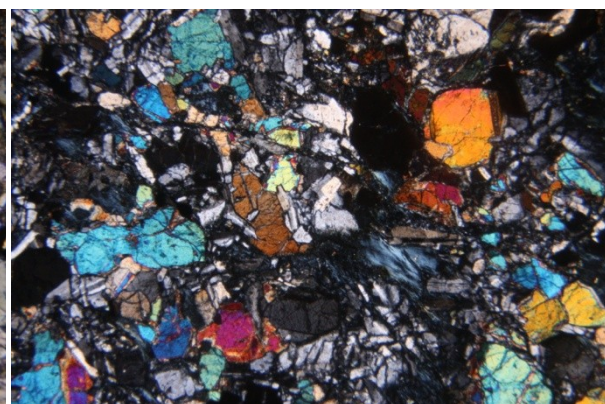


Abbildung 214: Grobkörnige Pyroxeneinsprenglinge (bunte Körner) und Feldspatleisten (weiß-graue Interferenz), gekreuzte Polarisatoren, PR 156, Bildbreite: 4 mm.

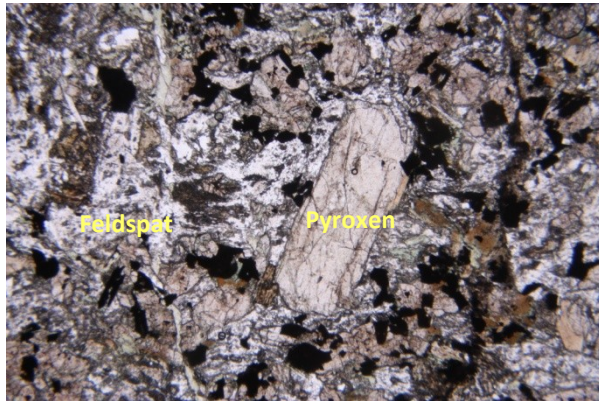


Abbildung 215: Gut auskristallisiertes Gefüge mit größerem Pyroxenphänokristall und leistenförmig gestreckten Feldspateinsprenglingen, parallele Polarisatoren, VH6A/01, lfm. 48,50, Bildbreite: 4 mm.

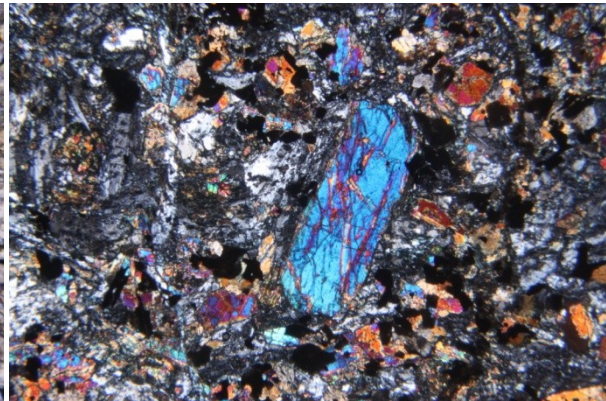


Abbildung 216: Pyroxenphänokristall mit hoher Interferenzfarbe und typischen Spaltwinkeln und stark umgesetzte, reliktsch erhaltene Feldspatleisten, gekreuzte Polarisatoren, VH6A/01, lfm. 48,50, Bildbreite: 4 mm.

Insbesondere bei den Handstücksproben PR 233 und PR 338 bzw. bei den Bohrkernproben VH4/01, lfm. 42,60 und VH4/01, lfm. 51,60 sind diese bereits stark in eine feinkörnige Matrix aus Chlorit, Serizit, Quarz und Leukoxen umgewandelt (siehe Abb. 217, 218, 219 und 220). Die sich so ergebenden Pseudomorphosen geben teilweise auch noch Zonarbau und Verzwilligungen der Feldspäte durch die Umwandlungsminerale widergegeben.

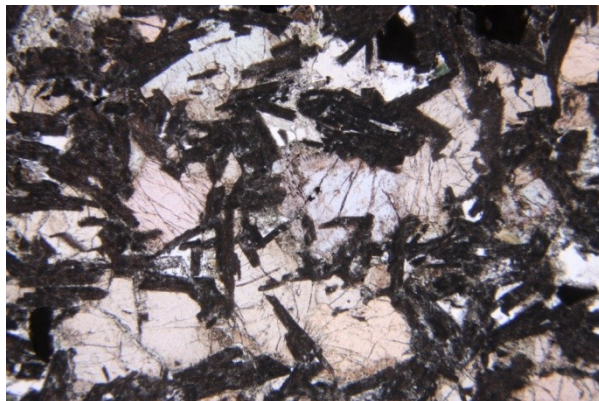


Abbildung 217: Gut auskristallisiertes Gefüge mit starken Umwandlungen an den Feldspatleisten, parallele Pol., PR 233, Bildbreite: 4 mm.

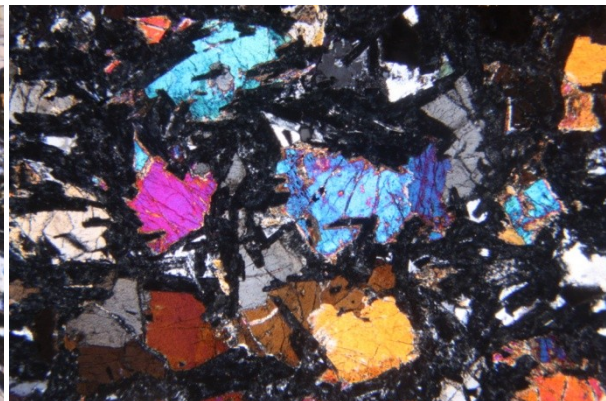


Abbildung 218: Grobe Pyroxeneinsprenglinge (bunte Interferenz) und stark umgewandelte Feldspäte (feine, dunkle Leisten), gekreuzte Pol., PR 233, Bildbreite: 4 mm.

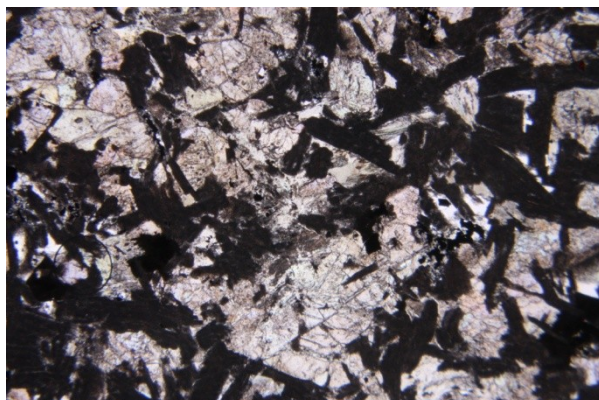


Abbildung 219: Verschränktes Gefüge mit größeren Feldspatleisten (dunkel) und Pyroxenen (hell, rot-grün Pleochroismus), parallele Pol., PR 338, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 220: Stark umgewandelte Feldspatleisten und gedrungene Pyroxeneinsprenglinge mit bunten Interferenzfarben, gekreuzte Pol., PR 338, Bildbreite: 4 mm.

Innerhalb jüngerer (sekundärer) Kluffüllungen finden neben den Quarz- und Karbonatmineralen (siehe Abb. 221 und 222) auch Chlorite (vor allem in Scherklüften, siehe Abb. 223 und 224).

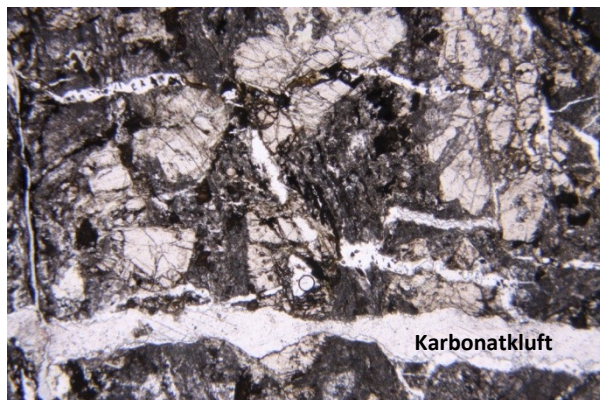


Abbildung 221: Grobkörniges Gefüge durchschlagen von einer sekundären Karbonatkluff, parallele Pol., VH4/01, lfm. 51,60, Bildbreite: 4 mm.

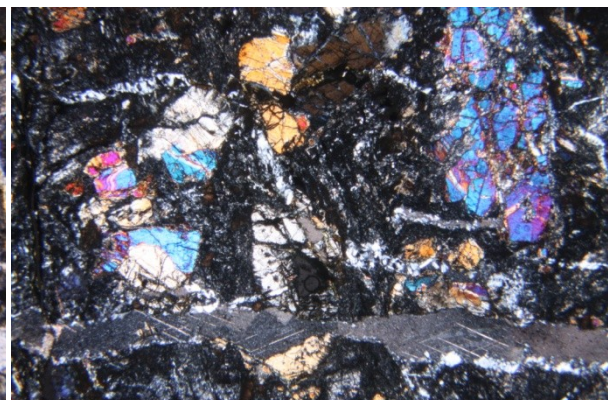


Abbildung 222: Grobe Pyroxene und Plagioklaseleisten mit Karbonatkluff (Calcit?, braune Interferenz hoher Ordnung), gekreuzte Pol., VH4/01, lfm. 51,60, Bildbreite: 4 mm.

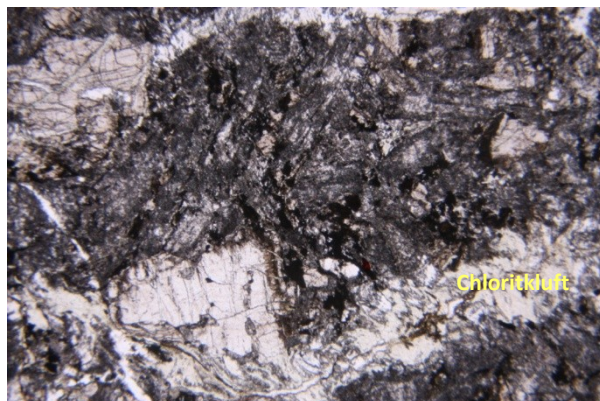


Abbildung 223: Grobkörnige, tw. verzwilligte Pyroxene mit sekundärer Chlorit-Scherkluff, parallele Pol., VH4/01, lfm. 51,60, Bildbreite: 4 mm.

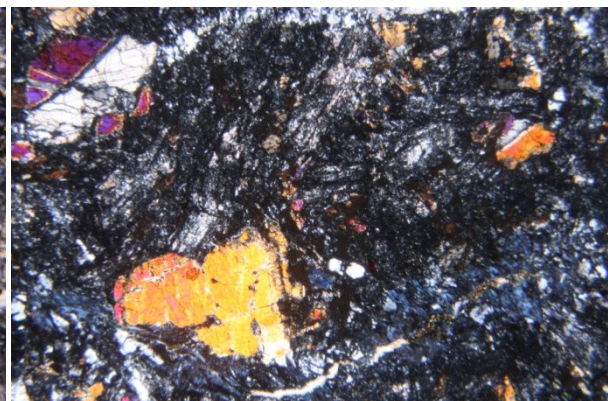


Abbildung 224: Pyroxene mit bunter Interferenz und sekundäre Chlorit-Scherkluff (blaue Interferenz), parallele Pol., VH4/01, lfm. 51,60, Bildbreite: 4 mm.

Stellenweise lassen sich als sekundäre Kluffüllungen auch Feldspatleisten feststellen, bei denen es sich möglicherweise um Adular handelt (siehe Abb. 225 und 226).

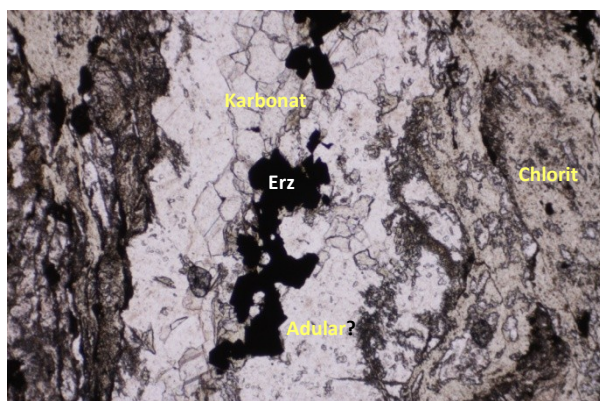


Abbildung 225: Querschnitt durch eine sekundäre Kluffüllung aus Quarz, Chlorit, Karbonat, Feldspat (Adular?) und opaken Erzphasen, parallele Pol., VH4/01, lfm. 42,60, Bildbreite: 4 mm.

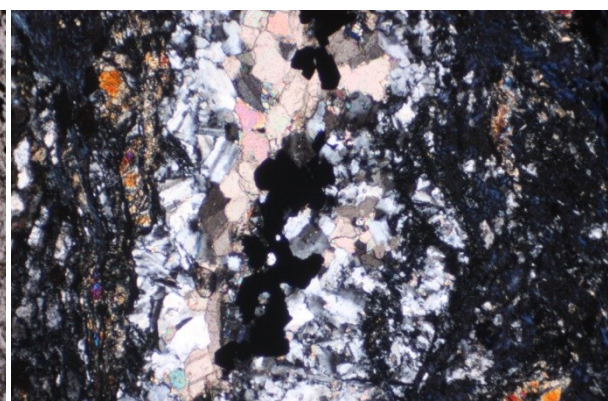


Abbildung 226: Kluffüllung aus Quarz, Chlorit (blau), zentral Karbonat (braun-rosa), Feldspat (Adular?, weiß-grau) und opaken Erzphasen (schwarz), gekreuzte Pol., VH4/01, lfm. 42,60, Bildbreite: 4 mm.

Zentral sind diese jungen Kluffüllungen und Gänge oft vererzt (vgl. Abb. 225 und 226), wobei als Erzphasen Magnet- und Kupferkies bestimmt wurden (siehe Abb. 227 und 228).

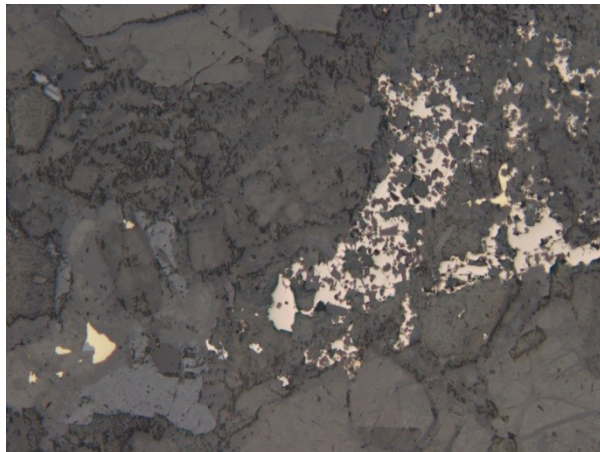


Abbildung 227: Sulfidische Gangvererzung mit vorwiegend Magnetkies- (hellgraue Reflexionsfarbe) und untergeordnet Kupferkies (hellgelbe Reflexionsfarbe, links unten), PR 156, Bildbreite: 1,11 mm.



Abbildung 228: Detailaufnahme der Kupferkiesvererzung aus Abbildung 230 mit einer hellgelben Reflexion, verwachsen mit Zinkblende (dunkelgraue Reflexion), PR 156, Bildbreite: 0,177 mm.

Neben den, in den basischen Gesteinen des Arbeitsgebietes, omnipräsenten Eisen- und Kupfersulfidmineralen finden sich im Dünnschliff der Probe PR 156 auch Verwachsungen von Zinkblende mit Kupferkies und feine Verwitterungssäume (siehe Abb. 229).

Untergeordnet weist der Dünnschliff der Probe PR 156 auch Verwachsungen von Pentlandit mit Magnetkies auf, wobei der Pentlandit vorwiegend randlich anzutreffen ist und aufgrund der schneeweißen Reflexionsfarbe vom Magnetkies mit einer hellbraun bis hellgrauen Reflexionsfarbe zu unterscheiden ist (siehe Abb. 230).

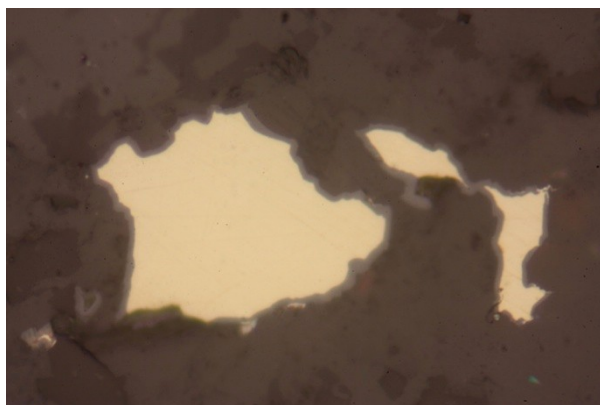


Abbildung 229: Kupferkiesvererzung (hellgelbe Reflexionsfarbe) mit einem feinen, randlichen Verwitterungssaum (hellgraue Reflexionsfarbe), PR 156, Bildbreite: 0,1 mm.

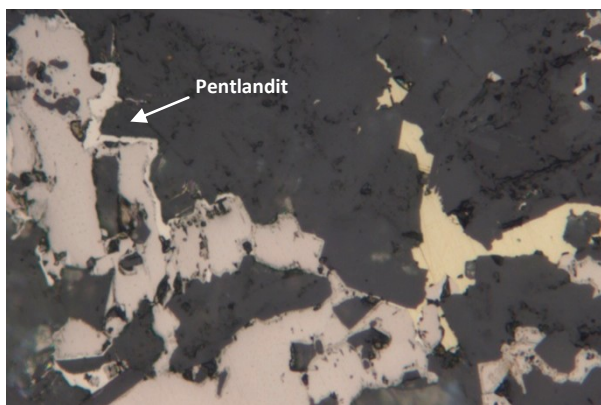


Abbildung 230: Verwachsungen zwischen Magnetkies (hellgraue Reflexionsfarbe), Kupferkies (gelbe Reflexion) und verwittertem Pentlandit (weißgraue Reflexionsfarbe, vorwiegend randlich), PR 156, Bildbreite: 0,221 mm.

Akzessorisch finden sich opake bis semi-opake Skelettstrukturen mit braunen Eigen- und Interferenzfarben, die auf primär magmatische Ilmenite hinweisen. Vereinzelt weisen die Ilmenitskelette idiomorphe, hexagonale Umrisse auf (siehe Abb. 231 und 232).



Abbildung 231: Opake bis Semi-opake Ilmenit-Skelettstruktur mit schwarz-brauner Eigenfarbe (primär magmatischer Ilmenit?), parallele Polarisatoren, PR 156, Bildbreite: 1 mm.

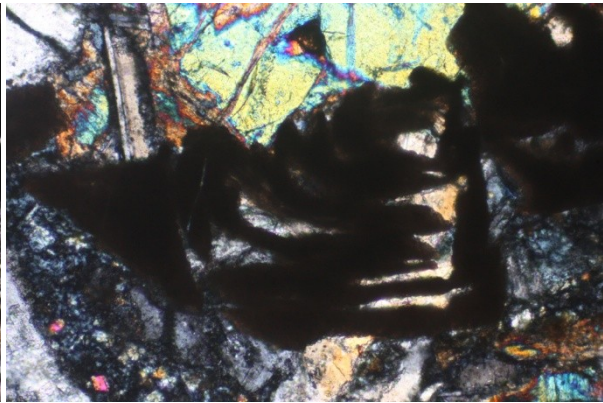


Abbildung 232: Ilmenit-Skelettstruktur mit schwarz-brauner Interferenzfarbe teilweise umgewandelt in ein feinkörniges Leukoxengemenge aus Rutil und Titanit, gekreuzte Polarisatoren, PR 156, Bildbreite: 1 mm.

Die Ilmenitskelette sind in der Regel vollständig zu Leukoxenphasen umgesetzt und oft sind Pseudomorphosen von feinstkörnigem Leukoxen nach Ilmenit anzutreffen, wobei die hellbraunen Bereiche aus Rutil und die dunkel- bis graubraunen Bereiche aus Titanit aufgebaut sind (siehe Abb. 233 und 234). Charakteristisch für Rutilphasen bzw. für Titanitphasen sind weiße bzw. blaue Innenreflexe in dem feinkörnigen Leukoxengemenge. Vereinzelt sind auch Rutilkörner anzutreffen.

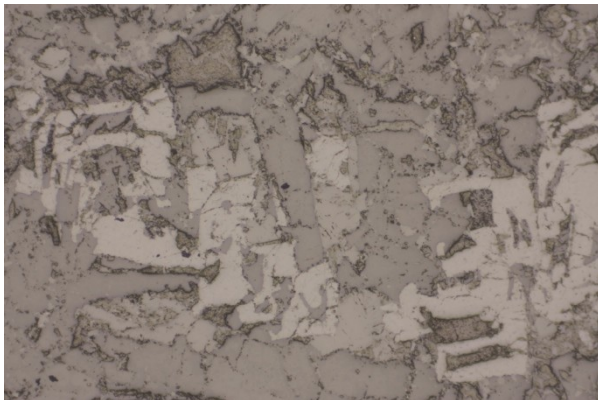


Abbildung 233: Stark in ein feinkörniges Leukoxenphasengemenge aus Rutil und Titanit umgewandelte Ilmenit-Skelette, PR 156, Bildbreite: 2 mm.

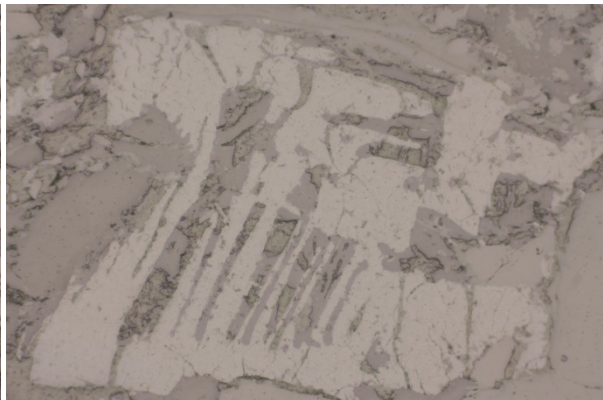


Abbildung 234: Pseudomorphose von einem feinkörnigen Leukoxengemenge nach Skelett-Ilmenit (primär magmatisch), PR 156, Bildbreite: 1 mm.

21.1.2.3 Metatuff

Das Probenmaterial für den Dünnschliff der Metatuff-Formation wurde am Aufschlusspunkt 404 entnommen und zeigte bereits im Handstück makroskopisch erkennbare Pyroxeneinsprenglinge. Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt sich ein sehr feinkörniges, deutlich geschiefertes Gefüge, wobei die Korngrößen im Bereich der Feinsandfraktion zu liegen kommen. Häufig sind auch im Dünnschliff größere primärmagmatische Pyroxenphänokristalle ersichtlich (siehe Abb. 235 und 236).

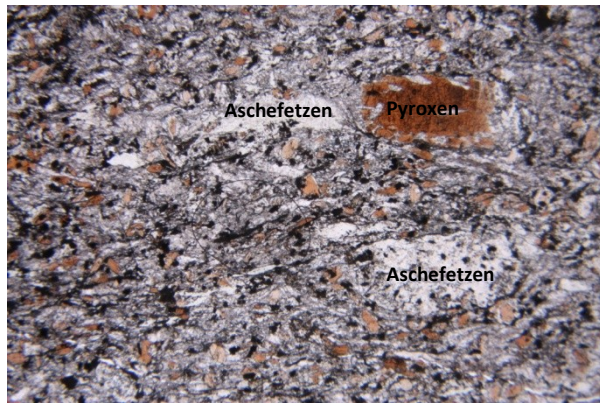


Abbildung 235: Feinkörniges, geschiefertes Gefüge mit größeren, primär-magmatischen Pyroxenphänokristallen und vulkanischen Aschefetzen (helle, feinkörnige Bereiche), parallele Polarisatoren, PR 404, Bildbreite: 4 mm.

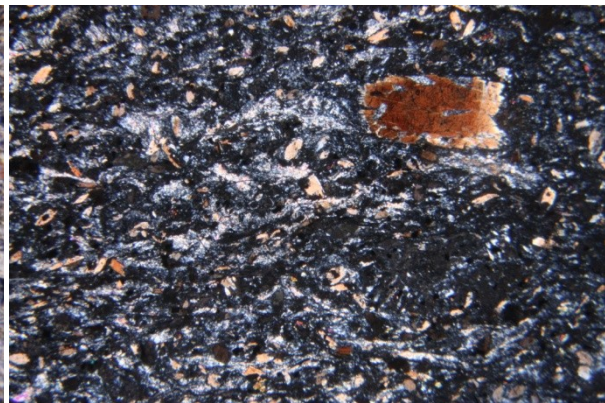


Abbildung 236: Primär-magmatischer Pyroxenphänokristall (braune Interferenz) und Serizit (bunte Interferenz) und Chlorit (blau), feinkörnig rekristallisiert, gekreuzte Pol., PR 404, Bildbreite: 4 mm.

Die größeren Pyroxeneinsprenglinge zeigen im Inneren „Löcher“, die auf Lösungserscheinungen zurück zu führen sind. Bei diesen Lösungserscheinungen bzw. Korrosionsbuchten handelt es sich möglicherweise um metamorph umgesetzte, frühmagmatische Mineralausscheidungen oder um rekristallisierte, magmatische Schmelzeinschlüsse. Als Umwandlungsprodukte finden sich in erster Linie Quarz- und Karbonatminerale in diesen „Lösungslöchern“ (siehe Abb. 237 und 238).

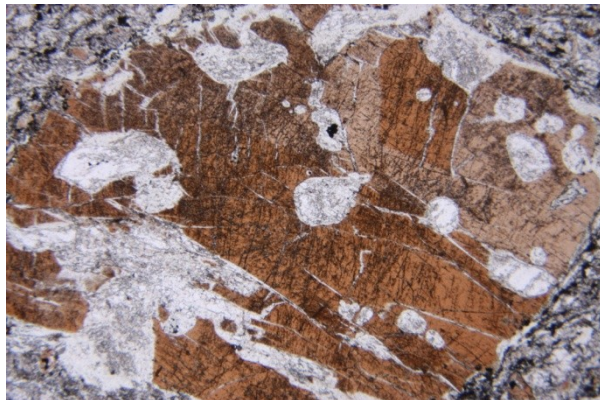


Abbildung 237: Pyroxenphänokristalleinsprengling mit primär-magmatischen Lösungserscheinungen und Korrosionsbuchten, parallele Polarisatoren, PR 404, Bildbreite: 4 mm.

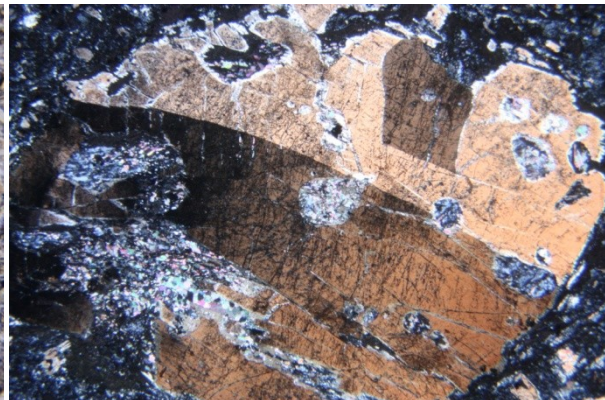


Abbildung 238: Deutlich verzwilligter Pyroxenphänokristall mit helloranger bzw. dunkelbrauner Interferenzfarbe, gekreuzte Polarisatoren, PR 404, Bildbreite: 4 mm.

Feldspäte sind im Allgemeinen nur reliktsch erhalten und werden durch hellere, karbonatische Halos repräsentiert. Als weitere Nebengemengteile treten vor allem Serizite und Epidote auf. Neben dem Pyroxen finden sich als Hauptgemengteile noch Quarz und Chlorit.

Eingelagert in das feinkörnige Schiefergefüge findet sich vulkanisches Auswurfmaterial aus glasigen Aschefetzen. Diese Gesteinsbruchstücke sind schieferungsparallel leicht ausgelängt und das primäre vulkanische Glas ist zu einer feinkörnigen Serizit-Quarz-Chlorit-Matrix umgewandelt (siehe Abb. 239 und 240).

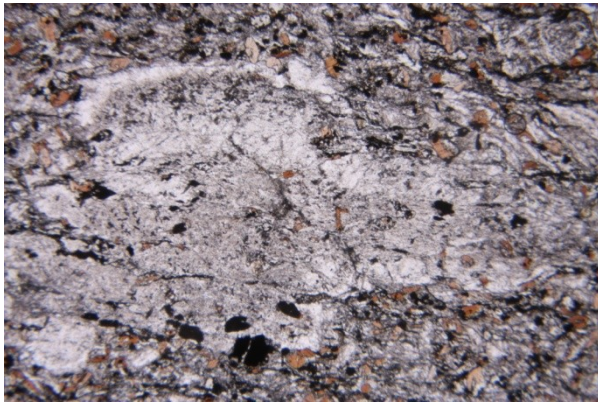


Abbildung 239: Stark umgewandeltes, rekristallisiertes Halo eines vulkanischen Aschefetzens, parallele Polarisatoren, PR 404, Bildbreite: 4 mm.

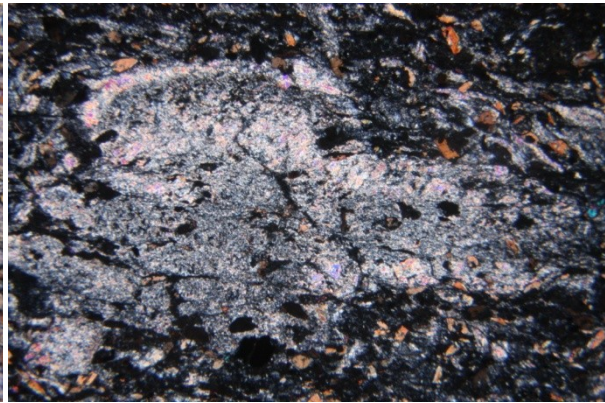


Abbildung 240: Feinkörnig zu einer Serizit-Quarz-Chlorit-Matrix rekristallisierter, vulkanischer Aschefetzen, gekreuzte Polarisatoren, PR 404, Bildbreite: 4 mm.

Akzessorisch sind im Dünnschliff der Probe PR 404 opake Phasen enthalten, bei denen es sich abermals um die Sulfidminerale Magnetkies und Kupferkies handelt. Untergeordnet kann neben Magnetkies und Kupferkies auch Zinkblende und Markasit als weiteres Sulfiderzmineral bestimmt werden.

Pyritkörner finden sich häufig entlang von Klüften und Scherbahnen, wobei die Pyritkörner durch eine hellgelbe Reflexionsfarbe deutlich hervorstechen (siehe Abb. 241). Im Vergleich dazu zeigen die als Leukoxenphasen erhaltenen Reste von Ilmeniten bzw. auch der Magnetkies dunklere Reflexionsfarben (siehe Abb. 242).

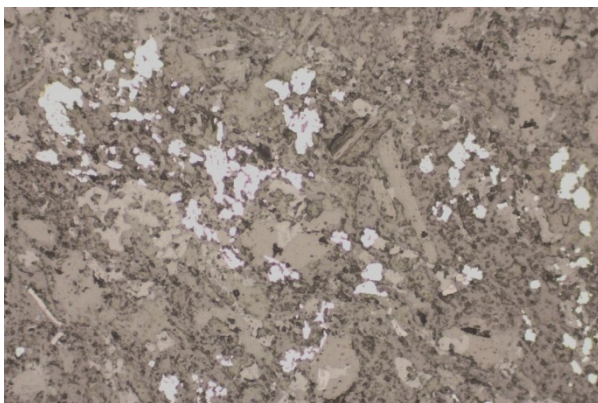


Abbildung 241: Fein disseminierte Pyritkörner mit hellweißer Reflexionsfarbe entlang einer vererzten Scherbahn, PR 404, Bildbreite: 1 mm.

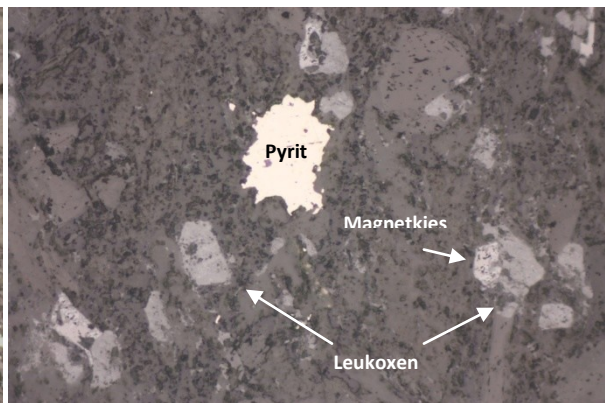


Abbildung 242: Pyrit (hellweiße Reflexionsfarbe), Magnetkies (hellgraue Reflexionsfarbe) und Leukoxenpseudomorphosen nach Ilmenit (dunkelgraue Reflexionsfarben), PR 404, Bildbreite: 0,5 mm.

Wie aus bereits aus Abbildung 242 ersichtlich, sind die dunkelgrauen Ilmentminerale häufig idiomorph erhalten bzw. zeichnen deren Umwandlungsprodukte die idiomorphe Kristallstruktur nach (siehe Abb. 243 und 244). Stellenweise sind auch Verwachsungen zwischen Leukoxenpseudomorphosen nach Ilmenit mit Magnet- und Kupferkies, sowie Zinkblende zu verzeichnen (siehe auch Abb. 243).

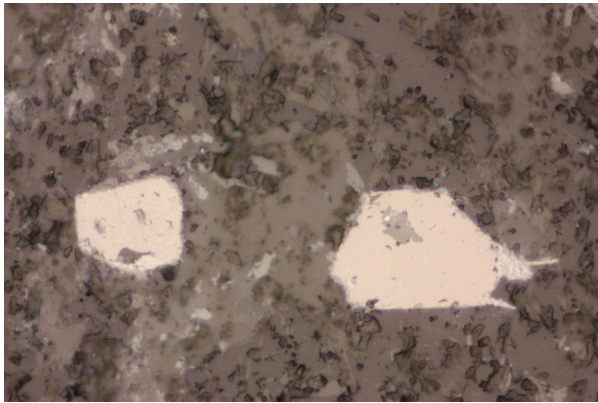


Abbildung 243: Leukoxenpseudomorphose nach Illmenit mit idiomorpher Kristallstruktur, zentral mit Magnet- und Kupferkies-, sowie Zinkblende-Verwachsungen, PR 404, Bildbreite: 0,2 mm.

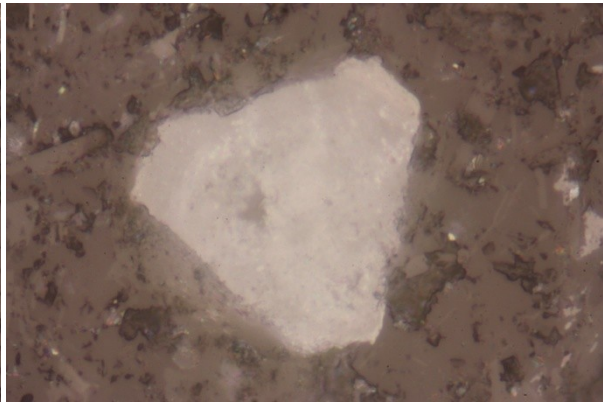


Abbildung 244: Feinkörnige Leukoxenpseudomorphose nach Illmenit mit idiomorpher, sechseckiger Kristallstruktur, PR 404, Bildbreite: 0,1 mm.

Bei den semiopaken Leukoxenphasen mit schwarz-brauner Eigenfarbe kann anhand der blauen bzw. weißen Innenreflexe ein feinkörniges Gemenge aus Titanit und Rutil identifiziert werden (siehe Abb. 245 und 246).

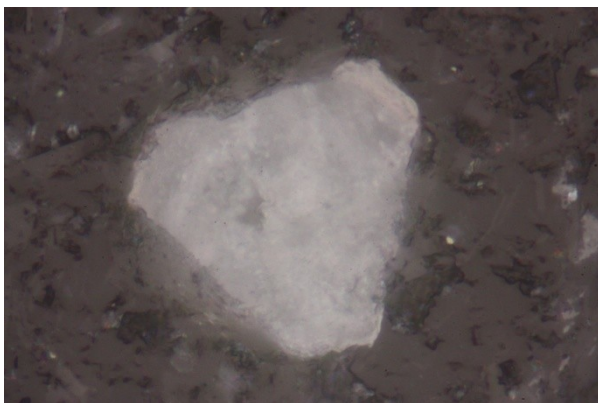


Abbildung 245: Idiomorphe, sechseckige Leukoxenpseudomorphose nach Illmenit mit blauen bzw. weißen Innenreflexen die auf ein feinkörniges Titanit-Rutil-Gemenge hindeuten, PR 404, Bildbreite: 0,1 mm.

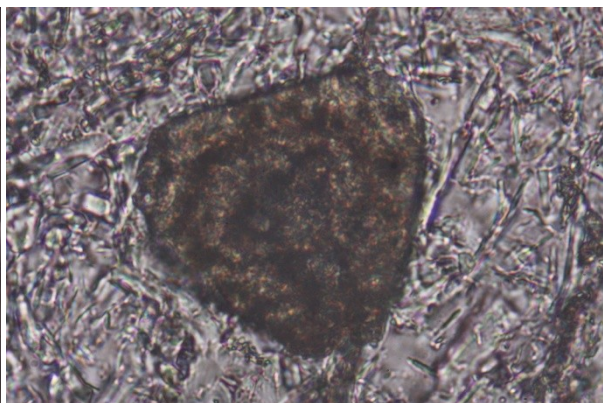


Abbildung 246: Idiomorphe, sechseckige Leukoxenpseudomorphose nach Illmenit mit brauner Eigenfarbe die auf ein feinkörniges Titanit-Rutil-Gemenge hindeutet, parallele Polarisatoren, PR 404, Bildbreite: 0,1 mm.

21.1.2.4 Metatuffit

Zu der Metatuffit-Formation werden die Proben der Bohrung VH4/01, lfm. 6,20, 19,15, 70,00 und 83,70 gerechnet. In den Dünnschliffen zeigt die Metatuffit-Formation ein geschiefert, feinkörniges Gefüge. Den Mineralbestand bauen neben Quarz, Feldspat und Chlorit als Hauptgemengteile Leukoxen, Serizit und untergeordnet Karbonat als Nebengemengteile auf. Bei den Feldspäten handelt es sich wiederum um Plagioklasleisten, die stark angelöst wirken und teilweise in eine feinkörnige Matrix aus feingepflasterten Quarz, Chlorit und Serizit umgesetzt sind (siehe Abb. 247, 248, 249, 250, 251 und 252).

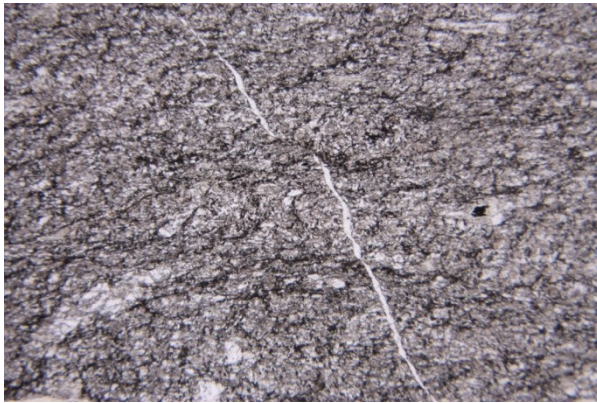


Abbildung 247: Feinkörniges, geschiefertes Gesteinsgefüge aus Quarz, Chlorit, Feldspat und untergeordnet aus Leukoxen, Serizit und Karbonat, parallele Polarisatoren, VH4/01, lfm. 6,20, Bildbreite: 4 mm.

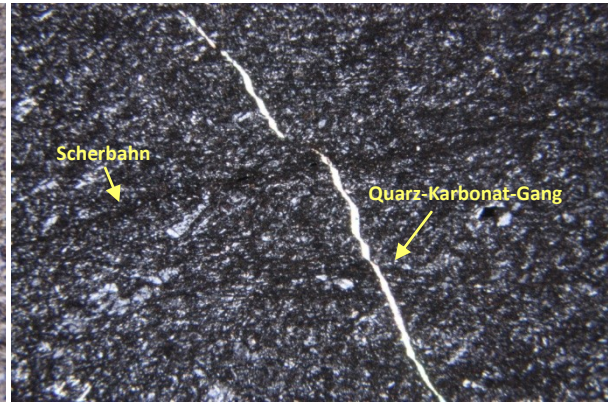


Abbildung 248: Sehr quarzreiches (grau) und chloritreches (dunkelblau), feinkörniges Gefüge mit diskordantem Quarz-Karbonat-Gang und konkordanter Scherbahn, gekreuzte Polarisatoren, VH4/01, lfm. 6,20, Bildbreite: 4 mm.

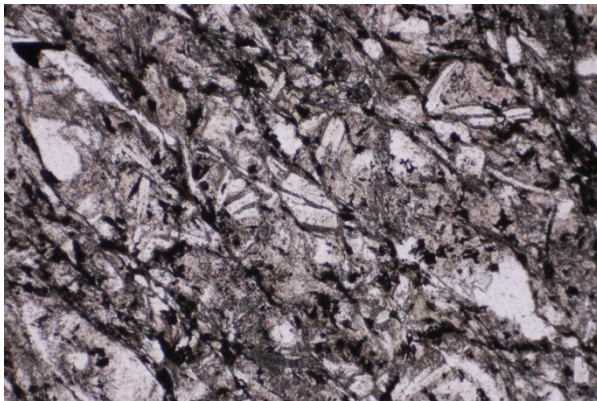


Abbildung 249: Fein- bis mittelkörniges Gefüge mit eingeregelt bis teilweise verschränkten Feldspatleisten und opaken Mineralphasen, parallele Pol., VH4/01, lfm. 19,15, Bildbreite: 4mm.

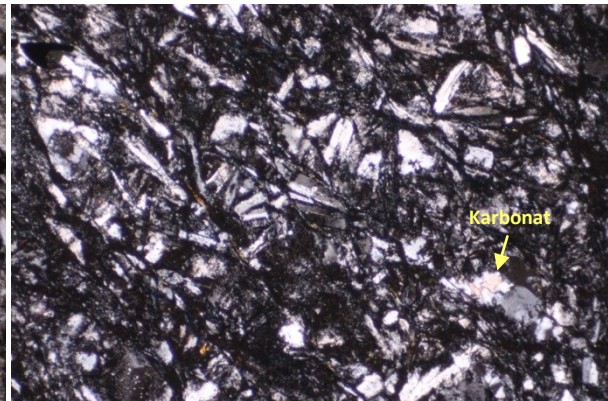


Abbildung 250: Sehr quarzreiches Gefüge mit Leistenförmig gestreckten Feldspäten, vereinzelt karbonatisch ausgebildet (braune Interferenz höherer Ordnung), gekreuzte Pol., VH4/01, lfm. 19,15, Bildbreite: 4mm.

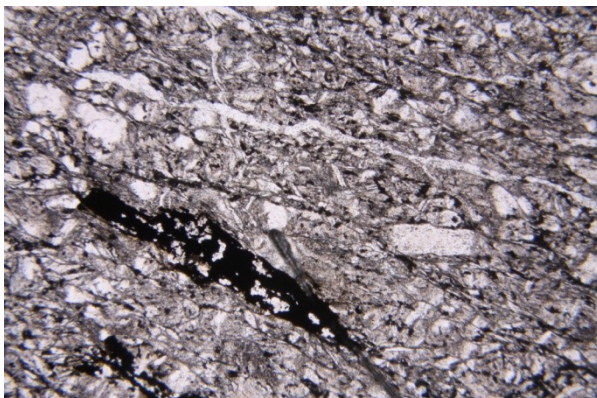


Abbildung 251: Fein- bis mittelkörniges, quarz- und chloritreches Gefüge mit größeren Feldspateinsprenglingen, und mit größeren Opakerzphasen, parallele Polarisatoren, VH4/01, lfm. 19,15, Bildbreite: 4 mm.

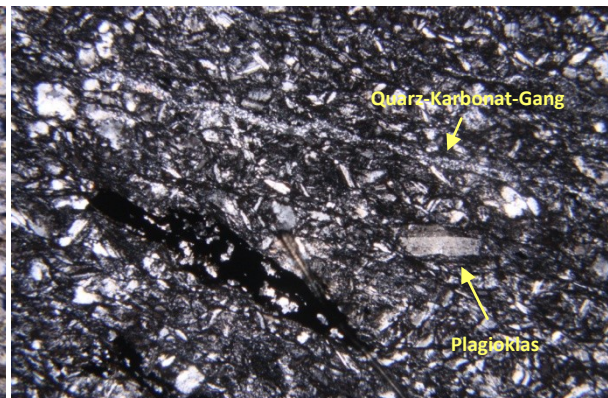


Abbildung 252: Stark zu Serizit umgesetzte, teilweise verzwilligte, grobe Plagioklasleisten bis -tafeln und ein konkordanter Quarzgang, gekreuzte Polarisatoren, VH4/01, lfm. 19,15, Bildbreite: 4 mm.

Größere Chlorite sind schieferungsparallel eingeregelt und finden sich entlang von kleinräumigen Scherbahnen. Bei Quarz sind neben der feingepflasterten Varietät auch größere, gerundete Quarzkörner vermehrt anzutreffen, die möglicherweise auf einen sedimentären Eintrag schließen lassen. Detritäre Glimmer (i.A. Muskovite) sind in den Schliften der Metatuffit-Formation nicht präsent. Die Karbonate finden sich entlang von diskordanten Klüften und feinen Gängen. Extrem selten bzw. nur reliktsch sind in den Gesteinen der Metatuffit-Formation Überreste porphyrischer Pyroxeneinsprenglinge erhalten (siehe Abb. 253, 254, 255 und 256).

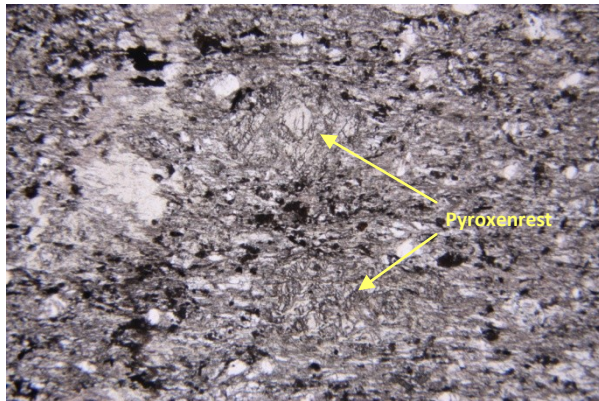


Abbildung 253: Reliktisch erhaltene, zerscherte Überreste von porphyrischen Pyroxeneinsprenglingen mit erhöhter Lichtbrechung bzw. erhöhtem Relief, parallele Polarisatoren, VH4/01, Ifm. 70,00, Bildbreite: 4 mm.

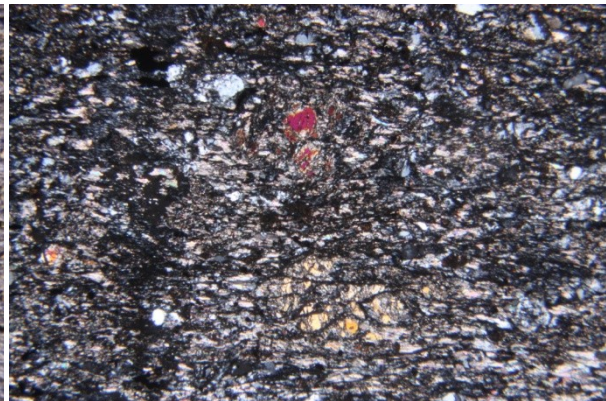


Abbildung 254: Reliktisch erhaltene, zerscherte Überreste von porphyrischen Pyroxeneinsprenglingen mit bunten (roten und gelben) Interferenzfarben, gekreuzte Polarisatoren, VH4/01, Ifm. 70,00, Bildbreite: 4 mm.

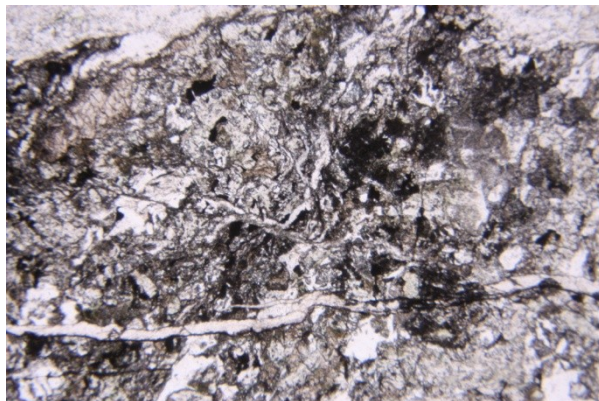


Abbildung 255: Reliktische Überreste von porphyrischen Pyroxeneinsprenglingen mit einem schwachen Rot-Grün-Pleochroismus im linken oberen Bildbereich und einem Karbonatgang im unteren Bildbereich, parallele Polarisatoren, VH4/01, Ifm. 83,70, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 256: Reliktische Überreste von porphyrischen Pyroxeneinsprenglingen mit bunten Interferenzfarben im linken oberen Bildbereich und einem Karbonatgang im unteren Bildbereich, gekreuzte Polarisatoren, VH4/01, Ifm. 83,70, Bildbreite: 4 mm.

Die nachfolgenden Abbildungen 257 und 258 zeigen ein Plagioklas-reiches, vulkanisches Gesteinsbruchstück in einer feinkörnigen Masse aus Chlorit, Quarz und Leukoxenphasen. Bei dem Gesteinsbruch handelt es sich möglicherweise um ausgeworfenes Vulkanmaterial (vulkanischer Aschefetzen?), das im Metatuffit eingebaut wurde.

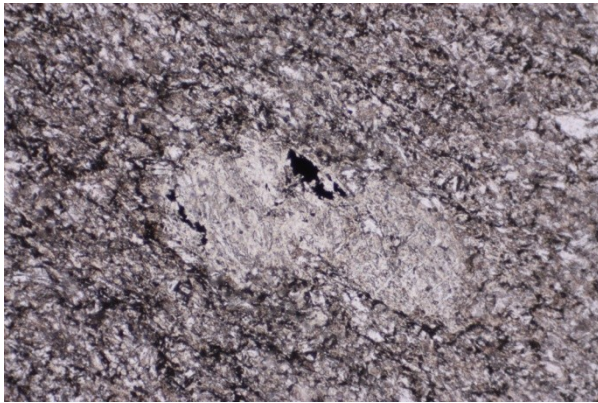


Abbildung 257: Ausgeworfenes, vulkanisches Gesteinsbruchstück (heller Bereich, evtl. Feldspat-reicher Aschefetzen?) eingelagert in feinkörniges Gesteinsgefüge, parallel Polarisatoren, VH4/01, lfm. 6,20, Bildbreite: 4 mm.

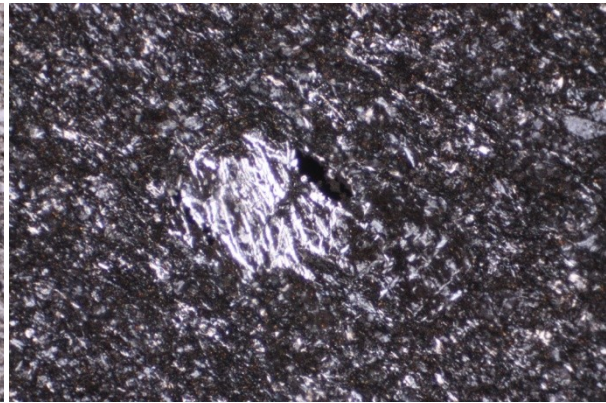


Abbildung 258: Eventuell umgewandelter, Feldspat-reicher Aschefetzen(?) mit leistenförmigen Plagioklasen eingelagert in feinkörniges, quarzreiches Gesteinsgefüge, gekreuzte Polarisatoren, VH4/01, lfm. 6,20, Bildbreite: 4 mm.

Akzessorisch sind auch opake Phasen vorhanden, die als Sulfiderze bestimmt wurden. Insbesondere der Dünnschliff der Bohrkernprobe VH4/01, lfm. 19,15 zeigen sich größere, ausgelängte, sekundäre Sulfiderze entlang einer Scherbahn, bei denen es sich um Magnetkies und Kupferkies handelt (siehe Abb. 259 und 260). Sehr untergeordnet sind weitere Sulfidminerale wie Zinkblende und Pentlandit vorhanden.

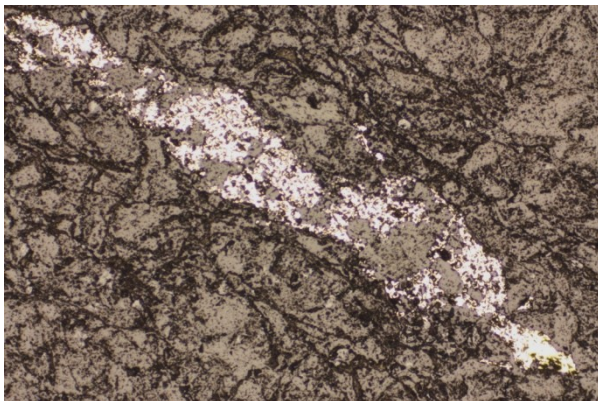


Abbildung 259: Sekundäre Sulfiderzminerale (Magnetkies = hellgraue Reflexionsfarbe; Kupferkies = hellgelbe Reflexionsfarbe, rechts unten) entlang einer Scherbahn angeordnet, VH4/01, lfm. 19,15, Bildbreite: 2 mm.

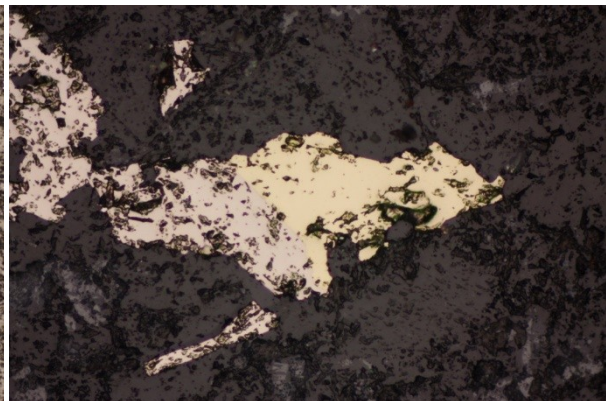


Abbildung 260: Verwachsung zwischen Magnetkies (hellgrau) und Kupferkies (hellgelb), Detailansicht der Abbildung 262, rechts unten, VH4/01, lfm. 19,15, Bildbreite: 0,5 mm.

21.1.2.5 Metasandstein

Bei den Gesteinen der Metasandstein-Formation finden sich unterschiedlichste Schliffbilder, wobei die Korngrößen unterschiedliche Rundungsgrade aufweisen und vom Schluff- bis zum Feinkies-Bereich reichen. Generell ist in den Schliffen der Handstücksproben PR 298 und PR 110, sowie in den Bohrkernproben VH1/01, lfm. 5,20 und VH2/01, lfm. 15,50 eine subangulare bis gute Rundung der Körner zu verzeichnen und die Korngrößen liegen im Bereich grobschluffig bis mittelsandig (siehe Abb. 261, 262, 263, 264, 265 und 266).

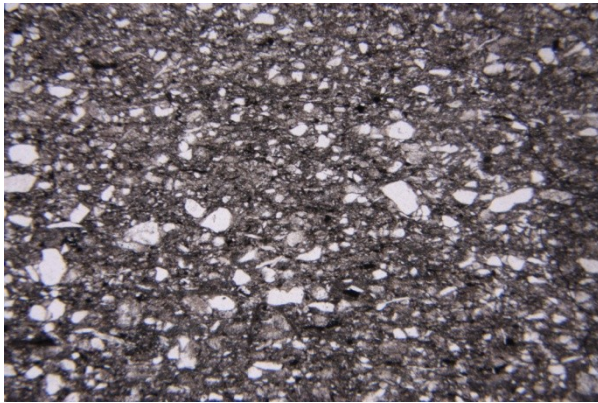


Abbildung 261: Fein- bis mittelkörnige, quarzreiche Partie der Metasandsteinformation mit subangularen bis gut gerundeten Komponenten, parallele Polarisatoren, VH1/01, lfm. 5,20, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 262: Vorwiegend Quarzkomponenten, sehr untergeordnet auch Helglimmer (Muskovite) und Feldpäte (Plagioklase), gekreuzte Polarisatoren, VH1/01, lfm. 5,20, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 263: Sehr feinkörnige, quarzreiche Partie der Metasandsteinformation mit durchwegs guter Kornrundung, parallele Polarisatoren, VH1/01, lfm. 5,20, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 264: Innerhalb der feinkörnigen, quarzreichen Partie ist eine leichte Schichtung erkennbar (dunkle, erzeiche Lagen), gekreuzte Polarisatoren, VH1/01, lfm. 5,20, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 265: Fein- bis mittelkörniges, quarzreiches Gesteinsgefüge der Metasandsteinformation mit zahlreichen detritären Glimmern (Muskovit = leicht erhöhtes Relief), parallele Polarisatoren, PR 298, Bildbreite: 4 mm.



Abbildung 266: Fein- bis mittelkörniges, quarzreiches Gesteinsgefüge der Metasandsteinformation mit zahlreichen detritären Glimmern (Muskovit = bunte Interferenzfarben), gekreuzte Polarisatoren, PR 298, Bildbreite: 4 mm.

Lithologisch handelt es sich bei den meisten Körnern um undulös auslöschende Quarze, untergeordnet sind auch Plagioklasbruchstücke und detritär eingetragene Glimmer (Muskovit) anzutreffen (siehe Abb. 267, 268, 269 und 270).

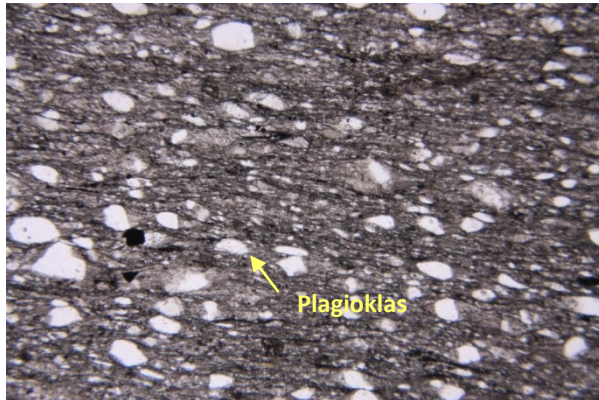


Abbildung 267: Subangulare, undulöse Quarzkörner und vereinzelt detritäre Feldspatbruchstücke, parallele Pol., PR 110, Bildbreite: 4 mm.

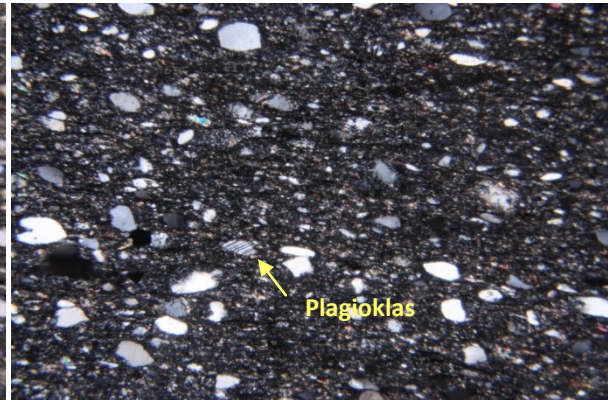


Abbildung 268: Vorwiegend Quarzkörner und vereinzelt Plagioklasbruchstücken mit deutlicher Lamellierung, gekreuzte Pol., PR 110, Bildbreite: 4 mm.

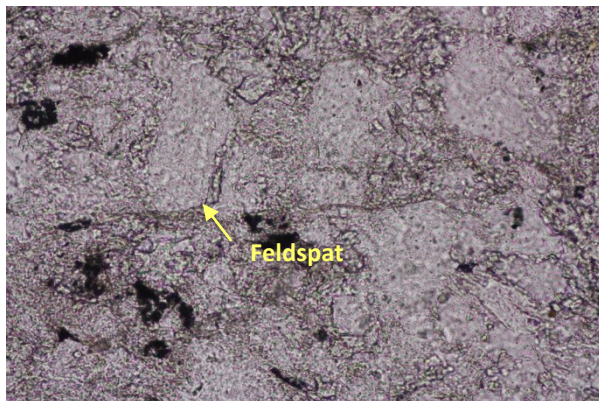


Abbildung 269: Detailaufnahme des Gesteinsgefüges mit einer tafelig ausgebildeten Feldspatkomponente mit leicht erhöhtem Relief, parallele Pol., PR 298, Bildbreite: 0,5 mm.

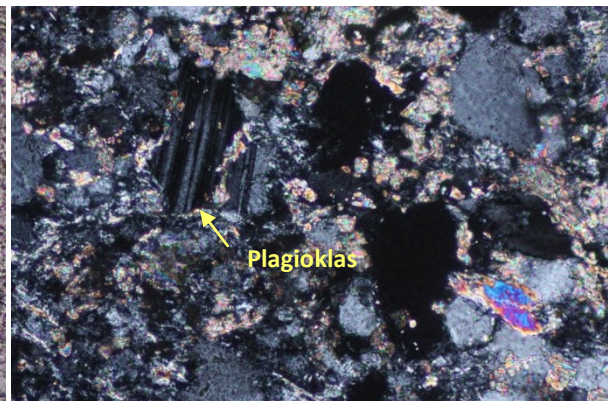


Abbildung 270: Starke Serizitmineralneubildung (bunte Interferenzfarbe) und ein deutlich lamellierter Plagioklas, gekreuzte Pol., PR 298, Bildbreite: 0,5 mm.

Feinkörnige Serizite und Chlorite finden sich eingeregelt entlang der ausgeprägten Schieferungsflächen und in Scherbahnen. Feine, mit Quarz und/oder Karbonat gefüllte Gänge durchschlagen die Schieferung häufig diskordant (siehe Abb. 271 und 272).

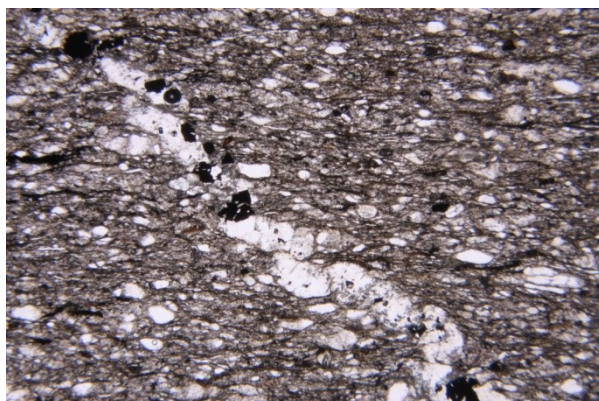


Abbildung 271: Sekundärer Gang der die Schieferung diskordant durchschlägt mit zahlreichen Opakerzphasen, parallele Pol., VH2/01, lfm. 15,50, Bildbreite: 4 mm.

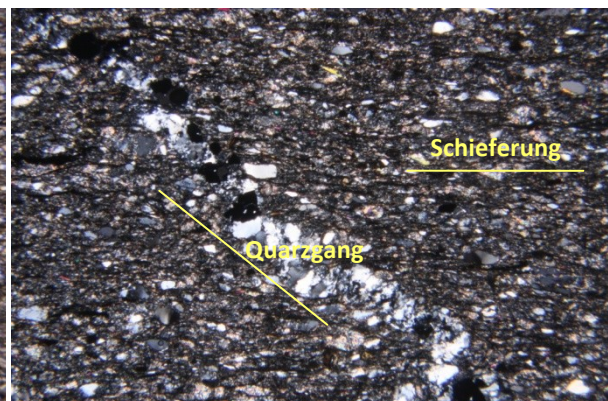


Abbildung 272: Vererzter Quarzgang (weiß-graue Interferenz) der die Schieferung diskordant durchschlägt, gekreuzte Pol., VH2/01, lfm. 15,50, Bildbreite: 4 mm.

Opake Erzphasen sind häufig präsent und zeigen schlierenartige Leukoxenmineralsäume. Akzessorisch finden sich zusätzlich Überreste von Pyroxenen, Turmalinkörner, Zirkone und Rutilen (siehe Abb. 273 und 274).



Abbildung 273: Rutilkorn mit deutlich erhöhter Lichtbrechung bzw. deutlich erhöhtem Relief, parallele Pol., PR 110, Bildbreite: 0,2 mm.

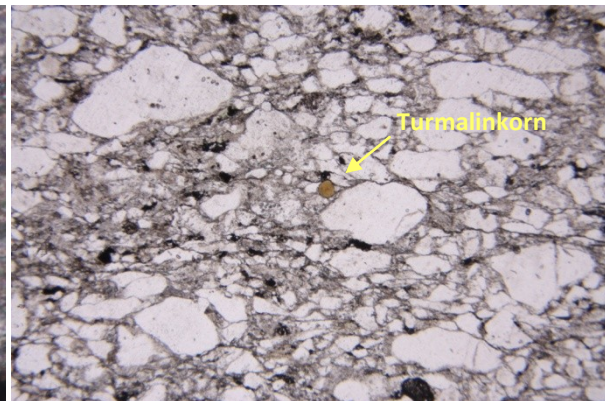


Abbildung 274: Turmalinkorn mit deutlich erhöhter Lichtbrechung und braun-grüner Eigenfarbe, gekreuzte Pol., PR VH1/01, lfm. 68,45, Bildbreite: 4 mm.

Die Dünnschliffe der Bohrkernporben VH1/01, lfm. 68,45, VH2/01, lfm. 33,10 und VH5/01, lfm. 18,60 zeigen generell fein bis mittelsandige Korngrößen und subangulare bis eckige Kornformen. Die lithologische Zusammensetzung entspricht der bereits oben beschriebenen, wobei Plagioklasbruchstücke und detritäre Glimmer (Muskovit) häufiger anzutreffen sind (siehe Abb. 275 und 276).

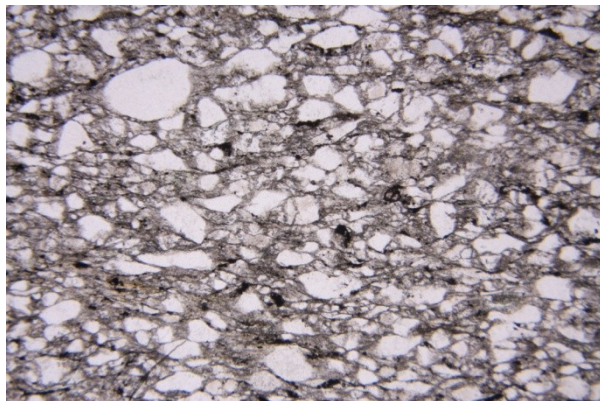


Abbildung 275: Mittel- bis grobkörnige Komponenten (Quarz, detritäre Glimmer und lamellierte Plagioklasbruchstücke) mit subangulärer bis eckiger Kornform, parallele Polarisatoren, VH2/01, lfm. 33,10, Bildbreite: 4 mm.

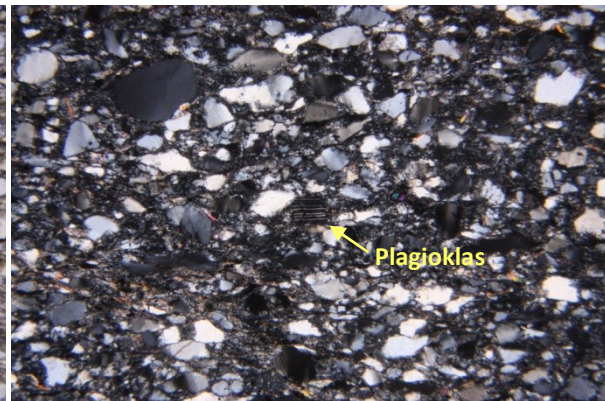


Abbildung 276: Vorwiegend Quarzkörner (weiß-graue Interferenzfarbe), untergeordnet lamellierte Plagioklasbruchstücke und feine Muskovite (bunte Interferenzfarbe), gekreuzte Polarisatoren, VH2/01, lfm. 33,10, Bildbreite: 4 mm.

Eine Schieferung ist im Vergleich zu den oben beschriebenen Schliffen weniger stark ausgebildet, jedoch treten die Chlorite und die Muskovite eingeregelt entlang der primären Schichtung auf. Akzessorisch sind wiederum Überreste von Pyroxenen, Zirkone, Turmalinkörner, Rutilen und Apatiten zu erkennen (siehe Abb. 277, 278, 279 und 280).

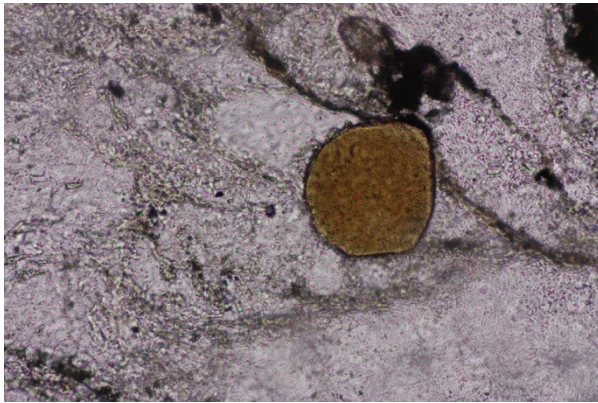


Abbildung 277: Querschnitt durch ein Turmalinkorn mit gut erhaltener Kristallform und braun-grüner Eigenfarbe, sowie erhöhtem Relief, parallele Polarisatoren, VH1/01, lfm. 68,45, Bildbreite: 0,5 mm.

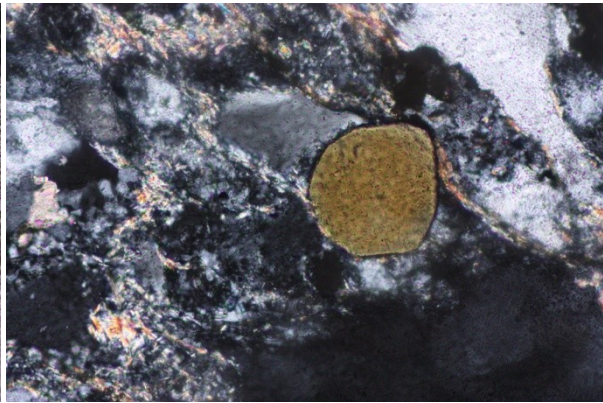


Abbildung 278: Querschnitt durch ein Turmalinkorn mit gut erhaltener Kristallform und braun-grüner Interferenzfarbe, sowie erhöhtem Relief, gekreuzte Polarisatoren, VH1/01, lfm. 68,45, Bildbreite: 0,5 mm.

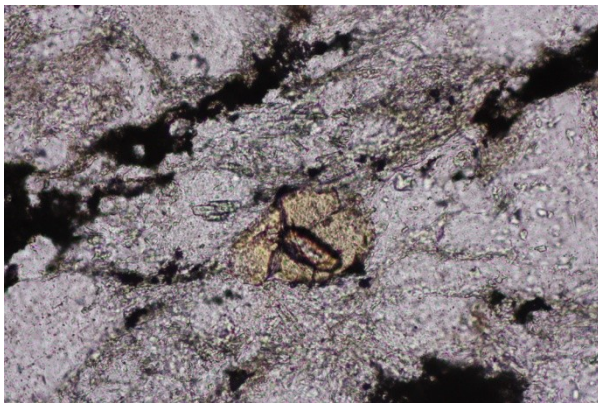


Abbildung 279: Zirkonkorn mit erhöhter Lichtbrechung bzw. erhöhtem Relief in einem Pyroxen (starker rot-grün Pleochroismus), um das Pyroxenmineral finden sich Quarz, Feldspat, Chlorit und Serizit, parallele Polarisatoren, VH1/01, lfm. 68,45, Bildbreite: 0,5 mm.

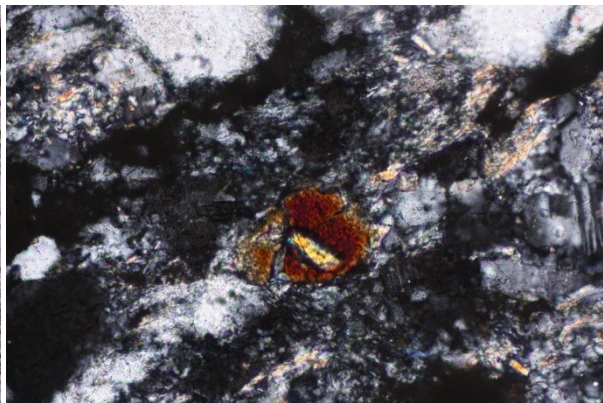


Abbildung 280: Zirkonkorn mit bunten Interferenzfarben höherer Ordnung in einem Pyroxen (braune Interferenz), um das Pyroxenmineral finden sich Quarz, Feldspat, Chlorit und feinkörniger Serizit (bunte Interferenz), parallele Polarisatoren, VH1/01, lfm. 68,45, Bildbreite: 0,5 mm.

Karbonatminerale treten neben schieferungsparallelen Kluffüllungen auch in Nestern und Gängen, in letzteren teilweise gemeinsam mit Quarz, auf (siehe Abb. 281 und 282).

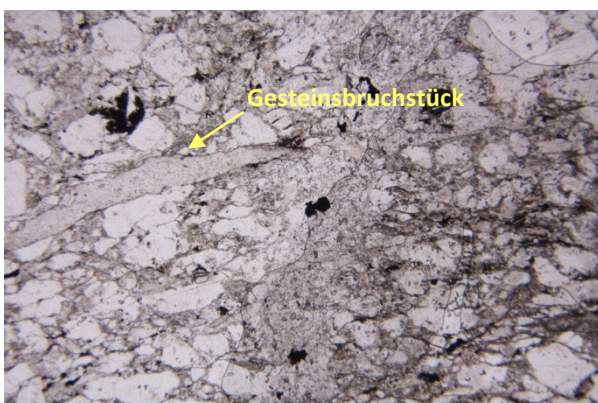


Abbildung 281: Mittelkörniges, sehr quarzreiches Gesteinsgefüge mit länglichen, feinkörnigen Gesteinsbruchstücken, parallele Pol., VH1/01, lfm. 68,45, Bildbreite: 4 mm.

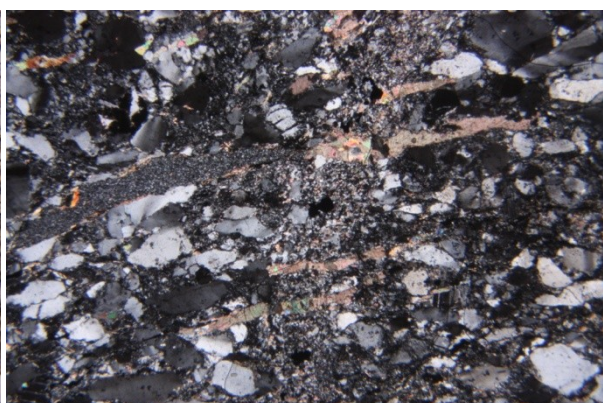


Abbildung 282: Diskordanter Quarz-Karbonat-Gang (vertikal) durchschlagen von schieferungsparallelen Karbonatkluffüllungen, gekreuzte Pol., VH1/01, lfm. 68,45, Bildbreite: 4 mm.

In den Quarzkörnern der Probe VH2/01, lfm. 33,10 sind längliche, „wurmartige“ Mineralneubildungen auffallend. Bei stärkerer Vergrößerung zeigt sich ein gestaffelter, pseudo-hexagonale Blättchenbau der einzelnen „Würmchen“. Die grüne Eigenfarbe und die blauen Interferenzfarben identifizieren diese Mineralneubildung als Chlorite (siehe Abb. 283 und 284).

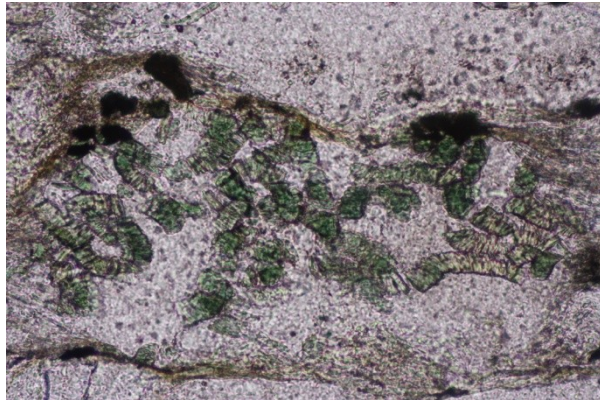


Abbildung 283: Hintereinander gestaffelte, pseudo-hexagonale Chloritblättchen bilden „wurmartige“ Mineralneubildungen in Quarzkörnern aus, parallele Polarisatoren, VH2/01, lfm. 33,10, Bildbreite: 0,5 mm.

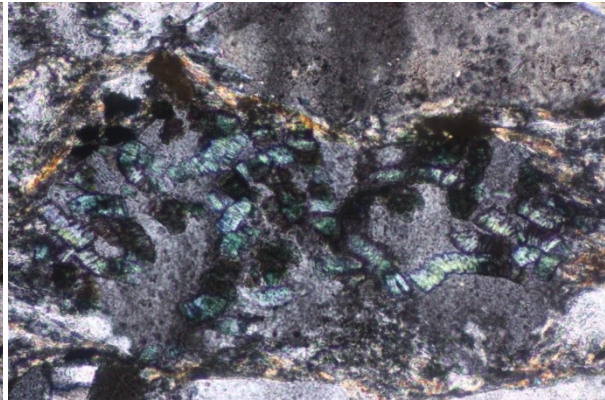


Abbildung 284: Hintereinander gestaffelte, pseudo-hexagonale Chloritblättchen bilden „wurmartige“ Mineralneubildungen in Quarzkörnern aus, gekreuzte Polarisatoren, VH2/01, lfm. 33,10, Bildbreite: 0,5 mm.

Eine Besonderheit stellen auch die bereits makroskopisch erkennbaren, grobsandig bis feinkiesigen Komponenten der Bohrkernporbe VH6A/01, lfm. 53,55 dar. Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt sich, dass es sich bei den feinkiesigen Komponenten um Gesteinsbruchstücke mit bis zu 3 mm Länge handelt. Die Gesteinsbruchstücke sind in einer fein- bis mittelsandigen Quarzkornmatrix eingebettet und teilweise eingeregelt und ausgelängt (siehe Abb. 285 und 286). Untergeordnet finden sich Plagioklasbruchstücke, detritäre Muskovite und akzessorisch opake Erzphasen mit und ohne Leukoxensaum, Karbonat und Zirkon.

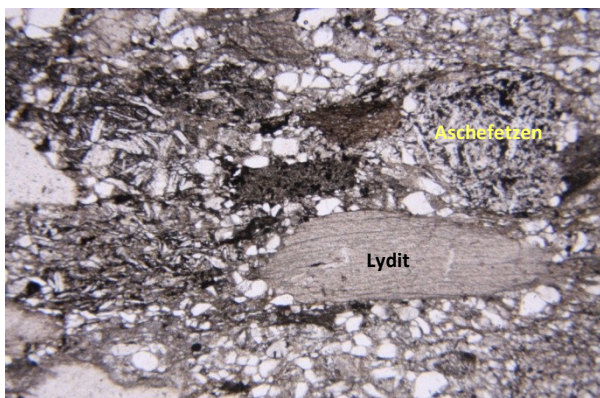


Abbildung 285: Grobkörniges, sehr quarzreiches Gefüge mit Gesteinsbruchstücken (evtl. Lydite und ausgeworfene, vulkanische Aschefetzen), parallele Polarisatoren, VH6A/01, lfm. 53,55, Bildbreite: 4 mm.

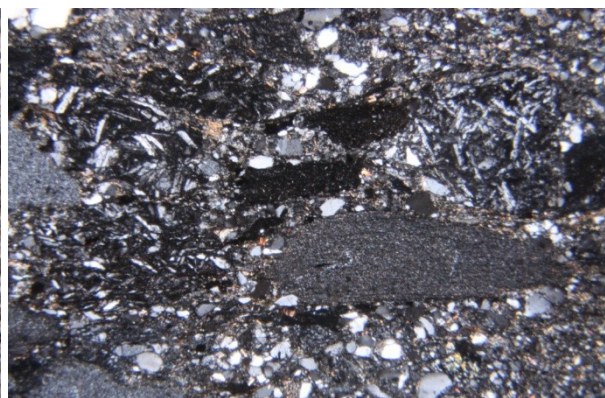


Abbildung 286: Feinkörnige, rekristallisierte, quarzreiche Lydite und Plagioklasleisten-reiche vulkanische Aschefetzen als Gesteinsbruchstücke im Metasandstein, gekreuzte Polarisatoren, VH6A/01, lfm. 53,55, Bildbreite: 4 mm.

Bei den groben Komponenten können im Dünnschliff zwei verschieden Arten von Gesteinsbruchstücken festgestellt werden. Einerseits handelt es sich um Gesteinsbruchstücke die aus feinkristallin gepflastertem, rekristallisiertem Quarz aufgebaut sind (ehemalige Lydite?). Des Weiteren sind vulkanische Klasten mit deutlich ausgebildeten Plagioklas-Leisten präsent, die stark zu einer feinkörnigen Matrix aus Quarz, Serizit, Chlorit und Leukoxen umgewandelt sind (evtl. ausgeworfene, vulkanische Aschefetzen). Möglicherweise handelt es sich bei diesen Bruchstücken um Resedimente, eventuell aus einem aufgearbeiteten, vulkanischen Hinterland bzw. Untergrund und/oder um vulkanisches Auswurfmaterial.

Bei den opaken Mineralphasen lassen sich wiederum vorwiegend Magnetkies und Kupferkies, und untergeordnet auch Zinkblende feststellen (siehe Abb. 287 und 288).

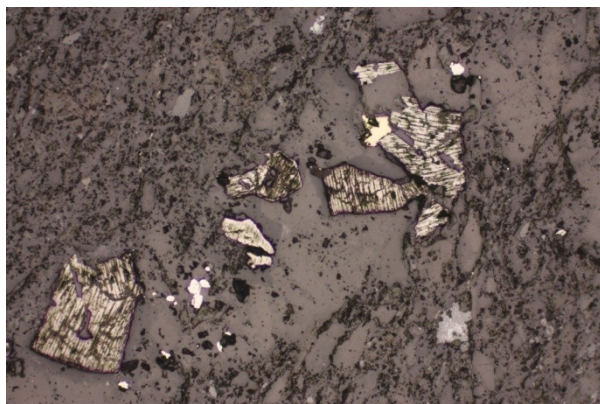


Abbildung 287: Verwachsungen zwischen Magnetkies und Kupferkies, wobei der Magnetkies Umwandlungen zu Markasit aufweist bzw. bereits umgewandelt ist (weiße Reflexionsfarbe), die Leukoxenmineralphasen zeigen eine graue Reflexionsfarbe mit vielen Innenreflexen, VH2/01, lfm. 15,50, Bildbreite: 1 mm.

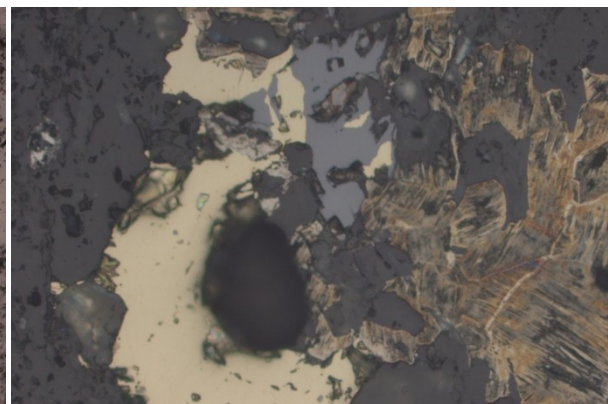


Abbildung 288: Verwachsungen zwischen Magnetkies (hellbeige Reflexionsfarbe), Kupferkies (hellgelbe Reflexionsfarbe) und Zinkblende (hellgraue Reflexionsfarbe), mit schraffurartigen Umwandlungen von Magnetkies zu Markasit (orange oxidiert), VH2/01, lfm. 15,50, Bildbreite: 0,5 mm.

Ähnlich wie bei der Diabasprobe PR 348 finden sich auch im Dünnschliff der Probe VH2/01, lfm. 15,50 schraffurartige Umwandlungen von Magnetkies zu Markasit (siehe Abb. 289). Bei kleineren Magnetkieskörnern ist die Umwandlung bereits vollständig erfolgt und es liegen diese als Markasitkörner mit einer gelben Reflexionsfarbe vor (siehe Abb. 290).

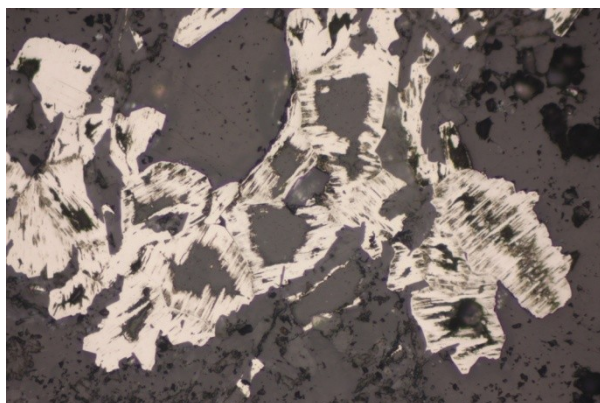


Abbildung 289: Schraffurartige Umwandlungen von Magnetkies zu Markasit, VH2/01, lfm. 15,50, Bildbreite: 0,5 mm.

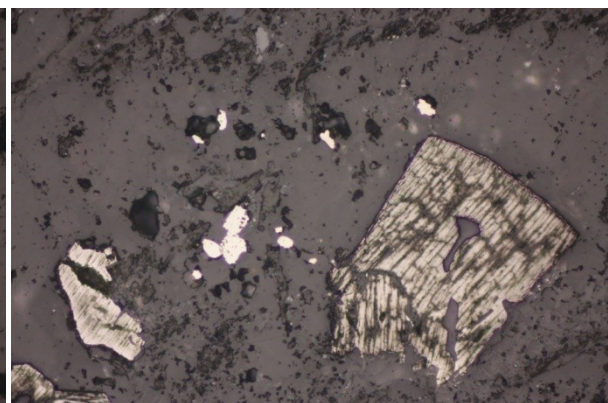


Abbildung 290: Vollständig zu Markasit umgewandelte Körner mit weißer Reflexionsfarbe, VH2/01, lfm. 15,50, Bildbreite: 0,5 mm.

Im Gegensatz zu den Proben der basischen Magmatite zeigt die Metasandsteinprobe VH2/01, lfm. 15,50 sedimentär eingetragene Graphitlamellen mit bis zu 0,5 mm Länge (siehe Abb. 291 und 292).

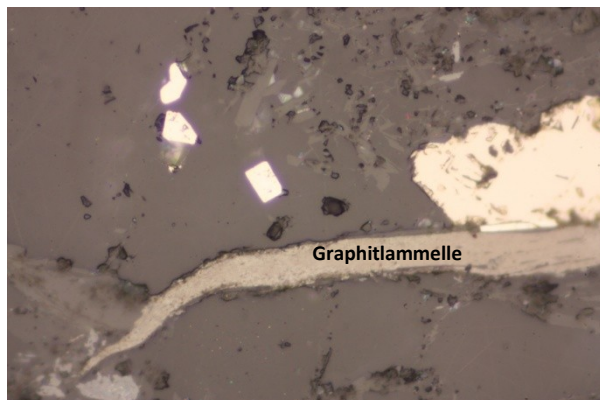


Abbildung 291: Stark anisotrope Graphitlamelle mit Markasitkörnern und Kupferkies, VH2/01, lfm. 15,50, Bildbreite: 0,2 mm.

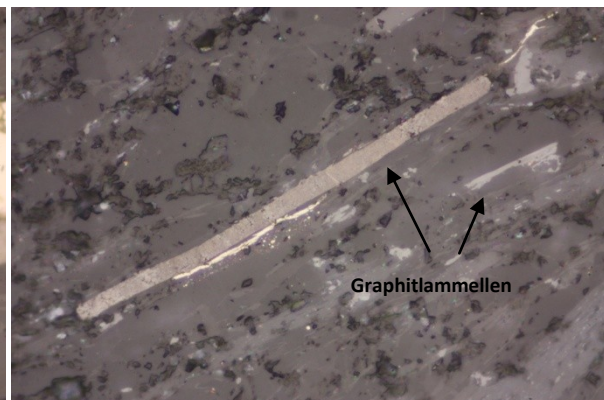


Abbildung 292: Stark anisotrope Graphitlamelle begleitet von Erzmineralen (Magnetkies), VH2/01, lfm. 15,50, Bildbreite: 0,2 mm.

21.1.3 Zusammenfassung der mikroskopischen Analyse

Aufgrund des erhaltenen, primär-magmatischen Gefüges, den teils idiomorphen bis hypidiomorphen Plagioklas- und Pyroxeneinsprenglingen und dem sich daraus ergebenden primären Mineralbestand ist der Protolith der Diabasproben ein basisches, magmatisches Extrusivgestein. Der Mineralbestand der Einsprenglinge (Plagioklas und Pyroxen), sowie die akzessorisch vorhandene Apatit- und Zirkonminerale und magmatogene Erzphasen (Ilmenitpseudomorphosen, Magnetkies, Kupferkies) deutet auf einen ursprünglich basischen Vulkanit hin (in weiteren Sinne basaltische Gestein).

Die genaue Nomenklatur des Protolithen lässt sich anhand der Dünnschliffmikroskopie nicht ableiten, da der Mineralbestand (insbesondere der Quarzgehalt) durch das feinkörnige Gefüge bisher nur unzureichend quantitativ festgestellt werden konnte. Zur Bestimmung des mineralogisch-nomenklatorisch korrekten Protolithen über den normativen Mineralbestand werden in weiterer Folge geochemische Analysen und Mikrosonden-Untersuchungen durchgeführt.

Zusätzlich wurde der primär basische Vulkanit von einer niedrig-gradigen Metamorphose (unter Grünschieferfazies bis Sub-Grünschieferfazies) erfasst, weshalb primär magmatische Olivine nicht erhaltungsfähig und bereits durch Sekundärminerale teilweise pseudomorph ersetzt sind. Dies zeigt sich vor allem in der teilweise fortgeschrittenen Umwandlung der Feldspäte in Serizit (Serizitisierung) bzw. in Chlorit und Quarz. Neben vereinzelt Epidoten und aktinolithischen Hornblenden treten vorwiegend Chlorit, Quarz und Leukoxenphasen als metamorphe Umwandlungsprodukte der Pyroxene auf.

Eine strake Umwandlung bzw. teilweise rekristallisation der glasigen Grundmasse in Chlorit, Quarz, Serizit, Leukoxenphasen und untergeordnet Karbonat ist bei den Diabasen zu erkennen.

Häufig anzutreffende deformierte Gefügemerkmale deuten auf eine intensive tektonische Beanspruchung hin, die möglicherweise auch mit der Rekristallisation des feinkörnigen, glasigen Matrixgefüges einhergeht.

Der Subtyp 1 weist eine mafische Mineralzusammensetzung und ein porphyrisches Gefüge auf. Die primäre Glasmatrix ist metamorph umgewandelt und rekristallisiert. Porphyrische Phänokristalleinsprenglinge mafischer Zusammensetzung (Plagioklas und Pyroxen) sind mehr oder weniger gut erhalten. Es wird angenommen, dass es sich bei dem Subtyp 1 um eine effusive, basaltische Lava handelt, wobei Hohlraumfüllungen von magmatischen Gasblasen nicht angetroffen werden.

Der Subtyp 2 zeigt bei gleichem Mineralbestand ein besser auskristallisiertes, mittel- bis grobkörniges Gefüge. Im Vergleich zu dem holokristallinen Gefüge der Metagabbro-Formation weist der Subtyp 2 in den Kornzwischenräumen eine feinkörnige, eventuell primäre Glasmatrix auf und wirkt weniger stark kristallisiert. Teilweise liegen enge Verwachsungen zwischen Plagioklasleisten und Pyroxenen vor, sodass das Gefüge als subophitisch bezeichnet werden kann. Es wird vermutet, dass es sich bei dem Subtyp 2 ähnlich wie bei dem Subtyp 1 um eine basaltische Effusivlava (vereinzelt mit sekundär-metamorph gefüllten Gasblasen) handelt, die eine langsamere Abkühlungsrate erfahren hat und deswegen besser auskristallisiert ist.

Der Subtyp 3 zeigt ein porphyrisches Gefüge mit sehr wenigen Phänokristalleinsprenglingen. Die Hauptmasse des Gesteins bildet eine feinstkörnig rekristallisierte Grundmasse, die als primär-magmatische Glasmatrix zu bezeichnen ist. Bei den Phänokristalleinsprenglingen dominieren Plagioklasleisten und idiomorphe Pyroxene. Sekundär-metamorphe Hohlraumfüllungen von Gasblasen sind häufig anzutreffen. Ebenso für diesen Subtyp wird eine basaltische Effusivlava als Protolith angenommen, die jedoch schnelleren Abkühlraten ausgesetzt war und somit weniger stark kristallisiert ist.

Die Diabase der Subtypen 1 bis 3 weisen als Erzphasen im Allgemeinen die Sulfidminerale Magnetkies, Kupferkies, Markasit und untergeordnet Pyrit, Zinkblende und Pentlandit auf. Die primär magmatischen Ilmenite liegen in stark umgewandelter Form vor, wobei als Umwandlungsprodukte feinkörnige Leukoxenphasen aus einem Titanit-Rutil-Gemenge vorliegen.

Bei den Metavulkaniten des Arbeitsgebietes im Großraum Viehhofen/Maishofen handelt es sich um Diabase bzw. Metabasalte, die im Sinne des § 3 des MinRoG (idF 2011) als bergfreier mineralischer Rohstoff angesehen werden.

21.2 Geochemie

Im Zuge der Diplomarbeit wurden an den 33 Handstückproben die bereits mikroskopisch analysiert wurden geochemische Untersuchungen durchgeführt, um den Mineralbestand weiter abzuklären bzw. bei den Diabasen den primär magmatischen Ursprung, sowie die basaltische Zusammensetzung zu bestätigen. Zusätzlich wurden die geochemischen Daten in verschiedenen Magmendiskriminierungsdiagrammen ausgewertet und mit bereits vorhandenen Daten über das Arbeitsgebiet nach Schlaegel-Blaut (1990) verglichen.

Die Analyse dieser Gesteinsproben wurde von einem akkreditierten Prüf- und Analyselabor (Firma ActLabs – Activation Laboratories Ltd.) durchgeführt und es ist der Analysebericht im Anhang 1 - Ergebnisse der geochemischen Analyse der vorliegenden Arbeit angehängt. Als Analyseverfahren für die Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente wurde Fusion ICP-MS gewählt. Bei der Probenaufbereitung wurden oberflächennahe Verwitterungsbeläge, Quarzgänge und Kluffüllungen zuvor entfernt. Die für die geochemische Analyse mit einer Achat-Schwingscheibenmühle analysefein aufgemahlene Gesteinsproben sind als unverwittert anzusprechen und stellen eine Bemusterung des Arbeitsgebietes dar.

Von den 33 Gesteinsproben (15 Handstückproben und 18 Bohrkernproben) wurden 14 Gesteinsproben im Zuge der Dünnschliffmikroskopie als Diabase identifiziert (PR 105, PR 120, PR 134, PR 137x, PR 185, PR 303, PR 348, PR 364, PR 427, VH4/01, lfm. 106,50 und 108,40, VH5/01, lfm. 20,95, VH6/01, lfm. 10,30 und VH6A/01, lfm 35,15. Weitere 6 Gesteinsproben wurden als intrusive Abkömmlinge des basaltischen Vulkanismus ausgewiesen und der Metagabbro-Formation zugerechnet (PR 156, PR 233, PR 338, VH4/01, lfm. 42,60 und 51,60 und VH6A/01, lfm. 48,50). Die Probe 404 wird anhand der Mikroskopie-Ergebnisse als reine pyroklastische Ablagerung interpretiert und als Metatuff bezeichnet. Pyroklastisches Material mit einem zusätzlichen detritären Eintrag von Sediment weisen 4 Gesteinsproben aus der Bohrung VH4/01 auf und es sind diese als Metatuffite angesprochen worden (VH4/01, lfm. 6,20, 19,15, 70,00 und 83,70). Die restlichen 8 Gesteinsproben (PR 110, PR 298, VH1/01, lfm. 5,20, VH1/01, lfm. 68,45, VH2/01, lfm. 15,50, VH2/01, lfm. 33,10, VH5/01, lfm. 18,60 und VH6A/01, lfm. 53,55) lassen sich zweifelsfrei als Metasandsteine unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzungen bezeichnen.

Bereits auf den ersten Blick lassen sich die im Gelände oft schwierig zu trennenden Gesteine der Metabasit-Formation und der Metasandstein-Formation anhand der Hauptelemente der geochemischen Analysen unterscheiden (siehe unten Tab. 4 und Anlage 34 – geochemische Analysen). Generell zeigen die Metabasite einen geringeren Kieselsäuregehalt als die Metasandsteine. Der SiO₂-Gehalt der Metabasite liegt im Bereich zwischen 44,36 und 52,39 Gewichtsprozent, während die Metasandsteine einen SiO₂-Gehalt von 58,46 bis 80,51 Gewichtsprozent aufweisen. Als Übergangsgesteine zwischen Metabasiten und Metasandsteinen zeigen die Metatuffite einen Kieselsäuregehalt von 50,10 bis 63,91

Gewichtsprozent. Zusätzlich ist bei den Diabasen eine Anreicherung an MgO, CaO und TiO₂, sowie ein Mangel an K₂O im Vergleich zu den Metasandsteinen zu bemerken. Die Gesteine der Metatuffit-Formation nehmen wiederum Werte im Übergangsbereich ein (siehe Tab. 7).

Probe:		Hauptelemente: [Gew%]											
Nr.:	Lithologie:	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SUM	LOI
120	Diabas (1)	51,30	1,99	15,21	9,24	0,15	5,22	8,55	3,80	1,20	0,22	99,28	2,39
134	Diabas (1)	50,06	1,77	15,92	10,27	0,14	6,37	8,28	4,13	0,26	0,20	100,30	2,86
137x	Diabas (1)	47,42	1,67	15,03	11,29	0,16	7,41	12,87	1,54	0,71	0,16	100,70	2,42
185	Diabas (1)	45,01	4,50	15,81	15,63	0,24	5,22	5,31	4,28	0,03	0,72	100,20	3,47
303	Diabas (1)	51,69	1,94	13,43	12,23	0,17	5,99	8,27	4,16	0,06	0,19	100,20	2,03
364	Diabas (1)	52,23	1,64	14,52	9,71	0,14	5,88	8,64	2,39	1,31	0,19	99,14	2,49
427	Diabas (1)	49,79	2,00	13,44	12,23	0,18	6,12	11,04	2,97	0,26	0,20	100,20	2,02
4/106,50	Diabas (1)	50,95	1,86	13,76	9,66	0,15	5,58	10,22	2,81	0,74	0,19	98,61	2,69
4/108,40	Diabas (1)	50,42	1,78	13,16	12,54	0,17	5,67	10,36	2,72	0,43	0,18	100,10	2,68
5/20,95	Diabas (1)	51,96	1,97	13,79	10,69	0,16	6,19	8,43	3,13	1,10	0,19	99,98	2,37
105	Diabas (2)	46,98	1,96	13,37	12,81	0,19	6,17	12,05	2,69	0,04	0,19	99,22	2,76
6/10,30	Diabas (2)	49,29	1,78	13,73	11,78	0,18	6,83	8,63	3,89	0,03	0,17	99,00	2,70
6A/35,15	Diabas (2)	50,61	1,82	13,05	11,71	0,16	7,04	7,50	4,19	0,03	0,18	99,12	2,84
348	Diabas (3)	50,17	1,66	14,81	11,49	0,16	6,12	7,16	4,06	0,55	0,19	98,66	2,30
4/42,60	Metagabbro	50,59	1,84	14,87	10,18	0,14	5,51	6,63	5,23	0,10	0,19	98,67	3,40
4/51,60	Metagabbro	52,39	1,78	14,35	9,64	0,14	5,28	7,82	3,55	0,48	0,19	98,62	3,00
156	Metagabbro	48,42	2,00	14,57	13,03	0,19	6,75	8,82	3,83	0,04	0,20	100,40	2,56
233	Metagabbro	47,93	1,36	15,32	11,11	0,16	6,05	14,29	1,86	0,12	0,10	100,50	2,17
338	Metagabbro	47,52	1,26	14,51	10,90	0,18	7,15	14,52	1,80	0,08	0,11	99,95	1,93
6A/48,50	Metagabbro	48,26	3,67	13,09	14,90	0,21	4,61	8,83	3,61	0,16	0,55	99,90	2,01
404	Metatuff	44,36	3,43	15,88	12,20	0,19	7,84	6,15	3,32	1,14	0,62	98,82	3,69
4/6,20	Metatuffit	50,94	2,13	15,77	11,78	0,15	6,63	3,83	5,31	0,05	0,22	100,10	3,29
4/19,15	Metatuffit	63,91	1,50	13,13	7,50	0,10	2,45	1,83	5,17	0,05	0,21	97,94	2,09
4/70,00	Metatuffit	50,10	2,52	14,77	13,44	0,18	6,47	3,55	3,23	0,27	0,29	99,37	4,55
4/83,70	Metatuffit	52,15	1,27	14,46	9,07	0,18	3,20	14,10	0,25	0,02	0,18	99,19	4,31
1/5,20	Metasandstein	63,49	0,84	15,85	7,58	0,07	3,22	0,77	2,64	2,39	0,20	100,20	3,11
2/33,10	Metasandstein	75,13	1,12	11,63	4,23	0,05	1,46	0,51	3,18	1,65	0,24	100,80	1,60
110	Metasandstein	65,02	0,81	15,29	5,95	0,06	2,25	1,09	2,79	2,64	0,18	98,89	2,80
298	Metasandstein	67,97	0,67	13,80	3,34	0,07	1,68	3,49	3,25	2,24	0,23	100,90	4,13
2/15,50	Metasandstein	58,46	0,91	17,81	7,65	0,09	2,90	1,44	2,59	3,19	0,19	98,82	3,59
6A/53,55	Metasandstein	71,46	0,95	10,33	5,73	0,07	2,27	1,43	2,25	1,16	0,26	98,23	2,33
5/18,60	Metasandstein	74,14	0,66	10,85	4,62	0,06	1,73	1,24	3,30	1,04	0,18	99,74	1,92
1/68,45	Metasandstein	80,51	0,78	8,54	2,98	0,04	0,94	0,75	2,61	1,20	0,17	99,77	1,24

Tabelle 7: Geochemische Zusammensetzung der analysierten Gesteinsproben aus dem Arbeitsgebiet nach den Hauptelementen in Gewichtsprozent. Die unterschiedlichen Farben symbolisieren die jeweilige Lithologie, die Nummer in Klammer (1), (2) und (3) stehen jeweils für den Subtyp 1, 2 und 3 der Diabase. Auffallend sind die erhöhten SiO₂-Werte bei den Gesteinen der Metasandstein-Formation.

Probe:		Spurenelemente: [ppm]																																												
Nr.:	Lithologie:	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
120	Diabas (1)	36	1	339	645	497	29	156	150	36	50	40	60	19	2	<5	33	13	<2	1,5	<0,2	2	0,9	1,2	20	41	5,2	23	5,6	1,5	5,7	1	6	1,2	3,3	0,5	2,9	0,5	3,9	1	<1	0,2	<5	<0,4	3,8	1
134	Diabas (1)	39	1	332	199	238	27	146	200	32	80	30	80	19	2	<5	6	10	<2	1,4	<0,2	1	<0,5	<0,5	19	40	5	21	5,5	1,4	5,5	1	6	1,1	3,2	0,5	2,9	0,5	3,4	0,8	<1	<0,1	<5	<0,4	4	1,1
137x	Diabas (1)	42	<1	332	425	784	23	104	290	47	120	90	80	17	2	<5	15	8	<2	0,8	<0,2	<1	<0,5	0,6	9,3	22	2,9	14	4,2	1,2	4,6	0,8	4,6	0,9	2,6	0,4	2,4	0,4	2,7	0,6	<1	<0,1	<5	<0,4	1,5	0,4
185	Diabas (1)	32	2	419	81	422	48	392	<20	37	70	30	160	24	2	9	<2	50	3	3,9	<0,2	3	<0,5	1,2	49	101	13	55	12	3,5	12	1,8	10	1,9	5,1	0,7	4,3	0,7	8,5	4,7	<1	<0,1	<5	<0,4	5,5	1,6
303	Diabas (1)	39	<1	363	79	260	28	137	100	47	70	90	90	15	2	<5	<2	11	<2	1,2	<0,2	1	<0,5	<0,5	15	33	4,3	19	5,1	1,4	5,7	1	6,1	1,2	3,2	0,5	2,9	0,5	3,4	0,8	<1	<0,1	<5	<0,4	2,2	0,6
364	Diabas (1)	33	1	281	451	230	26	145	150	32	60	40	70	17	2	<5	35	11	<2	1,4	<0,2	1	<0,5	1	19	39	4,9	21	5,1	1,4	5,6	0,9	5,7	1,1	3,1	0,4	2,7	0,4	3,5	0,8	<1	0,2	5	<0,4	4,1	1,1
427	Diabas (1)	39	<1	371	162	193	28	140	80	40	70	80	70	16	2	<5	6	11	<2	1,4	<0,2	1	<0,5	<0,5	14	30	4	18	4,8	1,4	5,6	0,9	5,7	1,1	3,1	0,4	2,8	0,5	3,4	0,8	<1	<0,1	<5	<0,4	2	0,6
4/106,50	Diabas (1)	39	<1	338	282	147	25	130	110	37	40	50	70	18	2	<5	19	11	<2	0,8	<0,2	1	0,9	0,7	13	31	4	18	4,4	1,5	4,9	0,9	5,1	1	2,8	0,4	2,7	0,4	3,5	0,9	<1	0,1	<5	<0,4	2,3	0,6
4/108,40	Diabas (1)	37	1	313	163	189	25	125	110	78	50	250	80	18	2	<5	12	11	<2	0,9	<0,2	2	0,7	0,5	13	29	3,6	17	4,5	1,5	4,7	0,8	5	1	2,8	0,4	2,6	0,4	3,3	0,8	<1	<0,1	<5	<0,4	2,1	0,7
5/20,95	Diabas (1)	38	1	329	456	305	24	141	60	32	30	<10	90	18	2	<5	30	13	<2	1,3	<0,2	<1	<0,5	1,5	16	35	4,4	19	5,1	1,4	4,9	0,9	5,4	1	2,8	0,4	2,4	0,4	3,5	0,9	<1	<0,1	<5	<0,4	2,7	0,7
105	Diabas (2)	38	1	360	58	312	27	136	80	37	60	60	90	22	2	<5	<2	11	<2	1,4	<0,2	2	<0,5	<0,5	14	32	4,2	19	5,2	1,6	5,6	1	6	1,2	3,2	0,5	2,9	0,4	3,4	0,8	<1	<0,1	<5	<0,4	2,2	0,6
6/10,30	Diabas (2)	41	<1	336	68	141	25	121	150	40	70	60	60	15	2	<5	<2	9	<2	1	<0,2	<1	<0,5	<0,5	12	26	3,5	16	4,3	1,4	4,8	0,8	4,5	0,9	2,3	0,3	2	0,3	3,1	0,7	<1	<0,1	<5	<0,4	1,7	0,5
6A/35,15	Diabas (2)	41	<1	357	71	113	25	125	140	39	80	50	80	14	2	<5	<2	9	<2	1	<0,2	<1	<0,5	<0,5	13	28	3,6	16	4,2	1,1	5,4	0,9	5,5	1	2,8	0,4	2,3	0,4	2,9	0,6	<1	<0,1	<5	<0,4	1,8	0,6
348	Diabas (3)	35	<1	296	219	126	24	121	180	33	70	20	100	15	2	8	15	10	<2	1	<0,2	1	<0,5	0,7	16	33	4,3	18	4,6	1,1	4,9	0,9	5,4	1	2,8	0,4	2,5	0,4	3,3	0,7	<1	<0,1	<5	<0,4	2,9	0,9
4/42,60	Metagabbro	34	1	304	99	226	24	144	150	34	60	60	60	15	2	<5	<2	11	<2	1,3	<0,2	1	<0,5	<0,5	17	36	4,5	19	4,9	1,2	5,1	0,9	5,1	1	2,9	0,4	2,6	0,4	3,6	0,8	<1	<0,1	<5	<0,4	3,5	0,9
4/51,60	Metagabbro	31	1	292	211	282	25	138	110	23	60	<10	70	16	2	<5	12	11	<2	1,2	<0,2	<1	<0,5	0,6	16	35	4,4	19	4,9	1,4	4,9	0,9	5,3	1	2,8	0,4	2,4	0,4	3,4	0,8	<1	<0,1	<5	<0,4	3,3	0,9
156	Metagabbro	41	<1	376	51	299	26	135	90	35	60	40	100	16	2	<5	<2	10	<2	1,2	<0,2	1	<0,5	<0,5	13	29	3,9	17	4,7	1,4	5,2	0,9	5,2	1	2,8	0,4	2,6	0,4	3,2	1	<1	<0,1	<5	<0,4	2,1	0,6
233	Metagabbro	37	<1	305	54	539	18	80	50	43	60	110	60	17	2	<5	3	7	<2	0,5	<0,2	<1	12	<0,5	7,1	16	2,1	9,9	2,8	1	3,2	0,5	3,4	0,7	1,9	0,3	1,9	0,3	2	0,5	<1	<0,1	<5	<0,4	0,8	0,2
338	Metagabbro	44	<1	308	36	408	18	69	230	47	90	130	60	15	2	<5	<2	6	<2	0,5	<0,2	<1	0,6	<0,5	6,5	15	2,1	10	2,9	1	3,5	0,6	3,7	0,7	2,1	0,3	2	0,3	1,9	0,5	<1	<0,1	<5	<0,4	0,7	0,2
6A/48,50	Metagabbro	24	2	362	153	523	33	282	30	38	70	80	120	21	2	<5	<2	37	<2	2,8	<0,2	2	<0,5	0,9	38	79	9,8	41	9,5	2,8	8,7	1,3	7,2	1,3	3,5	0,5	2,7	0,4	6,1	2,7	<1	<0,1	<5	<0,4	3,8	1,1
404	Metatuff	23	2	288	612	946	23	319	140	39	150	40	100	21	2	<5	32	85	3	3,8	<0,2	2	0,6	1,5	67	124	14	54	9,8	3	8,5	1,1	5,4	1	2,7	0,4	2,4	0,4	7	5,6	<1	<0,1	<5	<0,4	7,9	2,1
4/6,20	Metatuffit	42	1	377	64	109	28	150	140	39	40	30	100	18	2	9	<2	12	<2	0,9	<0,2	2	1,1	<0,5	17	37	4,7	21	5,2	1,5	5,8	1	5,9	1,2	3,2	0,5	3,1	0,5	3,8	0,9	<1	<0,1	<5	<0,4	2,5	0,8
4/19,15	Metatuffit	29	1	251	83	111	31	159	<20	23	<20	30	80	14	2	9	<2	10	<2	1,6	<0,2	2	<0,5	<0,5	21	45	5,7	23	5,7	1,3	5,7	1	6,4	1,2	3,4	0,5	3,1	0,5	4,3	0,7	<1	<0,1	<5	<0,4	6,4	1,8
4/70,00	Metatuffit	43	2	409	108	121	32	171	100	45	50	90	110	20	2	20	8	17	<2	1,1	<0,2	2	1	0,7	16	40	5,1	24	5,9	1,7	6,3	1,1	6,4	1,3	3,5	0,5	3,1	0,5	4,4	1,2	<1	<0,1	<5	<0,4	2,8	0,8
4/83,70	Metatuffit	26	3	220	22	83	29	152	<20	17	<20	<10	80	28	3	<5	<2	10	<2	1	<0,2	3	1	<0,5	20	44	5,1	21	5,1	1,6	5,4	0,9	5,7	1,1	3,2	0,5	3,2	0,5	3,8	0,8	<1	<0,1	<5	<0,4	5,8	1,6
1/5,20	Metasandstein	15	2	117	1005	72	26	176	70	17	40	10	80	18	1	<5	86	11	<2	1,9	<0,2	3	<0,5	2,4	38	69	8	30	5,9	1,1	5,5	0,8	4,9	0,9	2,6	0,4	2,4	0,4	4,2	0,8	2	0,4	8	<0,4	8,5	2,1
1/68,45	Metasandstein	7	<1	64	383	105	24	365	40	6	<20	<10	<30	11	1	<5	39	12	<2	3,8	<0,2	2	<0,5	1,1	40	80	9	34	6,3	1,3	5,3	0,8	4,4	0,9	2,6	0,4	2,5	0,4	8,7	1	<1	0,2	12	<0,4	14	4
2/15,50	Metasandstein	18	3	134	641	123	27	167	90	23	60	60	130	23	2	<5	124	12	<2	1,7	<0,2	3	<0,5	3,5	44	83	9,7	37	7,8	1,5	6,3	0,9	5,7	1,1	2,8	0,4	2,5	0,5	4,2	0,9	<1	0,5	14	<0,4	11	3,1
2/33,10	Metasandstein	11	1	88	520	103	33	572	60	8	<20	<10	30	15	2	<5	51	15	<2	3,3	<0,2	3	0,9	1,6	54	114	12	48	9,1	1,6	7,6	1,1	6,2	1,2	3,5	0,5	3,7	0,6	14	1,4	<1	0,2	7	<0,4	21	3,8
5/18,60	Metasandstein	11	1	100	303	99	21	201	60	12	30	20	60	13	1	7	36	10	<2	2	<0,2	2	<0,5	1,5	26	51	6	22	4,5	0,9	4,3	0,7	4,2	0,8	2,4	0,3	2,3	0,4	4,8	0,7	1	0,2	16	<0,4	7,9	2,5
6A/53,55	Metasandstein	13	1	116	548	76	27	184	90	13	40	20	60	13	2	8	37	9	<2	1,8	<0,2	1	<0,5	1,5	28	56	6,4	25	5,7	1,3	5,6	0,9	5,4	1	2,8	0,4	2,3	0,4	4,5	0,8	<1	0,1	9	<0,4	7,2	2,8
110	Metasandstein	14	2	109	606	105	26	204	70	14	40	30	90	19	2	6	93	10	<2	2,1	<0,2	2	1,4	2,7	33	65	7,6	30	6,2	1,3	5,4	0,9	5,3	1	2,9	0,4	2,6	0,4	4,9	0,8	<1	0,4	20			

Innerhalb der Metabasite (Diabase aller Subtypen, Metagabbros, Metatuff und teilweise auch Metatuffit) ist die geochemische Variationsbreite relativ gering, was bereits von Schlaegel-Blaut (1990) auf eine gemeinsame Magmenherkunft und eine comagmatische Entstehung der Vulkanite zurückgeführt wird.

Anhand der geochemischen Daten wurden für die Gesteine der Metabasit-Formation normative Mineralzusammensetzungen gemäß CIPW-Norm berechnet und diese sind in der nachfolgenden Tabelle 9 dargestellt. Zusätzlich wird die gemäß normativem Mineralbestand berechnete Dichte angegeben.

Probe:		Mineralbestand, normativ: [Vol. %]												Dichte	
Nr.:	Lithologie:	Qtz	Pl	Or	Cm	Di	Hy	Ol	Ilm	Mag	Ap	Zrn	Chr	Total	[g/cm ³]
120	Diabas (1)	0,00	60,54	8,77	0,00	15,28	7,95	4,11	2,43	0,39	0,49	0,02	0,02	100,00	2,94
134	Diabas (1)	0,00	67,62	1,93	0,00	11,84	5,74	9,78	2,17	0,44	0,44	0,02	0,03	100,01	2,96
137x	Diabas (1)	0,00	51,85	5,36	0,00	23,94	9,58	6,27	2,09	0,49	0,36	0,01	0,04	99,99	3,05
185	Diabas (1)	0,00	69,42	0,27	0,60	0,00	9,58	11,96	5,75	0,70	1,67	0,05	0,00	100,00	3,05
303	Diabas (1)	0,00	61,69	0,47	0,00	16,86	14,42	3,16	2,41	0,53	0,43	0,02	0,01	100,00	3,01
364	Diabas (1)	5,11	51,81	9,57	0,00	12,73	17,86	0,00	2,03	0,42	0,43	0,02	0,02	100,00	2,96
427	Diabas (1)	0,00	55,71	1,97	0,00	23,89	11,93	2,96	2,51	0,53	0,45	0,02	0,01	99,98	3,05
4/106,50	Diabas (1)	2,75	54,38	5,50	0,00	20,70	13,44	0,00	2,34	0,42	0,43	0,02	0,02	100,00	2,99
4/108,40	Diabas (1)	1,44	53,42	3,23	0,00	21,69	16,96	0,00	2,25	0,56	0,41	0,02	0,02	100,00	3,04
5/20,95	Diabas (1)	1,08	53,92	8,07	0,00	15,52	18,06	0,00	2,44	0,46	0,43	0,02	0,01	100,01	2,99
105	Diabas (2)	0,00	56,33	0,34	0,00	27,24	3,86	8,65	2,53	0,57	0,44	0,02	0,01	99,99	3,07
6/10,30	Diabas (2)	0,00	62,51	0,26	0,00	16,97	7,57	9,49	2,25	0,52	0,39	0,02	0,02	100,00	3,01
6A/35,15	Diabas (2)	0,00	61,85	0,26	0,00	15,01	13,17	6,44	2,30	0,52	0,41	0,02	0,02	100,00	3,01
348	Diabas (3)	0,00	64,05	4,05	0,00	10,55	10,21	8,10	2,07	0,50	0,43	0,02	0,03	100,01	2,97
4/42,60	Metagabbro	0,00	71,41	0,76	0,00	11,41	2,12	11,11	2,29	0,44	0,43	0,02	0,02	100,01	2,93
4/51,60	Metagabbro	4,29	60,32	3,54	0,00	12,14	16,60	0,00	2,22	0,42	0,43	0,02	0,02	100,00	2,95
156	Metagabbro	0,00	64,04	0,33	0,00	15,46	2,82	13,80	2,50	0,57	0,45	0,02	0,01	100,00	3,02
233	Metagabbro	0,00	56,39	0,91	0,00	28,74	7,76	3,76	1,70	0,49	0,23	0,01	0,01	100,00	3,05
338	Metagabbro	0,00	54,09	0,58	0,00	31,10	5,02	6,84	1,59	0,48	0,25	0,01	0,03	99,99	3,06
6A/48,50	Metagabbro	0,00	59,00	1,27	0,00	16,77	14,09	2,23	4,67	0,67	1,27	0,04	0,00	100,01	3,07
404	Metatuff	0,00	62,72	8,67	0,00	1,42	0,80	20,01	4,35	0,54	1,43	0,04	0,02	100,00	2,99
4/6,20	Metatuffit	0,00	72,47	0,40	0,41	0,00	12,94	10,12	2,62	0,51	0,49	0,02	0,02	100,00	2,95
4/19,15	Metatuffit	25,18	57,99	0,39	1,29	0,00	12,58	0,00	1,78	0,32	0,45	0,02	0,00	100,00	2,83
4/70,00	Metatuffit	7,60	52,66	2,08	2,78	0,00	30,27	0,00	3,29	0,61	0,69	0,02	0,01	100,01	3,05
4/83,70	Metatuffit	20,60	46,58	0,15	0,00	23,90	6,33	0,00	1,61	0,40	0,41	0,02	0,00	100,00	2,98
1/5,20	Metasandstein	31,72	28,25	16,97	5,95	0,00	15,33	0,00	1,00	0,32	0,43	0,02	0,01	100,00	2,88
2/33,10	Metasandstein	47,89	29,74	10,90	2,96	0,00	6,52	0,00	1,25	0,16	0,49	0,07	0,01	99,99	2,77
110	Metasandstein	33,15	31,20	18,31	4,63	0,00	11,08	0,00	0,96	0,25	0,39	0,03	0,01	100,01	2,83
298	Metasandstein	31,06	45,93	14,82	0,13	0,00	6,65	0,00	0,76	0,13	0,47	0,03	0,01	99,99	2,73
2/15,50	Metasandstein	22,33	32,08	22,77	6,04	0,00	14,90	0,00	1,11	0,32	0,42	0,02	0,01	100,00	2,89
6A/53,55	Metasandstein	49,64	27,16	8,13	2,47	0,00	10,66	0,00	1,12	0,24	0,55	0,02	0,01	100,00	2,81
5/18,60	Metasandstein	46,42	35,38	6,93	1,74	0,00	8,19	0,00	0,75	0,18	0,37	0,03	0,01	100,00	2,76
1/68,45	Metasandstein	59,08	25,99	7,83	1,36	0,00	4,37	0,00	0,86	0,12	0,34	0,05	0,01	100,01	2,72

Tabelle 9: Normativer Mineralbestand der Gesteinsproben berechnet anhand der Ergebnisse der geochemischen Analyse nach Hollocher (2013) bzw. Johannsen (1931). Auffallend sind die hohen Plagioklas- bzw. niedrigen Quarz-Anteile bei den Metabasiten im Vergleich zu den Metasandsteinen, die Metatuffite scheinen wiederum einen Übergang zwischen den Gesteinen der Metabasite und den Gesteinen der Metasandsteinformation zu bilden. Abkürzungen: Qtz = Quarz, Pl = Plagioklas, Or = Orthoklas, Cm = Korund, Di = Diopsid, Hy = Hypersthen, Ol = Olivin, Ilm = Ilmenit, Mag = Magnetit, Ap = Apatit, Zrn = Zirkon und Chr = Chromit. Die Nummer in Klammer (1), (2) und (3) stehen jeweils für den Subtyp 1, 2 und 3 der Diabase. Die Dichteberechnung erfolgte anhand des normativen Mineralbestandes.

Generell entspricht der berechnete, normative Mineralbestand den Ergebnissen der Mikroskopie und es werden mafische Mineralzusammensetzungen bestätigt. Neben vorwiegend Plagioklas und Pyroxen (Diopsid und Hypersthen) treten laut Berechnung untergeordnet auch Quarz, Orthoklas und akzessorisch Apatit und Zirkon auf. Die in den CIPW-Normberechnungen aufscheinenden Olivine sind auf Grund von metamorphen Umwandlungerscheinungen nicht erhalten. Als Erzphasen wurden neben Ilmenit und Magnetit auch noch geringfügige Mengen an Chromit ausgewiesen. Mit Sicherheit in den Metabasiten vorhandene Pyrite werden im normativen Mineralbestand nicht angegeben, da die Analyse des Schwefelgehaltes nicht durchgeführt wurde.

Die Ergebnisse der geochemischen Analyse der Metabasite aus dem Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen werden zur weiteren Bearbeitung in verschiedenen Diskriminierungsdiagrammen geplottet. Aufgrund einer ähnlichen geochemischen Zusammensetzung werden die drei Subtypen der Diabase zusammengefasst betrachtet. Zusätzlich werden in den Diagrammen bestehende geochemische Daten basischer Vulkanite der Nördlichen Grauwackenzone aus dem Arbeitsgebiet Maishofen bzw. vom Profil Ratzen nach Schlaegel-Blaut (1990) vergleichend dargestellt.

Für die Benennung/Klassifizierung des vulkanischen Ursprungsmaterials werden die Daten der geochemischen Analyse der Metavulkanitproben in ein TAS-Diagramm (total alkali versus silica-Diagramm) gemäß IUGS-Vorgaben (International union of geological sciences) nach Le Bas et al. (1986) bzw. nach Cox et al. (1979) eingefügt (siehe Diagramm 1 und 2).

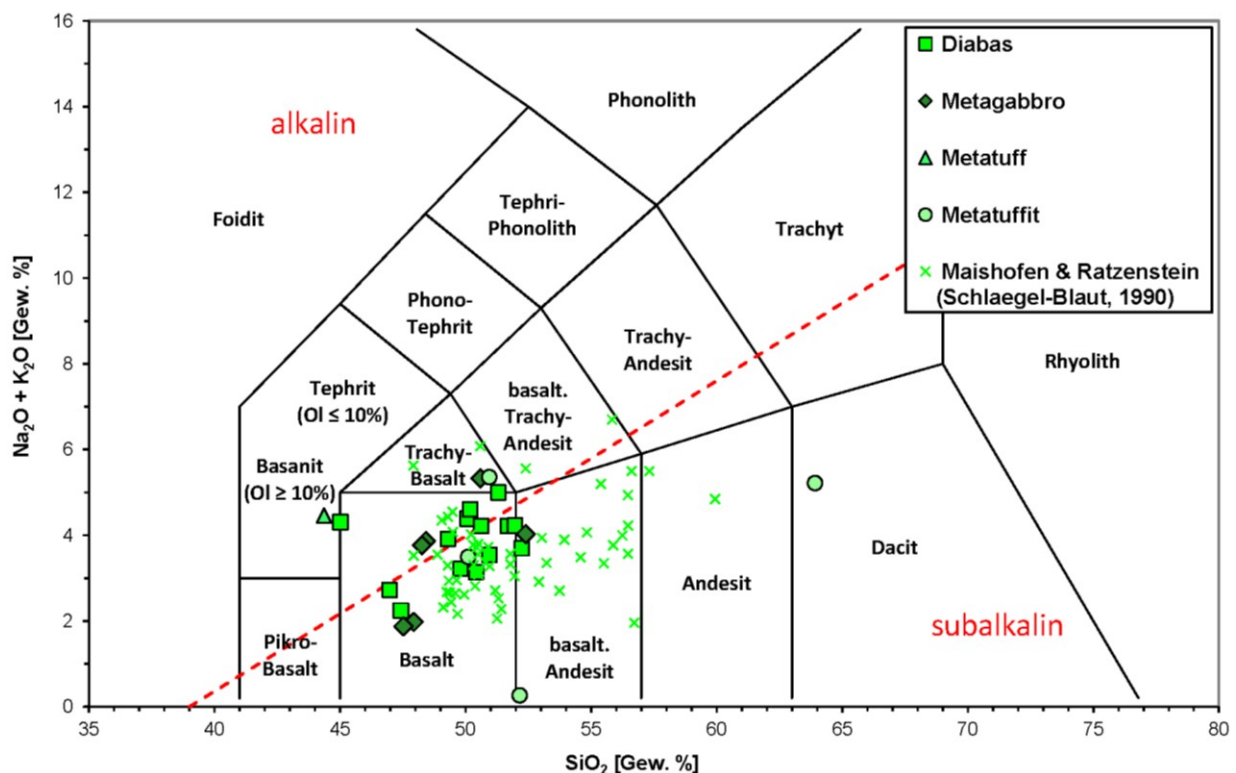


Diagramm 1: Die Metabasitproben aus dem Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen liegen im TAS (total alkali vs. silica)-Diagramm nach Le Bas et al. (1986) überwiegend im Bereich der Basalte und bestätigen somit die Ergebnisse der Mikroskopie. Ein basischer Gesteinschemismus kann für die Metabasite angenommen werden.

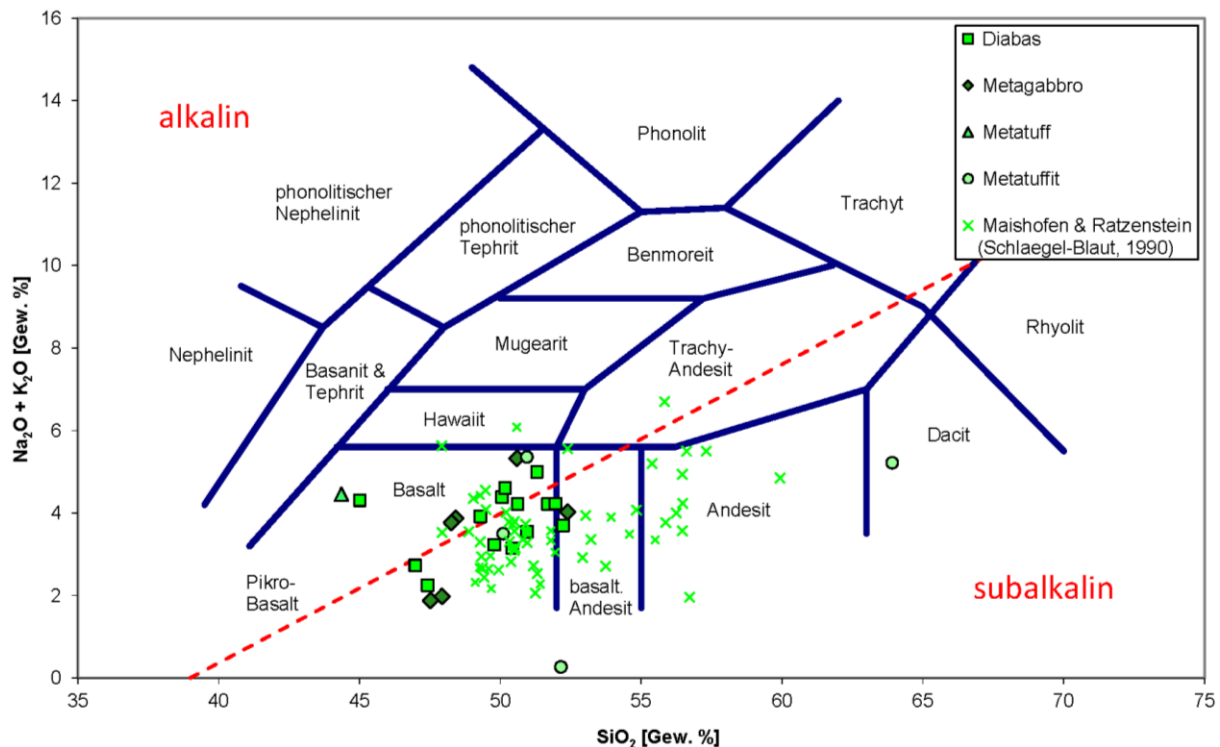


Diagramm 2: Die Metabasitproben aus dem Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen liegen im TAS (total alkali vs. silica)-Diagramm nach Cox et al. (1979) noch deutlicher im Bereich der Basalte. Eine Zuordnung der Magmensippe zu alkalin bzw. subalkalin kann sowohl durch das Diagramm 1, als auch durch das Diagramm 2 nicht erfolgen.

Im TAS-Diagramm gemäß IUGS-Vorgaben nach Le Bas et al. (1986) bzw. nach Cox et al. (1979) ergeben die Proben des Arbeitsgebietes einen basischen Gesteinschemismus und entsprechen somit den Ergebnissen der mikroskopischen Untersuchungen und den Berechnungen zum normativen Mineralbestand. Die vulkanischen Gesteinsproben liegen überwiegend im Bereich Basalt.

Mit geringfügigen chemischen Variationen, wie zum Beispiel relative Anreicherung des Quarzgehaltes und Abfuhr der mobilen Elemente (Alkalien), Umwandlung der Feldspat- und Pyroxeneinsprenglinge, sowie der glasigen Matrix ist im Zuge der grünschieferfaziellen Metamorphose zu rechnen. Da es sich bei diesen Gesteinen durchwegs um metamorph überprägte Gesteine handelt, ist vor den Namen des primärmagmatischen Protolithen die Vorsilbe Meta- anzuhängen. Bei den vulkanischen Gesteinen des Arbeitsgebietes trifft somit auf Basis des vorliegenden Gesteinschemismus die mineralogisch-petrographisch und geochemisch korrekte Nomenklatur Meta-Basalte bzw. als Äquivalenzbegriff Diabas zu.

Anhand dieses Diagramms lässt sich der ähnlicher Gesteinschemismus zwischen Diabasen, Metagabbros und der Metatuffprobe verdeutlichen. Diese Darstellung bestätigt, dass bereits von Schlaegel-Blaut (1990) veröffentlichte Ergebnis und weist auf ein gemeinsames Ausgangsmagma der verschiedenen Gesteinsgruppen und auf eine comagmatische Entstehung hin.

Normalerweise ist eine Anwendung der TAS-Klassifikation nur für nicht bzw. wenig alterierte, rein magmatisch entstandene Gesteine zulässig. Jedoch plotten drei von vier Gesteinsproben der Metatuffit-Formation in den Diagrammen 1 und 2 ebenfalls mehr oder weniger im Bereich der basaltischen Gesteine und bestätigen den basischen Chemismus. Lediglich die Gesteinsprobe der Bohrung VH4/01, lfm. 19,15 kommt durch eine Verdünnung der Pyroklastika mit Sedimentmaterial und einer damit einhergehenden Erhöhung des SiO_2 -Gehaltes im Bereich der dazitischen Gesteine zu liegen. Der sedimentäre Eintrag von epiklastischem Material wird aufgrund des erhöhten des Quarzgehaltes und der im Dünnschliff feststellbaren, gut gerundeten Quarzkörner vermutet (vgl. Kapitel 21.1.2 – Mikroskopische Untersuchung).

Im Vergleich zu den Proben der westlichen Grauwackenzone aus dem Bereich Maishofen und von dem Profil Ratzenstein nach Schlagel-Blaut (1990), zeigen die im Zuge dieser Arbeit analysierten Proben einen geringeren Quarz- und Alkaliengehalt an und weisen noch deutlicher auf einen basischen Chemismus bzw. eine basaltische Zusammensetzung hin.

Da nun aber unter bestimmten Bedingungen einige Elemente sowohl zugeführt, als auch abgeführt werden, kann sich der Gesteinschemismus durch sekundäre Stoffverschiebungen verändern. Nach Schlagel-Blaut (1990) erfolgt eine Beeinflussung der basischen Magmatite der Nördlichen Grauwackenzone bereits durch eine frühe, submarine Alteration im Zuge der Ozeanbodenmetamorphose. Neben einer Umwandlung und Rekristallisation der primärmagmatischen, glasigen Matrix erfolgt ein vollständiger pseudomorpher Ersatz der Olivine durch Tonminerale und Hämatit und eine teilweise Umsetzung der Plagioklase in Albit und feinkörnige Schichtsilikate, während Klinopyroxene in der Regel gut erhalten bleiben (Schlagel-Blaut, 1990). Dieser submarine Alterationsprozess wird nach Wedepohl (1988) als Spilitisierung bezeichnet und geht geochemisch mit dem Austausch der Elemente Ca, Na und K einher (Hughes, 1982, Herrmann & Wedepohl, 1970 und Wedepohl 1988). Ein, durch die Paragenese Albit und Chlorit charakterisiertes, metasomatisch oder metamorph verändertes, basaltisches Gestein mit Eruptivgesteinsgefüge wird nach Streckeis (1980) als Spilit definiert. Demnach können die basischen Vulkanite des Arbeitsgebietes auf Grund der Umsetzungs- und Rekristallisationsvorgänge, wie bereits von Angel (1955) und Schlagel-Blaut (1990) der Großgruppe der Spilite zugerechnet werden.

In weiterer Folge werden die Gesteine durch zwei regionalmetamorphe Orogenereignisse (variszisch und alpidisch) betroffen. Durch die zweimalige grünschieferfazielle Überprägung wird die geochemische Zusammensetzung im Vergleich zur Ozeanbodenmetamorphose nur in untergeordnetem Maßstab verändert (Schlagel-Blaut, 1990). Loeschke (1979) nimmt für die niedriggradige Regionalmetamorphose isochemisch ablaufende Prozesse an, die die vorangegangenen Änderungen des Basaltchemismus überliefert. Neben fortsetzender Umsetzung und Rekristallisation der glasigen Matrix in Quarz und Chlorit neigen in erster Linie primärmagmatische Ca-Pyroxene zur Umwandlung in Sekundärminerale.

Plagioklase werden weiter in Albite umgesetzt und häufig sind Serzitisierungen an den Feldspäten und Umwandlungen zu Chlorit zu erkennen. Nach Merriman et al. (1986) sind diese Prozesse mit einer weiteren Mobilisierung von CaO , Al_2O_3 und Na_2O verbunden.

Geochemische Verfälschungen durch metamorphe Sekundärminerale (Quarz- und Karbonatmobilisate in Küften und Gängen), sowie Prozesse der Oberflächenverwitterung sind auf Grund der Probenauswahl bzw. der Probenaufbereitung nahezu auszuschließen.

Generell gehen die Alkalien und Erdalkalien leicht in wässriger Lösung und unter schwach metamorphen Bedingungen in Lösung und sind als sehr mobil einzustufen. Die Aussage des TAS-Diagramms ist in diesem Fall ohne weitere Analysen der Geochemie schwierig zu interpretieren. Die inkompatiblen HFS-Elemente (High field strength Elemente) wie zum Beispiel U, Th, Ti, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta und die Elemente der seltenen Erden (REE) wie zum Beispiel Y, La, Ce, Nd, Sm, etc. werden zur Kontrolle der Alteration mit mobilen Elementen wie K_2O und Na_2O korreliert um sekundäre Verschiebungen in der Geochemie festzustellen.

Entsprechend dem Mobilitätsverhalten, in Abhängigkeit von Ladungszahl und Ionenradius (z.B. Saunders et al. 1980), ergibt sich für die mobilen Alkalien (K und Na, großer Ionenradius und geringe Ladungszahl) und den immobilen HFS-Elementen (Zr, geringer Ionenradius und hohe Ladungszahl) eine schlechte Korrelation, was auf eine deutliche sekundäre Beeinflussung durch Austauschvorgänge hindeutet (siehe Diagramm 3). Vergleichend sind wiederum die Daten aus dem Arbeitsgebiet nach Schlagel-Blaut (1990) dargestellt.

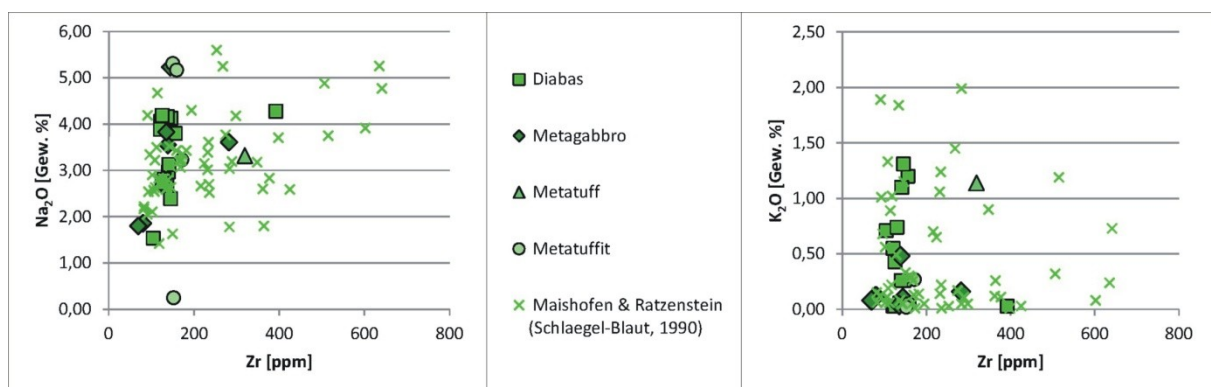


Diagramm 3: Korrelation zwischen den als mobil einzustufenden Elementen (Na bzw. K) und Zirkon mit einem weitgehend immobilen Verhalten im Zuge der Metamorphose. Bei beiden Alkalien ergibt sich eine schlechte Korrelation mit dem Zirkon, was auf eine deutliche sekundäre Beeinflussung durch Austauschvorgänge hindeutet. Zusätzlich sind wiederum die über das Arbeitsgebiet vorhandenen geochemischen Daten nach Schlaegel-Blaut (1990) dargestellt.

Im Vergleich dazu zeigt sich zwischen dem Element Si, dem immobilen HFS-Element Ti bzw. den seltenen Erdelementen Nb und Y wiederum zu dem Element Zr eine gute Korrelation, was auf ein immobiles Verhalten der Elemente und geringe Austausch- und Veränderungsvorgänge zurückzuführen ist (siehe Diagramm 4 und 5). Ähnliche Korrelationen sind durch die Daten von Schlagel-Blaut (1990) belegt.

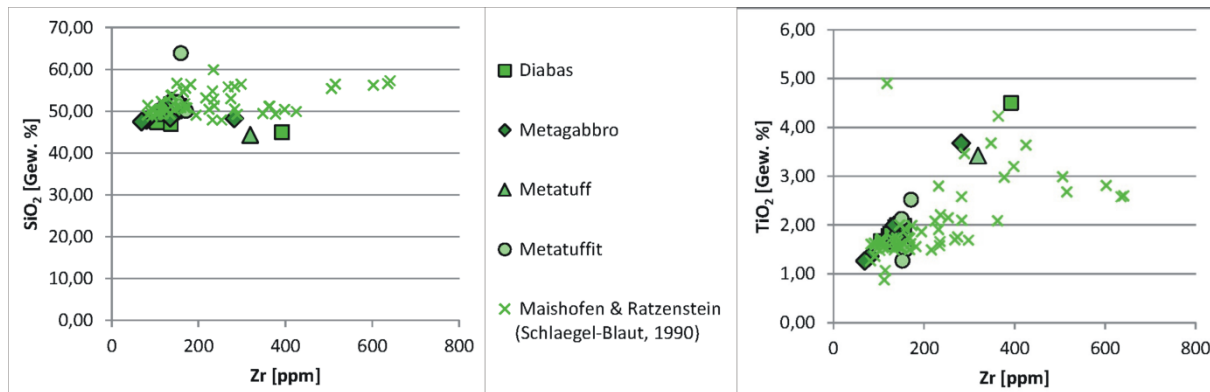


Diagramm 4: Korrelation zwischen dem Element Si, den als immobil einzustufenden Elementen Ti und Zirkon mit einem ebenfalls weitgehend immobil Verhalten im Zuge der Metamorphose. Bei beiden Elementen Si bzw. Ti ergibt sich eine gute Korrelation mit dem Zirkon, was auf geringe/keine sekundäre Beeinflussung durch Austauschvorgänge hindeutet. Zusätzlich sind wiederum die über das Arbeitsgebiet vorhandenen geochemischen Daten nach Schlaegel-Blaut (1990) dargestellt.

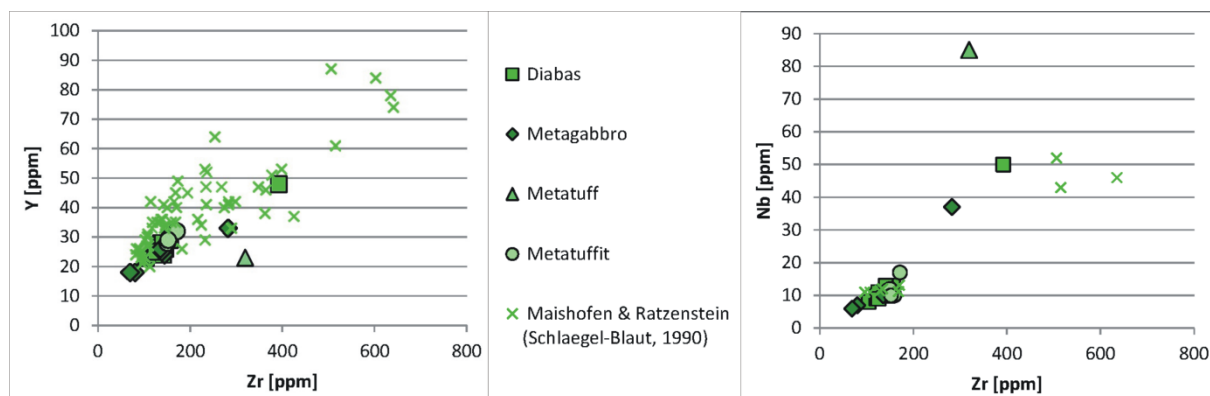


Diagramm 5: Korrelation zwischen den als immobil einzustufenden Elementen (Y bzw. Nb) und Zirkon mit einem ebenfalls weitgehend immobil Verhalten im Zuge der Metamorphose. Bei beiden Elementen Y bzw. Nb ergibt sich eine gute Korrelation mit dem Zirkon, was auf geringe/keine sekundäre Beeinflussung durch Austauschvorgänge hindeutet. Zusätzlich sind wiederum die über das Arbeitsgebiet vorhandenen geochemischen Daten nach Schlaegel-Blaut (1990) dargestellt.

Um geochemische Veränderungen durch Austauschvorgänge weitgehend minimieren zu können werden zur weiteren Gesteins- bzw. Magmendiskriminierung die als wenig mobil angesehenen Elemente P, Zr, Ti, Y und Nb verwendet.

Das Zr-P₂O₅-Diagramm nach Floyd und Winchester (1975) dient zur Unterscheidung zwischen alkalibasaltischen und tholeiitischen Magmen. Der Großteil der analysierten Gesteinsproben aus dem Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen weist einen tholeiitischen Magmenchemismus auf, wobei drei Proben (eine Diabas- und eine Metagabbro-Probe, und die Metatuff-Probe) durch einen erhöhten P₂O₅- und Zr-Gehalt einen alkalibasaltischen Chemismus anzeigen. Zu den vorhandenen geochemischen Daten nach Schlaegel-Blaut (1990) ergibt sich eine gewisse Korrelation, wobei auch hier die meisten Proben im Bereich der tholeiitischen Chemismen zu liegen kommen (siehe Diagramm 6).

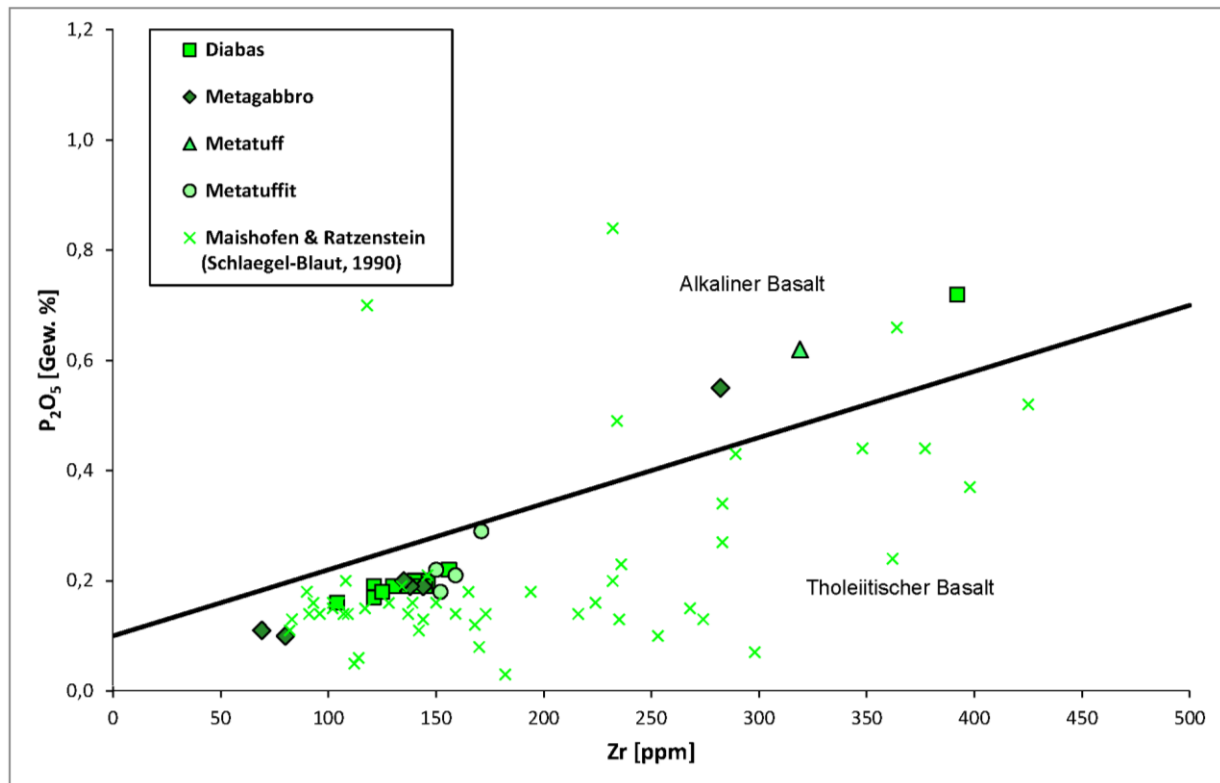


Diagramm 6: Zr- P_2O_5 -Diagramm mit geochemischen Daten der Metabasite aus dem Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen nach Floyd und Winchester (1975). Vergleichend sind die zum Arbeitsgebiet vorhandenen geochemischen Daten nach Schlaegel-Blaut (1990) dargestellt. Für den Großteil der Proben zeigt sich eine tholeiitische Magmenchemismus. Lediglich drei Gesteinsproben (eine Diabas- und eine Metagabbroprobe und die Metatuffprobe weisen einen alkalinen Basaltchemismus auf.

Von Schlaegel-Blaut (1990) liegen für das Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen von 9 Proben Analysen der Nb-Gehalte vor, weshalb für die Unterscheidung zwischen alkalibasaltischen und tholeiitischen Magmen auch das Zr/ P_2O_5 -Nb/Y-Diagramm nach Floyd und Winchester (1978) herangezogen werden kann.

Die meisten untersuchten Gesteine, sowohl die im Zuge dieser Arbeit analysierten, als auch die von Schlaegel-Blaut (1990) analysierten, plotten im Bereich der tholeiitischen Basalte, wobei eine gute Korrelation zwischen den Analyseergebnissen dieser Arbeit und den bestehenden Analyseergebnissen feststellbar ist (siehe Diagramm 7). Auch in diesem Diagramm sind die intrusiven Ganggesteine geochemisch nicht von den Vulkaniten zu unterscheiden, was auf eine comagmatische Entstehung hindeutet. Schlaegel-Blaut (1990) schließt eine eigenständige Magmenherkunft der Intrusiva aus und interpretiert diese als Differentiationsprodukte der basischen Vulkanite. Mit einem leicht erhöhten Nb-Y-Verhältnis liegen eine Diabas- und eine Metagabbro-Probe im Grenzbereich zwischen einem alkalibasaltischen und einem tholeiitischen Gesteinschemismus. Als Sonderfall ist die Metatuff-Probe zu betrachten, die auf Grund eines stark erhöhten Nb-Gehaltes einen deutlich alkalineren Basaltchemismus aufweist.

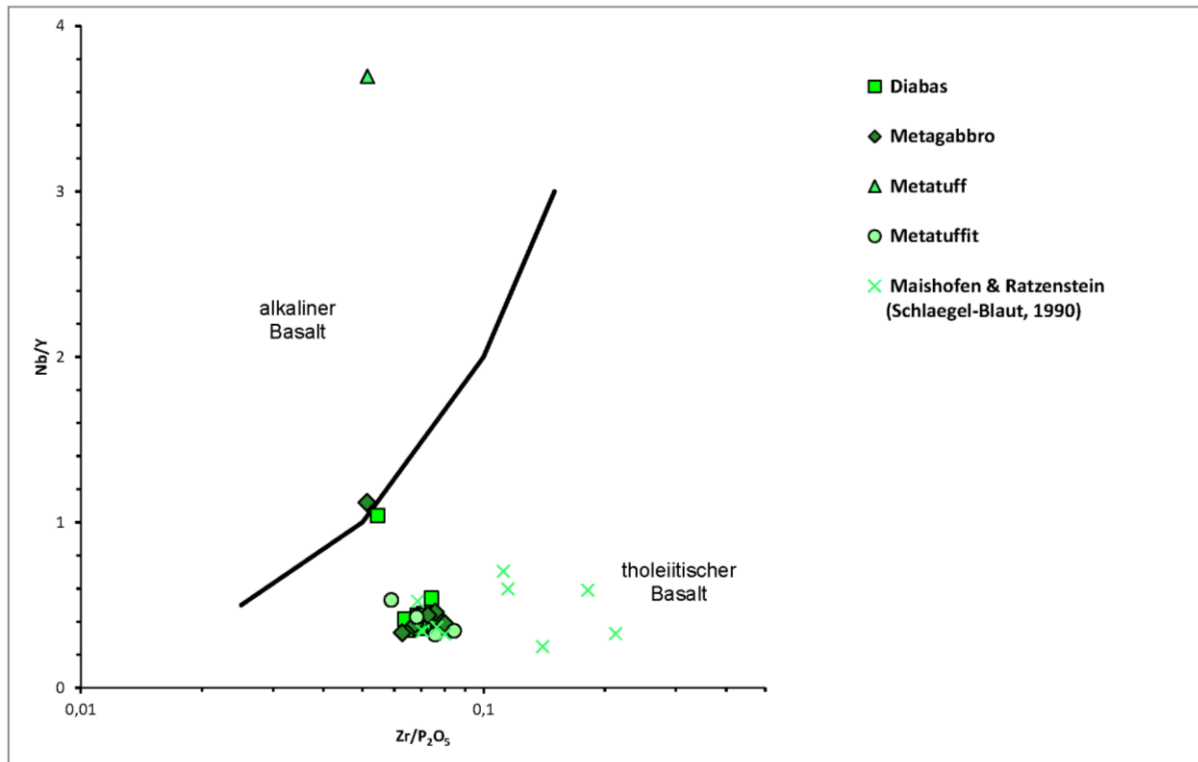


Diagramm 7: Zr/P₂O₅-Nb/Y-Diagramm mit geochemischen Daten der Metabasite aus dem Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen nach Floyd und Winchester (1978). Vergleichend sind die zum Arbeitsgebiet vorhandenen geochemischen Daten nach Schlaegel-Blaut (1990) dargestellt. Für den Großteil der Proben zeigt sich eine tholeiitischer Magmenchemismus, wobei eine Diabas- und eine Metagabbro-Probe im Grenzbereich zum alkalinen Basalt plotten. Die Metatuffprobe liegt aufgrund eines stark erhöhten Nb-Gehaltes deutlich im Bereich der alkalinen Basalte.

Das Zr-Ti-Diagramm nach Pearce und Norry (1979) und Pearce (1980) wird für die Zuordnung von Magmen zu paleo-geotektonischen Positionen verwendet. Als charakteristisch für Intraplatten-Laven werden die erhöhten Gehalte an Zr und Ti gewertet, wobei die meisten Gesteine im Überlappungsbereich zwischen Intraplatten-Laven und MORB-Laven (Mid ocean ridge basalt) liegen (siehe nachfolgendes Diagramm 8).

Eine gute Korrelation bzw. eine ähnliche Streuungsbreite sind für die im Zuge dieser Arbeit analysierten Daten und den Daten nach Schlaegel-Blaut (1990) aus Maishofen und vom Rattenstein ersichtlich.

Das Zr-Zr/Y-Diagramm, ebenfalls nach Pearce und Norry (1979) bzw. Pearce (1980) zeigt die Affinität der Gesteinsproben des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen zu einer paleo-geotektonischen Position im Intraplattenbereich deutlich an (siehe Diagramm 9). Inselbogen-Basalte können auf Grund der geochemischen Zusammensetzung ausgeschlossen werden.

Dieser Trend ist auch für die von Schlaegel-Blaut (1990) analysierten Proben erkennbar.

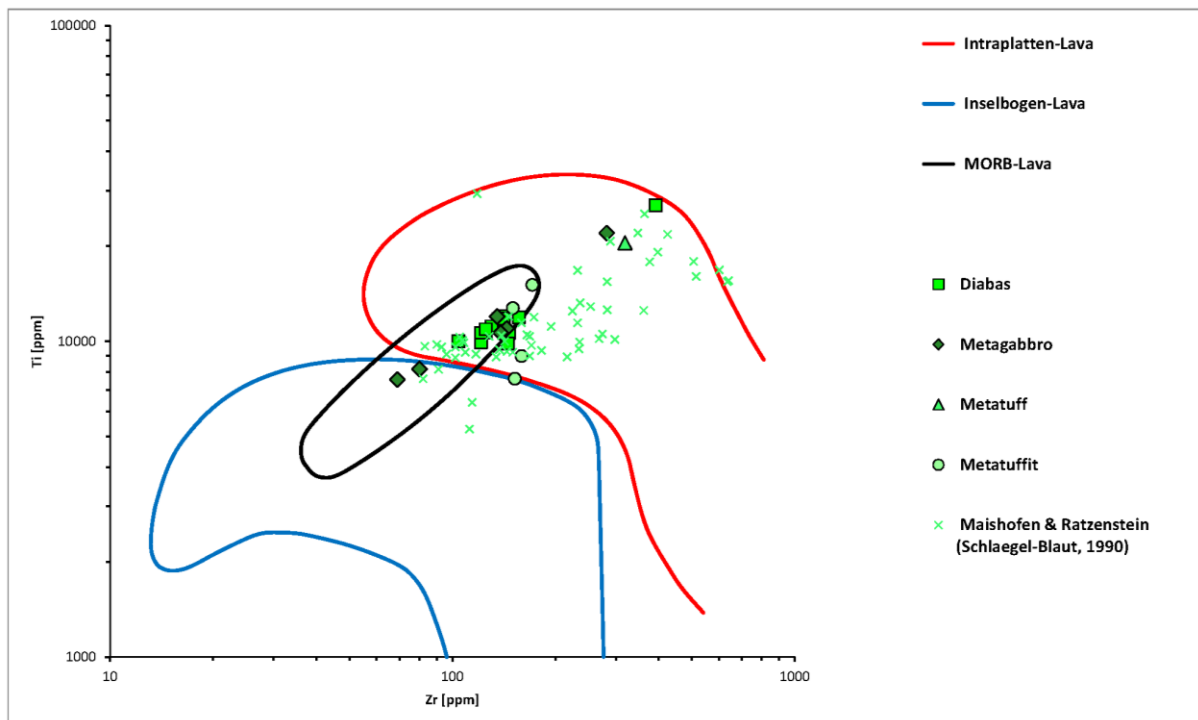


Diagramm 8: Zr-Ti-Diagramm mit Daten der Metabasite aus dem Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen nach Pearce and Norry (1979) bzw. Pearce (1980). Vergleichend sind wiederum die bestehenden Daten nach Schlaegel-Blaut (1990) dargestellt. Die meisten im Zuge dieser Arbeit analysierten Vulkanite liegen im Überschneidungsbereich zwischen MORB-Laven und Intraplatten-Laven.

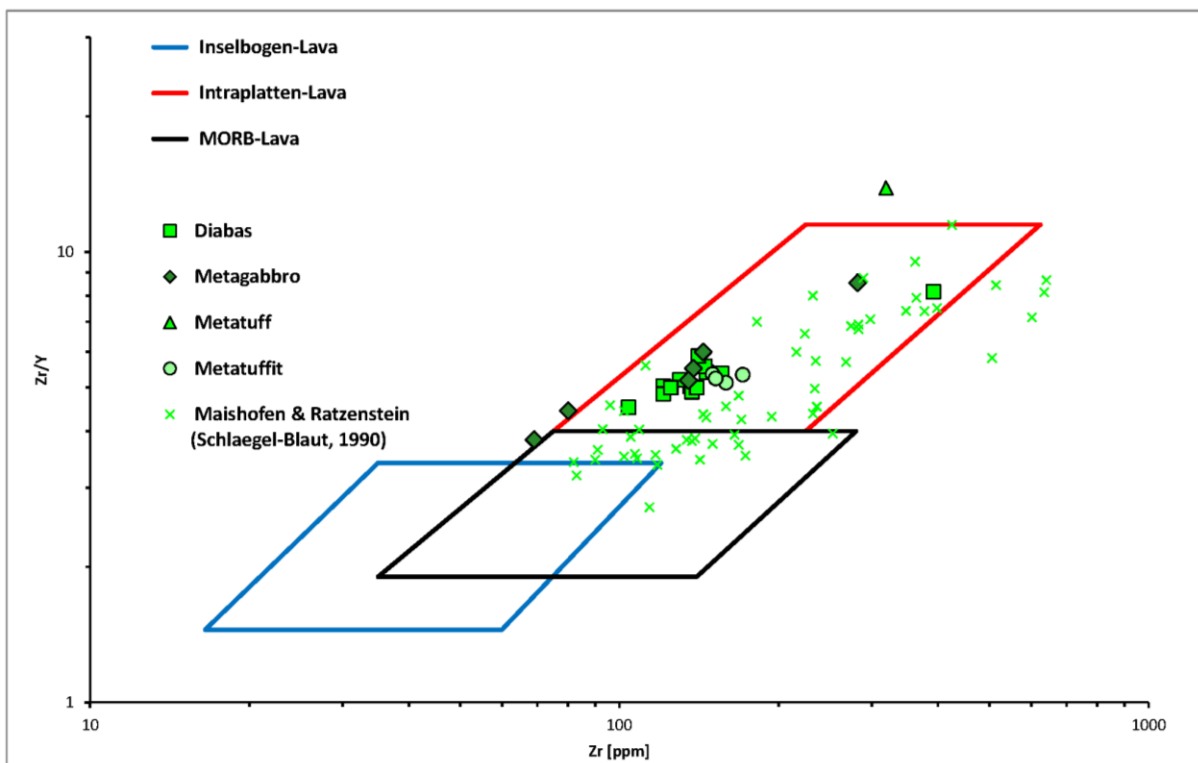


Diagramm 9: Zr-Zr/Y-Diagramm mit Daten der Metabasite aus dem Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen nach Pearce and Norry (1979) bzw. Pearce (1980). Vergleichend sind wiederum die bestehenden Daten nach Schlaegel-Blaut (1990) dargestellt. Für die meisten im Zuge dieser Arbeit analysierten Vulkanite ist eine Intraplatten-Position anzunehmen.

Für das vulkanische Ausgangsmaterial der Metavulkanite des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen wird auf Basis des normativen Mineralbestandes und der Geochemie ein basischer Ausgangskemismus bestätigt. In den TAS-Diagrammen plotten die Gesteine vorwiegend im Bereich der Basalte. Durch die Dünnschliffmikroskopie werden das primär magmatische Gefüge und der basische Mineralbestand bestätigt und die Gesteine als primäre basaltische Magmatite identifiziert. Zusätzlich kann eine schwache grünschieferfazielle Metamorphoseüberprägung durch die Mikroskopie nachgewiesen werden, weshalb die Gesteine des Arbeitsgebietes als Metabasalte bzw. Diabase, Metagabbros, Metatuffe und Metatuffite basischer Zusammensetzung bezeichnet werden können.

Der für die gegenständlichen Gesteine des Arbeitsgebietes und Umgebung häufig in der Literatur anzutreffende Überbegriffe Spilite bzw. Grünschiefer sind, bezogen auf die primäre Ozeanbodenmetamorphose bzw. auf den Grad der metamorphen Überprägung (grünschieferfazieller Metamorphosegrad), ebenso als korrekt aufzufassen.

Die Korrelationsdiagramme deuten auf einen sekundären Stoffaustausch bei den mobilen Alkaline (Na und K) hin. Die Elemente Ti und Y weisen einen geringen/keinen sekundären Stoffaustausch auf und sind als immobil zu betrachten.

Die Diagramme Zr-P₂O₅ und Zr/P₂O₅-Nb/Y zeigen eine Assoziation der Gesteine des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen mit primär tholeiitischen Magmen. Insbesondere das Zr/P₂O₅-Nb/Y Diagramm verdeutlicht die Tholeiit-basaltische Zusammensetzung und bestätigt Ähnlichkeiten zwischen den Gesteinsanalysen der vorliegenden Arbeit und den Proben aus dem Gebiet Maishofen und Ratzenstein nach Schlägel-Blaut (1990).

Paleo-geotektonisch lassen sich die im Zuge dieser Arbeit analysierten Gesteinsproben durch das Zr-Ti-Diagramm nicht eindeutig einer Plattenposition zuordnen, da sie sowohl Affinitäten zu Intraplatten-Basalten als auch zu MORB-Basalten besitzen. Die analysierten Proben können jedoch insbesondere durch das Zr-Zr/Y-Diagramm einer paleo-geotektonischen Intraplatten-Position zugeordnet werden. Bereits von Schlägel-Blaut (1990) werden die basischen Vulkanite der westlichen Grauwackenzone aus dem Bereich hinteres Saalachtal als Intraplatten-Basalte identifiziert und Ozeaninsel-Alkali- bzw. Ozeaninsel-Tholeiit-Basalten zugeordnet. Für das vordere Saalachtal (gegenständliches Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen) werden von Schlägel-Blaut (1990) MORB-Eigenschaften der Basalte beschrieben und eine Tendenz zu Intraplatten-Laven bzw. zu Inselbogen-Tholeiiten festgestellt.

Die vorliegende Arbeit unterstützt die Ansicht von Schlägel-Blaut (1990), dass es sich bei den Gesteinen aus dem Gebiet Maishofen/Viehhofen um tholeiitische Intraplatten-Laven handelt, die eventuell eine paleo-geotektonische Inselbogenposition einnehmen.

21.3 Technische Gesteinsparameter

Das im Zuge der Probenahme gemäß ÖNORM G 1020-1 gewonnene Probenmaterial der Diabas-Formation wurde zur Prüfung der technischen Gesteinsparameter der Firma ARP – Aufbereitung, Recycling, Prüftechnik GmbH in Leoben übergeben.

Die Proben der Aufschlusspunkte 120, 134 und 303 wurden aus dem Teilgebiet 1 östlich des Schernergrabens, Gemeinde Viehhofen, genommen. Die Masse der Probemenge betrug 83 kg (Aufschlusspunkt 120), 102 kg (Aufschlusspunkt 134) und 103 kg (Aufschlusspunkt 303).

Die drei Aufschlüsse wurden entlang einer Nord-Süd-verlaufenden Profillinie gewählt, um eine möglichst repräsentative Qualitätsverteilung über das gesamte Teilgebiet 1 – Schernergraben zu erhalten. Die genaue Lage der Aufschlusspunkte ist der geologischen Karte (siehe Kartenbeilage 1) zu entnehmen.

Bei dem Probenmaterial handelt es sich um unverwittertes bzw. schwach verwittertes Gestein, das mit einem benzinbetriebenen Schremmhammer aus anstehenden Aufschlüssen herausgemeißelt wurde (siehe Abb. 293 und 294).



Abbildung 293: Gewinnen von wenig verwittertem/unverwittertem Probenmaterial mit einem benzinbetriebenen Schremmhammer, Aufschlusspunkt 120, siehe Kartenbeilage 1.



Abbildung 294: Frisch hergestellte Bruchfläche im massigen Diabas beim Herausbrechen von wenig verwittertem/unverwittertem Probenmaterial, Aufschlusspunkt 303, siehe Kartenbeilage 1

Bestimmt wurde die Abriebfestigkeit mittels LA-Test und das Polier- und Schleifverhalten mittels PSV-Test. Zusätzlich wurde noch eine SI-Analyse (shape index-Analyse) zur Bestimmung der Kornform durchgeführt. Im nachfolgenden Kapitel sind die Ergebnisse zusammengefasst. Die detaillierten Ergebnisse sind dem beigelegten Prüfbericht (Anhang 2) zu entnehmen.

21.3.1 SI-Analyse

Zur Herstellung der für weitere Analysen notwendigen, möglichst kubischen Körnung (8/11 mm) wurden die Proben zum Vorbrechen über einen Backenbrecher geschickt. In weiterer Folge wurden die Proben 120 und 303 zwei Mal mit der Prallmühle zerkleinert, um die gewünschte Körnung (8/11mm) zu erreichen. Da die Probe 134 zur Bildung plattiger Kornformen neigte, musste diese Probe vier Mal die Prallmühle durchlaufen um eine möglichst kubische Kornform zu erhalten. Nach der Herstellung der 8/11er Körnung mit den zuvor beschriebenen Aufbereitungsverfahren wurde eine SI-Analyse (shape index-Analyse) zur Bestimmung der Kornform gemäß ÖNORM EN 933-4 durchgeführt. Die Probe 120 zeigt einen SI-Wert von 4, die Probe 134 einen SI-Wert von 8 und die Probe 303 einen SI-Wert von 7. Eine detaillierte Beschreibung ist dem beigelegten Prüfbericht (Anhang 2) zu entnehmen.

21.3.2 Abriebfestigkeit

Die Abriebfestigkeit bzw. der Widerstand gegen Zertrümmerung der Gesteinsproben wurde mittels LA-Test (Los-Angeles-Test) gemäß ÖNORM EN 1097-2 festgestellt. Alle drei Gesteinsproben liegen deutlich unter dem nach ÖNORM EN 13043 geforderten Wert LA₂₀. Der LA-Koeffizient der drei Proben liegt bei 9,3; siehe beigelegter Prüfbericht (Anhang 2).

21.3.3 Polier- und Schleifverhalten

Das Polier- und Schleifverhalten bzw. der Widerstand gegen Polieren der drei Metavulkanitproben wurde mittels PSV-Test (polished stone value) gemäß ÖNORM EN 1097-8 durchgeführt. Alle drei Gesteinsproben liegen über dem in der ÖNORM B 3130 geforderten Wert PSV₅₀. Die Gesteinsprobe 120 weist einen PSV-Wert von 53 auf und die beiden anderen Proben weisen einen PSV-Wert von 56 auf. Eine detaillierte Beschreibung ist dem beigelegten Prüfbericht (Anhang 2) zu entnehmen.

21.3.4 Zusammenfassung der technischen Gesteinsparameter

Die im Zuge der Diplomarbeit analysierten Proben sind den Kategorien LA₁₅, PSV₅₀ bzw. PSV₅₆ und SI₁₅ zuzuordnen und entsprechen somit den technischen Anforderungen für basische Hartgesteine höchster Qualität. Im nachfolgenden werden die Ergebnisse der Analyse der technischen Gesteinsparameter kurz tabellarisch aufgelistet (siehe Tab. 10).

Probe-Nr.:	LA-Wert:	PSV-Wert:	SI-Analyse:
120	9,3	53	4
134	9,3	56	8
303	9,3	56	7

Tabelle 10: Ergebnisse der Analyse der technischen Gesteinsparameter.

In vorrangegangenen Bearbeitungen wurden bereits Untersuchungen zu technischen Gesteinsparametern der basischen Hartgesteine im Raum Maishofen, insbesondere für das Teilgebiet 2 – Atzing, durchgeführt. Nachfolgend findet sich eine kurze tabellarische Auflistung dieser Ergebnisse.

Aus der Arbeit von Mayer (1986) können für das Diabasvorkommen der Ratzensteinhöhe nordwestlich der Ortschaft Maishofen (entspricht dem Teilgebiet 2 – Atzing der gegenständlichen Arbeit) die nachfolgenden technischen Gesteinsparameter angegeben werden (siehe nachfolgende Tab. 11). Die Proben RA-S bzw. RA-N wurden an der südlichen Flanke bzw. nordöstlichen Flanke des Teilgebietes 2 genommen. Zusätzlich wird eine Splittprobe aus dem Diabaswerk Saalfelden als Vergleich dargestellt.

Versuch:	Schlagversuch	Los-Angeles-Test	Deval-Test	Dorry-Versuch	Polierversuch		
Prüfverfahren:	DIN 52 109	ÖNORM B 3128	ASTM D2-33	BS 812	BS 812, AMD 4225		
	[Z _{sp}]	[LA-Wert]	[Deval-Wert]	[Verschleißwert]	[PSV ₆]	[PSV _{6k1}]	[PSV _{6k2}]
Probe:							
RA-S	6,2	6,7	0,7	3,3	59	54	52
RA-N	7,9	7,5	0,9	3,5	55	50	48
DIAB	13,3	12,9	-	5,0	63	57	55

Tabelle 11: Technische Gesteinsparameter von Diabasen aus dem Diabasvorkommen Ratzensteinhöhe (entspr. Teilgebiet 2 – Atzing der gegenständlichen Arbeit) und einer Splittprobe aus dem Diabaswerk Saalfelden, verändert nach Mayer (1986).

Ein Teil des Bohrkernmaterials der Kernbohrungen B4/00 und B5/00 wurde mit einem Laborbackenbrecher der Wolfram Bergbau und Hütten AG in Mittersill aufgebrochen und anschließend im HWK-Labor ebenfalls auf seine technischen Eignungskriterien (LA-Test) geprüft. Zusätzlich wurden Polierversuche durch die Firma Nievelt – Labor Ges.m.b.H an dem Bohrkernmaterial durchgeführt. Die nachfolgende Tabelle 12 zeigt eine kurze Zusammenstellung der Analyseergebnisse.

Bohrung B4/00				Bohrung B5/00			
Tiefe [lfm.]:	Kornform:	LA-Wert:	PSV-Wert:	Tiefe [lfm.]:	Kornform:	LA-Wert:	PSV-Wert:
6,1-8	20,7	10,5		2,8-4,2		12,6	
8-10,5	16,9	9,8		4,2-6,5		10,3	
18-20	21,4	13,6		6,5-8		9,8	
30-31	27,0	8,9		8-10		13,2	
40	16,4	9,6		10-11,7		8,9	
49-50	28,4	8,8	51	20-21	21,8	10,0	56
60-61	21,5	8,3		30	21,2	15,4	
70-71	20,9	9,6		31	23,2	13,8	
79-80,5	21,3	7,8		39-40	26,2	10,0	
90-91	18,9	10,0		49-50	30,3	8,1	53
98-100	19,4	14,6		59-60	19,3	10,5	
				70-71	30,0	9,0	
				79-80	29,3	8,2	52

Tabelle 12: Technische Gesteinsparameter des Bohrkernmaterial der Bohrungen B4/00 und B5/00 aus dem Teilgebiet 2 - Atzing laut Analysebericht der Firma Nievelt – Labor Ges.m.b.H bzw. laut interner Analyse des HWK.

22. Wirtschaftliche Bedeutung

Aufgrund verschiedener hochwertiger Eigenschaften wurde der Diabas als natürlicher mineralischer Rohstoff schon in frühen Zeiten sehr geschätzt. Dank der großen Härte wurden steinzeitliche Werkzeuge aus Diabas gefertigt, später diente er zur Herstellung von Walzen für die Papier- und Textilindustrie bzw. auch für Getreidemühlen (Internetquelle 2, 2013).

Heutzutage findet der Diabas in vielen Sparten des Bauwesens, über die Mineralwollerzeugung bis hin zu Mineralstoffdüngern (Urgesteinsmehl) Anwendung. In der Bauindustrie werden hochwertige Diabas-Schotter auf Grund der enormen Zähigkeit, ihrer Verwitterungs- und Frostbeständigkeit und der ausgezeichneten Kantenfestigkeit zur Gleisbettung und als Unterbau für Straßen und Autobahnen eingesetzt. Diabas-Splitte werden als Betonzuschlagsstoffe oder zur Herstellung bitumengebundener Decken (Asphalt) herangezogen.

Insbesondere bei der Herstellung von qualitativ hochwertigen Fahrbahndecken aus Asphalt spielen die besonderen Eigenschaften des Diabases eine bedeutende Rolle. Neben der großen Druck- und Schlagfestigkeit und einer hohen Kornformbeständigkeit tragen Eigenschaften wie zum Beispiel eine hohe Griffigkeit durch gedrungene Kornformen mit scharfkantigen, und selbst bei starker Beanspruchung feinrauh bleibenden Bruchflächen (Selbstanrauhung) und einem hohen Mindestreibungswert in nassem Zustand zur Verkehrssicherheit bei. Aufgrund der griffigen Oberfläche der Diabas-Splitte wird nur jene Bitumenmenge aufgenommen, die für eine optimale Verkittung der Körner notwendig ist (geringerer Bitumenverbrauch). Ein Aufspeichern des bituminösen Bindemittels in Hohl- und Porenräumen ist dank der natürlich hohen Gesteinsfestigkeit nicht notwendig bzw. erwünscht – ein Schwitzen oder Wellenbildung der Asphaltsschicht bei heißen Temperaturen kann so minimiert werden. Diese wertvollen Eigenschaften kombiniert mit einer leichten Einrüttelbarkeit bei der Verarbeitung machen Diabas-Splitte zu einem hervorragenden Asphaltmischgut (verändert nach Haditsch, 1979 und Mayer, 1986 und Internetquelle 3, 2013). Hervorragende Anwendungen ergeben sich für Diabas-Splitte im Bereich hochentwickelter, offenporiger Asphaltdecken (Flüster- bzw. Drainasphalt) mit reduzierter Aquaplaning-Gefahr, verringerter Sprühhfahnenbildung und geringeren Reifen-Abroll-Geräuschen (vergleiche Flüsterasphalt auf der Inntalautobahn mit HWK-Diabas).

Die enorme Festigkeit und die hohe Griffigkeit der Diabase kann anhand der mineralogischen Zusammensetzung und der Ausbildung des Mineralgefüges erklärt werden. Diabase zeichnen sich durch einen hohen Gehalt an Feldspäten der Plagioklasreihe (Kalknatronfeldspäte) mit einer leistenförmigen Mineralausbildung aus. Durch diese sperrige und richtungslose Verschränkung der divergent-strahlig angeordneten Feldspatleisten ergeben sich die Griffigkeit, sowie die primäre Festigkeit der Diabase. Als weitere Hauptgemengteile treten vor allem Pyroxen (i. d. R. Augit) und Chlorite auf. Alle Diabase weisen eine Chloritisierung

auf, worunter man die schwach metamorphe Neubildung von Chlorit aus Augit bzw. aus einer glasigen Matrix versteht. Dieser Umsetzung verdanken die Diabase ihre eigentümliche grüne Farbe (daher auch der Name Grüngestein) und vor allem aber auch eine erhebliche Verfilzung ihres Feingefüges und damit eine wesentliche Steigerung (sekundäre Festigkeit) ihrer ohnehin schon großen Zähigkeit (verändert nach Internetquelle 2). Nach der DIN 52100 zählt der Diabas zu den Hartgesteinen, also zu Festgesteinen deren Würfeldruckfestigkeit größer 1800 kp/cm^2 ist (entspricht etwa 177 N/mm^2).

Um die Texturbildung (Einregelung von plattigen Körnern entlang ihrer Längsachse) im Beton und Asphaltdecken zu verhindern und die damit verbundenen Anisotropie-Effekte einzuschränken, ist die Herstellung von so genannten „Fischen“ (Körner mit einem Längen zu Dickenverhältnis von mehr als 3:1) zu vermeiden. Ein mehr oder weniger homogen aufgebautes, richtungslos angeordnetes Gefüge begünstigt die Herstellung von gedrunenen, kompakten, möglichst kubischen Kornformen. Selbiges Gefüge unterstützt durch eine gleichmäßige Beschaffenheit der Brech- und Siebprodukte die Herstellung sauberer Körnungen. Dem Diabas ist als schwach metamorph überprägtes, primär magmatisches Gestein ein solches richtungslos und homogen aufgebautes Gefüge eigen, sofern dieses nicht durch postvulkanische Prozesse (z.B. auch im Zuge der Metamorphose) texturiert (verschiefert, gestört) wurde (verändert nach Haditsch, 1979 und Mayer, 1986).

Eine Wertgesteinsnutzung (dekorative Platten, Grabsteine, etc.) für Diabas ergibt sich in erster Linie durch seine dunkelgrüne Farbe mit teilweise interessanten Strukturen. Neben Verwitterungs- und Frostbeständigkeit ist insbesondere der Trennflächenabstand von Kluft- und Störungsflächen für einen Einsatz als Wertgestein entscheidend.

Zunehmend werden massige Diabase auf Grund der großen Druckfestigkeit und der Beständigkeit gegen Verwitterung und Frost auch als Wurfsteine für Böschungen bzw. Böschungssicherungen und Steinschlichtungen, aber auch als Wasserbausteine für konstruktive Maßnahmen der Ufersicherung verwendet.

Die Diabase des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen entsprechen all diesen Anforderungen in jeder Hinsicht. Es kann festgehalten werden, dass es sich bei dem bearbeiteten Diabasvorkommen um eine hochwertige Lagerstätte handelt, die sowohl hinsichtlich ihrer Qualität, als auch ihrer Quantität als abbauwürdig einzustufen ist und bei weiteren raumplanerischen Maßnahmen unbedingt Berücksichtigung finden sollte.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass qualitativ hochwertigen Diabasen, wie diese im gegenständlichen Arbeitsgebiet vorzufinden sind, durch eine Nutzung in vielen verschiedenen Branchen eine enorme wirtschaftliche Bedeutung zukommt. Vor allem im Bereich der hochentwickelten Asphaltdecken (Stichwort offenporiger Asphalt), im Bereich der hochqualitativen Gleisschotter und im Bereich der Wurf- und Wasserbausteine ergibt sich ein enormes Wachstumspotential für Diabas als natürlicher Rohstoff.

23. Zusammenfassung und Ausblick

Die im Raum der Zeller Furche häufig anzutreffenden basischen Metavulkanite treten auch im Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen in größeren Mächtigkeiten auf. Bereits in verschiedenen vorangegangenen Arbeiten wird die wirtschaftliche Bedeutung dieser basischen Hartgesteine erläutert.

In der gegenständlichen Arbeit konnte im Zuge der Dünnschliffuntersuchungen ein porphyrisches Gefüge festgestellt werden, wobei größere Feldspat- (Plagioklas-) und Pyroxeneinsprenglinge (?Augit) in einer glasigen, teilweise feinkörnig-rekristallisierten Matrix aus Quarz, Chlorit, Serizit und Leukoxen eingebettet sind. Dieser Mineralbestand und das Gefüge deuten auf ein basisch-magmatisches, vulkanisches Ausgangsgestein hin, welches im Zuge einer niedriggradigen Metamorphose grünschieferfaziell überprägt wurde.

Geochemische Untersuchungen (siehe Anhang 1 – Ergebnisse der geochemischen Analyse) belegen zusätzlich den ursprünglich basischen Gesteinschemismus und es kann festgehalten werden, dass es sich bei den untersuchten Gesteinen um Diabase handelt, die im Sinne des § 3 des MinRoG als bergfreier mineralischer Rohstoff einzustufen sind.

Bei einer Analyse der technischen Gesteinsparameter von Gesteinsproben aus dem Bereich des Teilgebietes 1 – Schernergraben (Gemeinde Viehhofen) konnten hervorragende technische Kennwerte festgestellt werden (siehe Anlage 2 – Prüfbericht zu den technischen Gesteinseigenschaften). Die mittels LA-Test bestimmte Abriebfestigkeit liegt bei den Gesteinsproben deutlich unter LA_{20} und zeigt einen Wert von $LA\ 9,3$. Der PSV-Test zeigt Werte $\geq PSV_{50}$, wobei die Werte im Bereich von $PSV\ 53$ bis $PSV\ 56$ liegen.

Für die Diabase im Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen kann festgehalten werden, dass es sich hinsichtlich ihrer mineralogisch-petrographischen, geochemischen und technischen Eigenschaften um qualitativ hochwertige Diabas-Hartgesteine handelt.

Im Teilgebiet 1 – Schernergraben (Gemeinde Viehhofen) erreicht die Diabasabfolge im zentralen Bereich (Seehöhe 1120 – 1360 m ü.A.) eine maximale Mächtigkeit von zirka 240 m. Mehrere metermächtige bis maximal zehnermetermächtige Metasandsteinlagen bzw. auch Tonschieferlagen unterbrechen hier die Gesteinsabfolge der Diabasformation. Insbesondere der Hangfuß und die oberen Hangbereich scheinen großteils aus siliziklastischen Abfolgen (vorwiegend Metasandstein) aufgebaut zu sein. Bis zu 25 m mächtige, schichtparallele, gabbroide Intrusionen treten sowohl innerhalb der Diabas-Formation, als auch innerhalb der siliziklastischen Gesteine auf. Lateral kann die Diabasabfolge im Bereich des Mittelteils des Teilgebietes 1 auf einer Länge von maximal 800 m verfolgt werden. Durchschnittlich lassen sich die Diabase lateral in Richtung Osten zirka 600 m verfolgen, wobei teilweise Verzahnungen zu siliziklastischen Abfolgen früher auftreten können.

Eine mächtige Diabas-Abfolge von bis zu 380 m findet sich im Teilgebiet 2 – Atzing im Bereich Ratzenstein (Gemeinde Maishofen), die lediglich von einigen dezimeter- bis maximal metermächtigen, klastischen Einschaltungen (vorwiegend Tonschiefer, untergeordnet Metasandstein) unterbrochen wird. Im Liegenden der Schichtfolge findet sich eine mächtige, möglicherweise (sub-)diskordant ausgebildete, gabbroide Intrusion. Lateral lassen sich die Gesteine der Diabasformation auf einer Länge von maximal 500 m verfolgen.

Für den zentralen Bereich des Teilgebietes 1 – Schernergraben bzw. für das Teilgebiet 2 – Atzing ergibt sich ein abbaubarer Diabasvorrat von zirka 83 Mio. t bzw. 110 Mio. t. Berechnungen nach Mostler et al. (1981) ergeben für das Kernstück des Gebietes Sausteingen-Schernergraben (entspricht dem zentralen Bereich des Teilgebietes 1 der gegenständlichen Arbeit, plus Diabase westlich des Schernergrabens) bzw. für das Gebiet Ratzensteinhöhe-Forstthof einen abbaubaren Diabasvorrat von zirka 90 Mio. t bzw. 72 Mio. t.

Aus rein geologisch-geotechnischer Sicht wäre ein Diabasabbau im Bereich des Teilgebietes 2 – Atzing am sinnvollsten, da dieser auf Grund der Höhenlage, der Geländemorphologie und der Platzverhältnisse (eventl. Aufbereitungsanlage) verhältnismäßig leicht zu bewerkstelligen ist. Ebenso günstig wirken sich einfache Gebirgsverhältnisse und relativ homogene, einschaltungsarme Diabasabfolgen auf einen Abbau aus.

Ein Diabasabbau im Teilgebiet 1 – Schernergraben ist auf Grund der Höhenlage und der Geländemorphologie mit einer relativ steilen Hanglage mit Schwierigkeiten verbunden und nur mit einem erhöhten Kostenaufwand durchzuführen. Zusätzlich werden sich Platzprobleme für die Errichtung einer Aufbereitungsanlage ergeben. Denkbar wäre eine Aufgabe des Gesteinsgutes in einen Vorbrecher mit nachgeschalteter Bandförderung, die das vorgebrochene Material zu einer Aufbereitungsanlage im Tal befördert.

Grundsätzlich ist bei einem Abbau im Teilgebiet 1 – Schernergraben der zentrale Bereich zu bevorzugen, da nur hier mächtige, relativ einschaltungsarme Diabasabfolgen anstehen. Bei einem Einschnitt im zentralen Hangbereich ist insbesondere auf die Sandsicherheit des hangaufwärts befindlichen Geländes zu achten. Eventuell sollte bei einem solchen Eingriff im Mittelhang Lockergesteinsablagerungen bzw. Hangschuttüberdeckungen entfernt werden bzw. der Oberhang abgeflacht werden. Für die Planung, aber auch für die laufende Kontrolle der Hangstabilität, insbesondere im Bereich der vermuteten Abrisskanten, wird dringend angeraten eine montangeologisch-geotechnisch fachkundige Person hinzuziehen.

Die generelle Lagerung der Formationen im gesamten Arbeitsgebiet weist ein flaches Einfallen mit einem Einfallswinkel von zirka 15 Grad in Richtung Norden auf. Dies würde eine Ost-West-streichende Aufschlussgeometrie, also eine Abbauführung von Richtung Süden her begünstigen. Zahlreiche Kluftscharen/Trennflächensysteme innerhalb der Diabasgesteine würde die Zerlegung durch Sprengarbeit und Aufbereitungsvorgänge unterstützen.

Massive, überregionale Störungs- und/oder Zerrüttungszonen sind, ebenso wie starke Wasserzutritte im gesamten Arbeitsgebiet nicht zu erwarten, was sich positiv auf die Beherrschung der Gebirgsverhältnisse auswirkt. Generell können für das Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen ähnliche Gebirgsverhältnisse wie in dem bestehenden Steinbruch der Firma HWK angenommen werden, da sich dieser in derselben tektonischen bzw. geologischen Einheit der Glemmtal-Einheit bzw. der westlichen Grauwackenzone befindet.

Weitere Untersuchungen/Bearbeitungen des gegenständlichen Gebietes und Probenahmen, insbesondere aber Kernbohrungen, sollten jedenfalls auf geplante Abbaugemetrien abgestimmt werden. Für das Abteufen weiterer Kernbohrungen wird eine geologisch-geotechnische Bohrbetreuung inkl. einer sofortigen Aufnahme der Bohrkerne angeraten, um eine maximale Aussagekraft zu erhalten.

Des weiteren wird in der gegenständlichen Arbeit angenommen, dass die massig ausgebildeten Intrusivgesteine der Metagabbro-Formation, sowie auch die ebenfalls massig ausgebildeten, quarzreichen Metatuffite, die durch die Bohrung VH4/01 aufgeschlossen wurden, hervorragende mineralogisch-petrographische und auch technische Gesteinseigenschaften zeigen dürften. Was die Verwertbarkeit der Nebengesteine betrifft, so werden auch für die quarzreichen, massig ausgebildeten Gesteine der Metasandsteinformation auf Grund der mikroskopischen Untersuchungen ausgesprochen gute Gesteinseigenschaften prognostiziert. Eventuell wäre es für weitere Untersuchungskampagnen interessant auch die Gesteinseigenschaften (LA- und PSV-Test) der Nebengesteine (Metagabbro, Metatuffit und Metasandstein) abzuklären.

Es kann festgehalten werden, dass im Arbeitsgebiet Maishofen/Viehhofen, insbesondere im zentralen Bereich des Teilgebietes 1 – Schernergraben und im Teilgebiet 2 – Atzing, größere Mächtigkeiten an hochwertigen, basischen Hartgesteinen anstehen, die sowohl hinsichtlich ihrer Quantität, als auch ihrer Qualität abbauwürdige Diabaslagerstätten darstellen und die bei zukünftigen raumplanerischen Maßnahmen unbedingt Berücksichtigung finden sollten.

Die vorliegende Diplomarbeit ist eine geologisch-lagerstättenkundliche Beschreibung gemäß ÖNORM G 1020-2 und dient als Grundlage für Planung weiterer Untersuchungen bzw. auch in weiterer Folge für die Abbauplanung und auch für die Abbaudurchführung.

Bei den durchgeführten Geländebegehungen handelt es sich um oberflächennahe Erkundungen bzw. bei den Kernbohrungen um punktuelle Aufschlüsse. Lateral können Änderungen der Mächtigkeiten, der Ausdehnung und der Zusammensetzung, speziell in der Homogenität der Diabasabfolgen auftreten. Bei den erstellten Profilschnitten handelt es sich um geologische Modellvorstellungen die den Untergrund annäherungsweise beschreiben sollen. Lokale Prognoseunsicherheiten können insbesondere die Lagerungsverhältnisse der Gesteine betreffen. Vor dem Auffahren eines Diabassteinbruches sind weitere, detaillierte, und auf die Abbaugemetrie abgestimmte Untersuchungen/Kernbohrungen notwendig.

24. Anhang- und Beilagenverzeichnis

- Kartenbeilage 1:** Geologische Karte des Arbeitsgebietes Maishofen/Viehhofen im Maßstab 1:5.000, A0-Format.
- Kartenbeilage 2:** Ausschnitt aus der geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 123 - Zell am See im Maßstab 1:50.000, A3-Format.
- Kartenbeilage 3:** Ausschnitt aus der geologischen Karte von Salzburg im Maßstab 1:200.000, 10fach vergrößert, A3-Format.
- Kartenbeilage 4:** Digitale Katastralmappe und Flächenwidmungsplan im Maßstab 1:20.000, A3-Format.
- Kartenbeilage 5:** Ausweisungen gemäß Naturschutzgesetz/Landschaftsschutzverordnung und Waldfunktionsflächen im Maßstab 1:20.000, A3-Format.
- Kartenbeilage 6:** Hydrographie und Hydrogeologie des Arbeitsgebietes im Maßstab 1:20.000, A3-Format.
- Kartenbeilage 7:** Gefahrenzonenplan der WLW inkl. Ereignisdokumentation und Standorte von Altlasten und Verdachtsflächen im Maßstab 1:20.000, A3-Format.
- Kartenbeilage 8:** Digitales Geländemodell des Arbeitsgebietes im Maßstab 1:10.000, A3-Format.
-
- Beilage 1:** Längsprofilschnitt A-A' und Profilschnitt B-B', im Maßstab 1:2.000, A1-Format.
- Beilage 2 bis 9:** Graphische Darstellung der Kernbohrungen, insgesamt 22 Seiten, A4-Format.
- Beilage 10 bis 15:** Fotodokumentation der Kernstrecken, insgesamt 20 Seiten, A4-Format.
- Beilage 16:** GPS-Koordinaten der Aufschlusspunkte, 7 Seiten, A4-Format.
- Beilage 17:** Probenliste, 2 Seiten, A4-Format.
-
- Anhang 1:** Ergebnisse der geochemischen Analyse, 7 Seiten, A4-Format.
- Anhang 2:** Prüfbericht zu den technischen Gesteinseigenschaften, 4 Seiten, A4-Format.

25. Literaturverzeichnis

Aichhorn, A. (1978): Geologische Untersuchungen im Raum Viehhofen – Zell am See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Vulkanite und der Vererzungen, unveröffentl. Diss., Universität Innsbruck, 1978.

Angel, F. (1932): Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen, Mitteilung naturw. Verein Stmk., 1932, Band 69, 5 – 24.

Angel, F. (1955): Über die spilitisch – diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues, Mitt. Geol. Ges., Wien, 1955, Band 48, 1 – 15.

Asbestverordnung (1990): Verordnung des Bundesministers für Umwelt, Jugend und Familie und des Bundesministers für Arbeit und Soziales vom 10. April 1990 über Beschränkungen des Inverkehrsetzens und des Herstellens, des Verwendens, sowie über die Kennzeichnung asbesthaltiger Stoffe, Zubereitungen und Fertigwaren, Asbestverordnung, gemäß BGBl. 324/1990, 26. Juni 1990, Wien.

ASTM Designation: D2-33 (reapproved 1968): Standard method of test for abrasion of rock by the use of the Deval-machine, American Society for testing and materials.

Bauer, K. F. (1962): Beiträge zur Geologie der Dientner Berge zwischen Dientner Bach und Grießer Graben, unveröffentl. Diss., Universität Innsbruck, 1962.

Bauer, K. F.; Loacker, H. & Mostler, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg, 1969, veröffentl. der Univ. Innsbruck, Alpenkundl. Studien, 13.

Bautagesbericht (2001): Bautagesbericht der Bohrfirma Hagleitner/Rotaqua, Unterlagen der Firma HWK, Oberndorf in Tirol.

BEV (2012): Internetabfrage vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, ÖK Blatt 123, Zell am See, Maßstab 1:25.000, www.bev.gv.at, Okt. 2012 bis Okt. 2013.

¹⁾ Begriffserklärung Diabas: In der vorliegenden Arbeit wird der Begriff „Diabas“ gemäß dem traditionellen deutschsprachigem Verständnis bzw. im bergmännischen Sinne als primär-magmatischer, grünschieferfaziell metamorph überprägter, altpaläozoischer Basalt verwendet. Von der Internationalen Vereinigung der Geologischen Wissenschaften (IUGS) bzw. im englischsprachigen Raum werden die Äquivalenzbegriffe „Metabasalt“, „Spilit“ und „Pikrit“ verwendet.

BS 812 (1967): Methods for sampling and testing of mineral aggregates, sands and fillers; clause 37: Determination of the aggregate abrasion value; clause 38: Determination of the laboratory determined polished stone value (PSV), British Standards Institution.

BS 812 (1975): AMD 4225 (1983): Amendment No. 2, published and effective from 31 March 1983 to BS 812, Part 3 (1975): Methods for sampling and testing of mineral aggregates, sands and fillers, part 3; Mechanical properties; clause 11: Alternative method for determination of the polished stone value (PSV), British Standards Institution.

Cathrein, A. (1883): Petrographische Notizen aus den Alpen, N. Jb. Min. etc., 1883, 183 – 186; Verh. k.-k. Geol. RA, 1883, 16, 282.

Cathrein, A. (1887): Über den Proterobas von Leogang, N. Jb. Min. etc., 1887, 113 – 114, Verh. k.-k. Geol. RA, 1887, 4, 131.

Cathrein, A. (1889): Petrographische Notizen aus den Salzburger und Tiroler Alpen, Verh. k.-k.- Geol. RA, 1889, 8, 171 – 177.

Chemikalien-Verbotsverordnung (2003): Verordnung des Bundesministers für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft über weitere Verbote und Beschränkungen bestimmter gefährlicher Stoffe, Zubereitungen und Fertigwaren, Chemikalien-Verbotsverordnung 2003 – ChemVerbotsV 2003, gemäß BGBl. II, Nr. 477/2003, 14. Oktober 2003, Wien.

Clausius, M. (1986): Diplomkartierung 1986 in der Grauwackenzone auf Blatt 123 – Zell am See, Jb. Geol. B.A., 132, Wien.

Colins, E.; Hoschek, G. & Mostler, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite, Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 343 – 378, Wien, 1980.

Cox, K. G.; Bell, J. D. & Punkhurst, R. J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks, George Allen & Unwin.

Davogg, B. (1982): Untersuchungen über die Eignung einiger Vorkommen basischer Magmatite im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone als mineralische Rohstoffe, Geol. paläont. Mitt. Innsbr., 12/8, 155 – 183, Innsbruck.

DIN 52100 (Juli 1939): Prüfung von Naturstein, Richtlinien zur Prüfung und Auswahl von Natursteinen, Deutsche Industrienorm.

DIN 52109 (Entwurf März 1964): Prüfung von Naturstein, Schlagversuch an Schotter und Splitt, Deutsche Industrienorm.

Dong, Y.; Neubauer, F.; Tichy, G.; Shams, K. M.; Liu, X.; Zhang, G. & Yang, Z. (im Druck): Age and geochemistry of mafic rocks from the western Greywacke zone: implications for the early paleozoic rifting and tectonic evolution of the eastern alps, Intern. Journal. o. Earth Sci.

Dum, M.; Neubauer, F.; Liu, X.; Dong, Y. & Friedl, G. (2012): Middle/Upper devonian tuffs and eo-alpine tectonic evolution in the central western Greywacke zone, Austria, *Austr. Journal o. Earth Sciences*, 105/3, 4 – 16, Vienna, 2012.

Eberhardt, N. & Mostler, H. (1966): Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone, Tirol), *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 1, 3-8.

eHYD (2013): Hydrographischer Dienst Österreich, Bemessungsniederschlag, Gitterpunkt 4540, ehyd.gv.at, Oktober 2012 bis Oktober 2013.

Floyd, P. & Winchester, J. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements, *Earth and planet. Sci. Lett.*, 27. 211 – 218, Amsterdam.

Floyd & Winchester (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements, *Chem. Geol.*, 21, 291 – 306, Amsterdam.

Fürlinger, W. (2000) in Vinzenz, M. (2002): Hartsteinwerk Kitzbühel GmbH, Schurfarbeiten in den Schurfgebieten „Schernergraben“ (KG Viehhofen) und „Atzing“ (KG Atzing), hydrogeologische Beurteilung vom 15. März 2000, Salzburg.

GBA (1995): Geologische Karte der Republik Österreich im Maßstab 1:50.000, Blatt 123, Zell am See, herausgeben von der Geologischen Bundesanstalt (GBA), Wien 1995.

Grenzwerteverordnung (2011): Verordnung des Bundesministers für Arbeit, Soziales und Konsumentenschutz über Grenzwerte für Arbeitsstoffe sowie über krebserzeugende und fortpflanzungsgefährdende (reproduktionstoxische) Arbeitsstoffe, Grenzwerteverordnung 2011 – GKV 2011, gemäß BGBl. II, Nr. 253/2001, 27. Juli 2001, Wien.

Haditsch, J. G. & Mostler, H. (1967): Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätte Thumersbach bei Zell am See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg), *Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen*, 5, 170 – 191.

Haditsch, J. G. & Mostler, H. (1970): Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzungen im Bereich Leogang (Inschlagalm, Schwarzleo, Nöckelberg), *Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen*, 11, 161 – 209.

Haditsch, J. G. (1979): Der Diabas von Saalfelden, seine Eigenschaften und technische Nutzbarkeit, *Geol. paläont. Mitt. Innsbr.*, 9, 133 – 145, Innsbruck.

Haditsch, J. G. & Mostler, H. (1982): Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill-Zell am See – Salzburg, Projekt SA 17, Innsbruck.

Hammer, W. (1937): Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel – Zell am See der geologischen Spezialkarte (1:75.000), *Verh. Geol. B.A.*, 1937, 3, 99 – 108.

Harland, W. B.; Cox, A. V.; Llewellyn, P. G.; Picton, C. A. G., Smith, A. G. & Walters, R. W. (1982): A geologic time scale, Cambridge University press, 131 p., Cambridge

Heinisch, H. (1981): Der ordovizische „Porphyroid-Vulkanismus“ der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie, Jb. Geol. B.A., 124/1, 1 – 109, Wien.

Heinisch, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes, unveröffentl. Hab. Schrift, 291 S., München.

Heinisch, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, Ostalpen, Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 68, 407 – 418, Schweiz, 1988.

Heinisch, H.; Hertogen, J. & Schlaegel, P. (1988): Ausgewählte Spurenelement-Daten von metamorphen basischen Magmatiten aus der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich), Jb. Geol. B.A., 131, 267 – 278, Wien.

Heinisch, H. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 123 – Zell am See, Jb. Geol. B.A., 135/3, 734-736, Wien.

Heinisch, H. & Schlaegel, P. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 – Zell am See, Jb. Geol. B.A., 130/3, 257 – 360, Wien.

Heinisch, H.; Pestal, G.; Stingl, V. & Hellerschmidt-Alber, H. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 123 – Zell am See, Geol. B.A., 1 Bl., Wien, 1995.

Heinisch, H. & Pestal, G. (1995): Digitale geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 123 – Zell am See, 1:50.000, Geol. B.A., Wien.

Heinisch, H. & Pestal, G. (2003): Digitale geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 122 – Kitzbühel, 1:50.000, Geol. B.A., Wien.

Heinisch, H. & Schlaegel, P. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 – Zell am See, Jb. Geol. B.A., 132/3, 568 – 569, Wien.

Hellerschmidt-Alber, J. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 123 – Zell am See, Jb. Geol. B.A., 131, 440 – 443, Wien.

Herrmann, G. A. & Wedepohl, K. H. (1970): Untersuchungen an spilithischen Gesteinen der variskischen Geosyncline in Nordwestdeutschland, Contr. Minerl. Petrol., 29, 255 – 274, Berlin.

Hollocher, K. (2013): Norm calculation program, Geology Department, Union College, Schenectady, New York, 2013.

Hughes, C. J. (1982): *Igneous petrology, Developments in petrology*, 7, 551 S., Elsevier, Amsterdam.

Internetquelle 1: Internetabfrage Salzburg-Wiki, [www.salzburg.com/wiki/index.php/Diabas#Diabasvorkommen in Maishofen](http://www.salzburg.com/wiki/index.php/Diabas#Diabasvorkommen_in_Maishofen), Oktober 2013.

Internetquelle 2: Internetabfrage Wikipedia, <http://de.wikipedia.org/wiki/Diabas>, Oktober 2013.

Internetquelle 3: Internetabfrage Firma Diabaswerk Halbeswig GmbH & Co KG, www.diabas-halbeswig.biz/downloads/der_diabas.pdf, Der Diabas von Breyer, H. & Schmies, P., Oktober 2013.

Johannsen, A. (1931): *A descriptive petrography of the igneous rocks*, Vol. 1, Chicago University Press, 267 pp.

Keil, M. & Neubauer, F. (2011): The Miocene Enns valley basin (Austria) and the north Enns valley fault, *Austrian Journal of Earth Sciences*, 104/1, 49 – 65, Wien, 2011.

Kieslinger, A. (1964): *Die nutzbaren Gesteine Salzburgs*, 436 p., 127 Abb., Salzburg-Stuttgart.

Lahnsteiner, J. (1960): *Unterpinzgau*, 1960, Hollersbach, 515 S.

Lahnsteiner, J. (1962): *Mitterpinzgau: Saalbach, Saalfelden, Lofer*, Salzburgisches Saaletal geschichtlich und heimatkundlich beschrieben, Pinzgauer Heimatkunde, Bd. 3, Selbstverlag, 534 S., 136 Abb., 1 Kte., Hollersbach, 1962.

Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W.; Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica-diagram, *J. Petrol.*, 27/3, 745 – 750, Chicago.

Loacker, H. (1962): *Beiträge zur Geologie der Dientner Berge zwischen Zeller Furche und Grieser Graben*, unveröff. Diss., Univ. Innsbruck.

Loeschke, J. (1979): Zur Geochemie von Paläovulkaniten un ihrer Bedeutung für die Geodynamik, *Clausth. geol. Abh.*, 30, 133 – 145, Clausthal.

Loth, G.; Eichhorn, R.; Schauder, P.; Höll, R. & Kennedey A. (1999): U-Pb-SHRIMP data from the Wildschönau ophiolite complex: Evidence for Cambro-Ordovician rifting in the Western Greywacke Supergroup (Eastern Alps), *Ber. Dt. Min. Ges. Beih. 1 z. Eur. Mineral.*, 11, 149 S., Stuttgart.

Mavridis, A. & Mostler, H. (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung, *Festbd. geol. Inst., 300-J.-Feier Univ. Innsbr.*, 523 – 546, Innsbruck.

Mayr M. (1986): Montangeologische Untersuchung an Diabasen in der Umgebung von Maishofen nördlich von Zell am See/Salzburg. Diplomarbeit an der Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, Juni 1986.

Merriman, R. J.; Bevins, R. E. & Ball, T. K. (1986): Petrological and geochemical variations within the Tal y Fan Intrusions: A study of element mobility during low-grade metamorphism with implications of petrogenetic modelling, *J. Petrol.*, 27, 1409 – 1436, Chicago.

MinRoG (idF 2011): Bundesgesetz über mineralische Rohstoffe, über die Änderung des ArbeitnehmerInnenschutzgesetzes und des Arbeitsinspektionsgesetzes 1993 (kurz Mineralrohstoffgesetz – MinroG), BGBl. I, Nr. 38/1999, in der Fassung des Bundesgesetzes BGBl. I, Nr. 184/1999, 98/2001, 21/2002, 85/2005, 84/2006, 113/2006, 115/2009, 65/2010, 111/2010 und 144/2011, sowie der Kundmachung BGBl. I, Nr. 83/2003.

Mostler, H. (1964): Conodonten aus der westlichen Grauwackenzone, *Verh. Geol. B.A.*, 1964, 233 – 255, Wien.

Mostler, H. (1965): Conodonten aus dem Paläozoikum der Kitzbühler Alpen (Tirol), *Verh. Geol. B.A.*, 1965, 163 – 167, Wien.

Mostler, H. (1966): Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol), *Verh. Geol. B.A.*, 1966, 157 – 170, Wien.

Mostler, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg), *Mitt. Ges. Geol. Berbaustud.*, 18, 1967, 89 – 150, Wien, 1968.

Mostler, H. (1970): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone, *Festbd. geol. Inst.*, 300 J.-Feier d. Univ. Innsbr., 507 – 522, Innsbruck.

Mostler, H. (1974): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnestilagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg), *Festschrift W. Heißel*, Veröff. Univ. Innsbr., 86, 237 – 266.

Mostler, H. (1982): Erkundung mineralischer Rohstoffe für die Mineralwollerzeugung in Tirol, *Archiv f. Lagerst.forsch.*, *Geol. B.A.*, 2, 69 – 76, Wien.

Mostler, H. (1983): Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone (Tirol, Salzburg), *Geol. paläont. Mitt. Innsbr.*, 12, 341 – 359, Innsbruck.

Mostler, H. (1984): Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell am See – Salzburg, *Archiv f. Lagerstättenf. Geol. B.A.*, 5, 105 – 115, Wien.

Nagl, M. (2002) in Vinzenz, M. (2002): Hydrogeologische Beurteilung einer Grundwasserbeeinflussung betreffend Brunnen Molkerei Maishofen und Grundwasserwerk

Prielau/Stadtgemeinde Zell am See, Gutachten vom 31. Jan. 2002, hydrologische Untersuchungsstelle Salzburg, Salzburg, 2002.

ÖNORM B 3128 (Juni 1977): Prüfung von Naturstein und von anorganischen Baustoffen, Prüfung von Körnungen und Korngemischen in der Los Angeles-Trommelmühle, Austrian Standards Institute.

ÖNORM B 3130 (August 2010): Gesteinskörnungen für Asphalte und Oberflächenbehandlungen für Straßen, Flugplätze und andere Verkehrsflächen – Regeln zur Umsetzung der ÖNORM EN 13043, Austrian Standards Institute.

ÖNORM B 4400 (November 1978): Erd- und Grundbau; Bodenklassifikation für bautechnische Zwecke und Methoden zum Erkennen von Bodengruppen, Austrian Standards Institute.

ÖNORM G 1020-1 (April 1998): Beurteilung von Vorkommen der Industrieminerale, Steine und Erden – Probenahme, Austrian Standards Institute.

ÖNORM G 1020-2 (April 1998): Beurteilung von Vorkommen der Industrieminerale, Steine und Erden – Geologisch-lagerstättenkundliche Beschreibung, Austrian Standards Institute.

ÖNORM EN 933-4 (Oktober 2008): Prüfverfahren für geometrische Eigenschaften von Gesteinskörnungen – Teil 4: Bestimmen der Kornform – Kornformkennzahl, Austrian Standards Institute.

ÖNORM EN 1097-2 (November 2006): Prüfverfahren für mechanische und physikalische Eigenschaften von Gesteinskörnungen – Teil 2: Verfahren zur Bestimmung des Widerstandes gegen Zertrümmerung (konsolidierte Fassung), Austrian Standards Institute.

ÖNORM EN 1097-8 (Jänner 2011): Prüfverfahren für mechanische und physikalische Eigenschaften von Gesteinskörnungen – Teil 8: Bestimmung des Polierwertes (konsolidierte Fassung), Austrian Standards Institute.

ÖNORM EN 13043 (Oktober 2004): Gesteinskörnungen für Asphalte und Oberflächenbehandlungen für Straßen, Flugplätze und andere Verkehrsflächen (konsolidierte Fassung), Austrian Standards Institute.

ÖNORM EN ISO 14688-1 (Februar 2003): Geotechnische Erkundung und Untersuchung – Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden – Teil 1: Benennung und Beschreibung (ISO 14688-1:2002), Austrian Standards Institute.

ÖNORM M 9405 (August 2001): Umgang mit schwach gebundenen asbesthaltigen Materialien, Austrian Standards Institute.

ÖNORM M 9406 (April 1994): Umgang mit schwach gebundenen asbesthaltigen Produkten, Austrian Standards Institute.

Ohnesorge, Th. (1909): Über die Schichtfolge und Bau in der Umgebung von Kitzbühel, Verh. k.-k. Geol. RA., 1909, 15, 350 – 351.

Ohnesorge, Th. (1919): Karte der Kitzbühler Berge, 1:25.000, Verh. k.-k. Geol. RA., Wien.

Ohnesorge, Th.; Kerner-Marilaun, F.; Hammer, W. & Cornelius, H. P. (1935): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, Kitzbühel und Zell am See, 1:75.000, Geol. B.A., Wien, 1935.

Ohnesorge, Th.; Kerner-Marilaun, F.; Hammer, W. & Cornelius, H. P. (1935): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, Kitzbühel und Zell am See, 1:75.000, Geol. B.A., Wien.

Palmer, H. S. (1918): New graphic method for determining the depth and thickness of strata and the projection of dip, Professional Paper, 120, 123 – 128, USGS, USA.

Panwitz, C. (1999): Untersuchungen zur Charakteristik detritischer Hellglimmer aus siliziklastischen Gesteinen der Nördlichen Grauwackenzone und des Permoskyths der Nördlichen Kalkalpen sowie deren $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung mit der Lasermethode, unveröffentl. Dipl.-Arb., Inst. f. geol. Wiss. u. Geiseltalms. der MLU Halle-Wittenberg, 90 S., Halle.

Panwitz, C.; Handler, R.; Heinisch, H. & Neubauer, F. (2000): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Dating on white micas from Austroalpine Paleozoic of Northern Greywacke Zone (Tyrol/Salzburg, Austria), a pilote study, Terra Nostra, 2000/1, 83 p., Alfred-Wegener-Stiftung, Köln.

Panwitz, C. (2006): Provenienzanalyse an paläozoischen Metasedimenten der Ostalpen mit Schwerpunkt in der Nördlichen Grauwackenzone, Petrographie, Glimmerchemie, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen, unveröffentl. Diss., Univ. MLU Halle-Wittenberg, 2006.

Pearce, J. A. & Norry, M. J. (1979): Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, Contr. Mineral. Petrol., 69, 33 – 47, Berlin.

Pearce, J. A. (1980): Geochemical evidence for genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites, in Panayioton, A. (Ed.): Ophiolites, Proc. Int. Ophiolite Symp., 1979, 261 – 272, Cyprus.

Plöschinger, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen, in: Der geologische Aufbau Österreichs, Geol. B.A., 218 – 264, Wien-New York, Springer, 1980.

Preuschen, E. & Pittioni, R. (1956): Das urzeitliche Bergbaugesamt Wirtsalm bei Viehhofen im Mittelpinzgau, Salzburg, Archiv für ur- und frühgeschichtliche Bergbauforschung, 9, 264 – 278, Wien, 1956.

Reitz, E. & Höll, R. (1989): Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone, (Ostalpen), Jb. geol. B.A., 132, 761 – 774, Wien.

Reitz, E. & Höll, R. (1991): Biostratigraphischer Nachweis von Arenig in der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen), Jb. geol. B.A., 134, 329 – 344.

Reitz, E. & Höll, R. (1992): Palynological evidence for lower Ordovician rocks (Tremadoc and Arenig) in the Northern Greywacke Zone (Eastern Alps), Terra Nova, 4/2, 198 – 203.

SAGIS (2013): Internetabfrage vom geographischen Informationssystem des Landes Salzburg, www.salzburg.gv.at/sagis/, Okt. 2012 bis Okt. 2013.

Saunders, A. D.; Tarney, J.; Marsh N. G. & Wood, D. A. (1980): Ophiolites as a ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach, in: Panayioton, A. (Ed.): Ophiolites, Proc. Int. Ophiolite Symp., 1979, 193 – 204, Cyprus.

Schätz, M.; Bachtadse, V.; Tait, J.; Soffel, H. C. & Heinisch, H. (1996): New paleomagnetic results from the southern flank of the European Variscides from the Northern Greywacke Zone (Eastern Alps), Abstract SPP-Kolloquium "Orogene Prozesse", Gießen, März 1996, Terra Nostra, 96/2, 165 – 168.

Schätz, M.; Bachtadse, V.; Tait, J.; Heinisch, H. & Soffel, H. C. (1999): Armorica or Gondwana? Paleomagnetic results from the Kitzbühel Alps, Northern Greywacke Zone, Eastern Alps, Subm. to Tectonics, 1999.

Schätz, M.; Tait, J.; Bachtadse, V.; Heinisch, H. & Soffel, H. (2002): Paleozoic geography of the Alpine realm, new paleomagnetic data from the Northern Greywacke Zone, Eastern Alps, Geol. Rdsch., 91/6, 979 – 992.

Schauder, P. (2002): Ordovizische Entwicklung im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung mafischer und ultramafischer Magmatite, geochemische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen, Münchner geol. Hefte, A30, München.

Schlaegel, P. (1988): Geotektonische Neuinterpretation des basischen Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Ostalpen, ein Überblick, Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 68, 419 – 432.

Schlaegel, P. (1989): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum, Österreich, unveröffentl. Diss., Univ. München, 1989.

Schlaegel-Blaut, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum, Österreich, Abh. geol. B.A., 43, 1 – 149, Wien.

Schmid, S. M.; Fügenschuh, B.; Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97, 93 – 117.

Schmidt-Hosang, M. (1986): Diplomkartierung 1986 in der Grauwackenzone auf Blatt 123 – Zell am See, Bereich Maishofen-Viehhofen, *Jb. Geol. B.A.*, 131, Wien.

Schönlaub, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich, Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nichtmetamorpher und metamorpher Abfolgen, *Abh. geol. B.A.*, 33, 124 S., 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien, 1979.

Schönlaub, H. P. (1980): Die Grauwackenzone, in Oberhauser, R. (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 699 S., Springer, Berlin.

Schönlaub, H. P. & Heinsich, H. (1993): The classic fossiliferous Paleozoic units of the Eastern and Southern Alps in: Raumer, J. F. & Neubauer, F. (eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 395 – 422, Springer, Heidelberg.

Söllner, F.; Höll, R. & Miller, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Metavulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich), *Z. dt. geol. Ges.*, 142, 285 – 299, Stuttgart.

Söllner, F.; Miller, H. & Höll, R. (1997): Alter und Genese rhyodazitischer Metavulkanite („Porphyroide“) der Nördlichen Grauwackenzone und der Karnischen Alpen (Österreich), Ergebnisse von U-Pb-Zirkondatierungen, *Z. dt. geol. Ges.*, 148/3-4, 499 – 522, Stuttgart.

Schramm, J.-M. (1977): Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – eine Zwischenbericht, *Geol. paläont. Mitt. Innsbr.*, 7, 3 – 20, Innsbruck.

Schröcker, G. (1987): Geologisch-petrographische Untersuchungen an basischen Magmatiten im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone, unveröffentl. Diss., Univ. München, 195 S., München.

Schwarzer, A. (2004): Geochemie der Metabsite in der Umgebung von Kitzbühel, Nördliche Grauwackenzone, Österreich, unveröffentl. Dipl.-Arb., Univ. MLU Halle-Wittenberg.

Spitz, A. (1909): Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbühler Alpen, *TMPM, N. F.*, 28, 6, 497 – 534.

Tarkian, M. & Garbe, C. D. (1988): Geochemistry and genesis of sulfide ore deposits in the volcano-sedimentary sequences of the Western Grauwackenzone (Eastern Alps, Austria), in: Friedrich, G. H. & Herzig, P. M. (Eds.): *Base metal sulfide deposits*, 149 – 168, Springer, Berlin.

Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1 - die Zentralalpen – XIV, 766S., Deuticke, Wien.

Unger, H. J. (1970): Der Lagerstättenraum Zell am See, Archiv f. Lagerstättenf. i. d. Ostalpen, 11, 33 – 83.

Unger, H. J. (1972): Der Lagerstättenraum Zell am See, IV. Der ehemalige Kupfer- und Schwefelkies-Bergbau Klucken, nördlich von Piesendorf (Oberpinzgau/Salzburg), Archiv f. Lagerstättenf. i. d. Ostalpen, 13, 75 – 98.

Unger, H. J.; Spitzelberger, G. & Schnell, E. (1972): Der Lagerstättenraum Zell am See, V. Prähistorischer Bergbau und Schürfe auf der Roaner- und Draxlalm bei Weikersbach (Mitterpinzgau – Salzburg), Archiv f. Lagerstättenf. i. d. Ostalpen, 13, 99 – 108.

Unger, H. J. (1973): Der Lagerstättenraum Zell am See, VII. Viehhofen im Saalachtal (Aufnahmebericht), Archiv f. Lagerstättenf. i. d. Ostalpen, 14, 15 – 53.

Van Husen, D. (1987): Die Ostalpen in der Eiszeit, Abh. geol. B.A., Wien.

Vinzenz M. (2002): Geologisch-lagerstättenkundliche Beschreibung der Diabaslagerstätte Atzing, erstellt für das Hartsteinwerk Kitzbühel, Juli 2002.

Wasserbuch des Landes Salzburg (2013): Internetabfrage: Auszug aus Wasserbuch des Landes Salzburg, erstellt aus dem Wasserinformationssystem des Landes Salzburg (WIS), http://service.salzburg.gv.at/wisonline/wbo_main.aspx, Oktober 2013.

Wedepohl, K. H. (1988): Tholeiitic Basalts from spreading ocean ridges, the growth of oceanic crust, Naturwissenschaften, 68, 110 – 119.

WLV (2013): Gefahrenzonenplan der Wildbach- und Lawinverbauung, Land Salzburg, Gefahrenzonen Pinzgau, Gewässer: Saalach Gemeinde Maishofen und Gemeinde Viehhofen, www.salzburg.gv.at/themen/nuw/wasser/hochwasser_hauptseite/ Gefahrenzonen_pinzgau.htm, Oktober 2012 bis Oktober 2013.

ZAMG (2013): Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Klimamittel, Klimanormalwerte Österreich 1971-2000 und Klimanormalwerte Österreich 1961-1990, www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klimauebersichten/klimamittel-1971-2000, Oktober 2012 bis Oktober 2013.