

**Die Geologie des Kraubather Ultramafitkomplexes
zwischen Wintergraben und Lobminggraben
(Steiermark, Österreich)**



Diplomarbeit von
Roland Prevorcic

Betreuer:

Univ.-Prof. Mag.rer.nat. Dr.mont. Frank Melcher

Ass.-Prof. Dipl.-Ing. Dr.mont. Heinrich Mali

Die vorliegende Arbeit wurde am Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik
am Institut für Geologie und Lagerstättenlehre in Kooperation mit der Firma MINEX Mineral
Explorations GmbH durchgeführt.

Leoben, November 2014

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen/Hilfsmittel nicht benutzt und die den benutzten Quellen wörtlich und inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Statutory Declaration

I declare that I have authored this thesis independently, that I have not used other than the declared sources/resources, and that I have explicitly marked all material which has been quoted either literally or by content from the used sources.

Leoben, 10.11.2014

Zusammenfassung

Der Kraubather Ultramafitkomplex, als Teil des Speik-Komplexes im Gleinalmkristallin (Ostalpen), liegt 15 km südwestlich von Leoben. Der Speik-Komplex ist Teil eines tektonisch zerbrochenen Ophiolithes, der aus Dunit, Serpentin, Harzburgit und Orthopyroxenit mit assoziierten Chromitlagen besteht, durchsetzt von Metapyroxeniten und Amphiboliten.

Die Geländearbeit konzentrierte sich auf das Gebiet zwischen Wintergraben und Lobminggraben, südlich von Kraubath/Mur. Das generelle SW-NO-Streichen des Ultramafitkörpers korreliert mit dem gemessenen Schieferungsgefüge. Die Gesteine zeigen eine deutliche Änderung der lithologischen Zusammensetzung von Norden nach Süden. Während im Norden frische bis schwach serpentinierte Dunite und Harzburgite vorherrschen, die von grobkörnigen Zentimeter bis Meter mächtigen Orthopyroxenitadern und -linsen begleitet werden, nimmt der Serpentinisierungsgrad nach Süden hin zu. Ebenso treten im südlichen Bereich vermehrt Metapyroxenite und Amphibol führende Gesteine auf. Die metamorphen Gesteine bestehen aus Klinopyroxen und Tremolit führenden Gesteinen in denen der Tremolit im Zuge metamorpher Prozesse aus den Klinopyroxenen hervorgegangen ist. Die Grabenverläufe im Arbeitsgebiet wie auch die Magnesitvorkommen sind im Wesentlichen an die Hauptstörungenrichtungen in W-O bzw. NW-SO Richtung gebunden.

Weiters wurden mineralogisch-petrographische Untersuchungen durchgeführt, die durch geochemische Analysen ergänzt wurden. Die schwach serpentinierten dunitischen Gesteine im nördlichen Anteil des Sommer- und Tanzmeistergrabens weisen bis zu 47,7% MgO auf.

Im Zuge dieser Arbeit wurden an unterschiedlichen Lithologien (Dunit, Serpentin, Orthopyroxenit, Laterit) und Korngrößenfraktionen Lösungsversuche mittels 18%iger und auf 90°C erhitzter HCl durchgeführt. Diese Versuche ergaben für schwach serpentinierte, olivinreiche Gesteine die höchsten Löslichkeiten für MgO. Dabei konnte die maximale Löslichkeit für die feinste Kornfraktion erzielt werden. Analysen mit der Elektronenstrahlmikrosonde zeigten, dass Ca-führende Minerale (wie Amphibol, Klinopyroxen) gegenüber der Säureeinwirkung als weitgehend stabil anzusehen sind und im Rückstand verbleiben.

Zur weiteren Exploration der hoffigsten Gebiete werden Detailkartierungen im nördlichen Teil des Sommer- und Tanzmeistergrabens, sowie weitere geochemische Analysen und Erkundungsbohrungen in diesen Gebieten vorgeschlagen.

Abstract

The investigated area is situated 15 km southwest of Leoben in the Mur valley. Geologically it is located in the ultramafic massif of Kraubath that is part of the Speik Complex which belongs to the Gleinalm Crystalline Complex (Eastern Alps). The Speik Complex is a tectonically dismembered part of an ophiolite sequence and is composed of dunite, serpentinite, harzburgite and orthopyroxenite with layers of chromite and also interlayered with metapyroxenite and amphibolite.

The field work was focused on the area between Wintergraben and Lobminggraben in the south of the village Kraubath/Mur. The orientation of the ultramafic complex strikes in SW-NE direction which correlates with the cleavage. The ultramafic rocks exhibit a distinct variation in lithologic composition changing from north to south. In the northern part dunites and harzburgites are predominant interstratified with coarse-grained orthopyroxenites that occur as centimetre- to metre-wide veinlets and pods. This northern layer contains unserpentinized to weakly serpentinized dunitic rocks with the grade of serpentinization increasing southwards. Also metapyroxenite and amphibole bearing rocks can be found in the southern part near the contact to the Gleinalm Crystalline unit. The metapyroxenite consist of clinopyroxene and tremolite bearing rocks in which tremolite arose from clinopyroxene by metamorphic processes. Tectonic structures are related to the orientations of morphological valleys and also magnesite mineralizations are bound to the main fault directions striking in W-E and NW-SE direction respectively.

Mineralogical-petrographical investigations were carried out supplemented by geochemical analysis. It could be shown that the highest MgO-contents of up to 47.7% are related to weakly serpentinized olivine bearing dunites in the northern part of Sommer- and Tanzmeistergraben respectively.

In this study, the dissolution of different rock types (dunite, serpentinite, orthopyroxenite and laterite) and grain fractions in solutions of 18% HCl at 90°C was investigated. The experiments showed that the fresh dunite was most efficient at extracting magnesium (up to 100%) from the mineral assemblage (especially olivine). The finest grain fraction exhibited the highest solution potential. Furthermore microprobe analysis showed that calcium bearing minerals, such as amphibole and clinopyroxene, are broadly unaffected by the influence of acid and remain in the residue.

Recommendations for further exploration include detailed mapping in the area around the northern Sommer- and Tanzmeistergraben respectively, making additional geochemical explorations, as well as investigation of drill cores obtained from these areas.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Geographische Lage	2
3	Geologischer Überblick	5
3.1	Überblick über den Geologischer Rahmen.....	5
3.2	Geologie im Raum südlich von Kraubath/Mur	10
4	Rohstoffvorkommen im Arbeitsgebiet	15
4.1	Eisenerz (Limonit).....	15
4.2	Magnesit.....	18
4.3	Chromit.....	19
4.4	Hartgestein	20
5	Analysemethoden.....	21
5.1	Geologische Kartierung und Probennahme	21
5.2	Polarisationsmikroskopie (Durchlichtmikroskopie)	21
5.3	Raman-Spektroskopie	22
5.4	Röntgendiffraktometrie (RDA)	22
5.5	Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)	22
5.6	Atomabsorptionsspektrometrie (AAS)	23
5.7	Elektronenstrahlmikroanalyse (EMS)	23
5.8	Rasterelektronenmikroskopie (REM)	23
5.9	Gesteinsgeochemie (Actlabs)	24
6	Beschreibung der kartierten Formationen	25
6.1	Ultramafitkomplex	25
6.2	Nebengestein	32
6.3	Neogen	34
7	Beschreibung des Kartiergebietes.....	35
7.1	Teilgebiet West.....	35
7.1.1	Geologischer Aufbau	35

7.1.2	Tektonik.....	40
7.1.3	Frühere Bergbauaktivitäten	46
7.2	Teilgebiet Ost.....	48
7.2.1	Geologischer Aufbau	49
7.2.2	Tektonik.....	51
7.2.3	Frühere Bergbauaktivitäten	53
7.3	Lichtensteinerberg.....	53
7.3.1	Geologischer Aufbau	53
7.3.2	Frühere Bergbauaktivitäten	54
7.4	Geogene Gefahren	55
7.5	Gesamtbetrachtung.....	56
8	Petrographische Untersuchungen.....	60
8.1	Serpentinit.....	60
8.1.1	Probe U114 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 852 m Seehöhe).....	60
8.1.2	Probe U122 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 952 m Seehöhe).....	61
8.1.3	Probe U128 (Tanzmeistergraben, westliche Hangflanke, 862 m Seehöhe).....	62
8.1.4	Probe U155 (Sommergraben, südliches Quellgebiet, 901 m Seehöhe).....	63
8.1.5	Zusammenfassung.....	64
8.2	Tremolit-Serpentinit.....	66
8.2.1	Probe U111 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 795 m Seehöhe).....	66
8.2.2	Probe U119 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 881 m Seehöhe).....	68
8.2.3	Probe U126 (Tanzmeistergraben, westliche Hangflanke, 871 m Seehöhe).....	69
8.2.4	Probe U138 (Kamm nördlich des Nissenberges, 994 m Seehöhe).....	70
8.2.5	Probe U147 (Tanzmeistergraben, südwestlich des Nissenberges, 1.017 m Seehöhe) .	72
8.2.6	Probe U148 (Kamm nördlich des Nissenberges, 998 m Seehöhe).....	73
8.2.7	Probe U150 (Wintergraben, südliches Quellgebiet, 939 m Seehöhe)	74
8.2.8	Probe U153 (Grubergraben, östlich des Nissenberges, 897 m Seehöhe)	75
8.2.9	Zusammenfassung.....	76
8.3	Harzburgit.....	78
8.3.1	Probe U125 (vorderer Tanzmeistergraben, westliche Hangflanke, 785 m Seehöhe)...	78

8.4	Tremolitfels	80
8.4.1	Probe U118 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 878 m Seehöhe).....	80
8.4.2	Probe U156 (Sommergraben, südliches Quellgebiet, 903 m Seehöhe)	81
8.4.3	Zusammenfassung.....	82
8.5	Hornblendit (Smaragdit).....	83
8.5.1	Probe U120 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 915 m Seehöhe).....	83
8.6	Metapyroxenit.....	84
8.6.1	Probe U113 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 855 m Seehöhe).....	84
8.6.2	Probe U115 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 851 m Seehöhe).....	85
8.6.3	Probe U135 (Grubergraben, östlich des Nissenbergkammes, 918 m Seehöhe)	89
8.6.4	Probe U137 (Grubergraben, östlich des Nissenbergkammes, 990 m Seehöhe)	90
8.6.5	Probe U143 (Wintergraben, südliches Quellgebiet, 941 m Seehöhe)	91
8.6.6	Zusammenfassung.....	92
8.7	Klinopyroxenit	93
8.7.1	Probe U151 (Grubergraben, östlich des Nissenberges, 910 m Seehöhe)	93
8.8	Pyroxen-Antigoritit	94
8.8.1	Probe U129 (Tanzmeistergraben, westliche Hangflanke, 862 m Seehöhe).....	94
8.9	Zoisit-Amphibolit (Metagabbro).....	97
8.9.1	Probe U139 (Kamm nördlich des Nissenberges, 990 m Seehöhe).....	97
8.9.2	Zusammenfassung.....	98
8.10	Weitere Nebengesteine	99
8.10.1	Probe P17B – Quarzit (Grubergraben, 903 m Seehöhe)	99
8.10.2	Probe P22 – Amphibolschiefer (Preggraben, südlich, 963 m Seehöhe).....	100
8.10.3	Probe P24 – Hornblendegneis (Lobminggraben, nördlich, 701 m Seehöhe)	102
8.11	Klassifikation der Gesteine	103
9	Chemische Analysen	106
9.1	Gesamtgesteinschemie	106
9.1.1	Probenauswahl.....	106
9.1.2	Probenvorbereitung	107
9.1.3	Auswertung	107

9.1.4	Diskussion	114
9.2	Lösungsversuche	116
9.2.1	Aufgabenstellung.....	116
9.2.2	Probenauswahl.....	117
9.2.3	Probenvorbereitung	119
9.2.4	Durchführung und Analysen.....	119
9.2.5	Auswertung	121
9.2.6	Ergebnisse und Rückschlüsse	123
9.3	Weitere Analysen von Lösungsrückständen	128
9.3.1	Röntgendiffraktometrie.....	128
9.3.2	Mikrosondenanalysen	130
10	Diskussion.....	137
11	Literaturverzeichnis.....	141

A. Gefügedaten

B. Probenliste und Positionsdaten

C. Stollen und Abbaustellen

D. Analyseergebnisse

E. Geologische Karte des Arbeitsgebietes

1 Einleitung

Im Zeitraum vom Juni 2013 bis September 2013 wurde im Gebiet südlich von Kraubath an der Mur in der Obersteiermark eine geologische Kartierung der Kraubather Ultramafitmasse im Auftrag der Firma MINEX Mineral Explorations GmbH durchgeführt. Bei dieser Firma handelt es sich um ein steirisches Unternehmen, das die Gesteine des Ultrabaskörpers abbauen und in effizienter Weise nutzen möchte. Dabei geht es um die Verwertung möglichst aller aus dem Gestein extrahierbaren Produkte, insbesondere um Magnesiumoxid (MgO) und Magnesiumhydroxid (Mg(OH)_2). Weiters sollen Siliziumdioxid (SiO_2) sowie als Nebenprodukte verschiedene Eisen- und Aluminiumverbindungen, Chromit (FeCr_2O_4), Manganoxid (MnO) und Nickeloxid (NiO) gewonnen werden.

Das Arbeitsgebiet umfasst eine Fläche von etwa 11 km^2 . Als Basis aller weiterführenden Tätigkeiten und Analysen diente eine Geländebegehung, deren Ziel es war einen Überblick über die vorhandenen Lithologien sowie deren Lage und Verteilung im Gebiet zu erhalten. Weiters wurden Lösungsversuche an Handstücken unterschiedlicher Gesteine aus dem Arbeitsgebiet durchgeführt. In der Folge wurden diese um weitere Gesteinsanalysen und Lösungsversuche von Gesteinsproben aus allen Bereichen des Projektgebietes ergänzt. Die Lösungsrückstände wurden mittels verschiedener Methoden analysiert. Einige Proben aus dem nahe dem Arbeitsgebiet gelegenen Steinbruch im Lobminggraben wurden ebenfalls in die Analysen und Auswertungen ergänzend einbezogen.

Die erforderlichen chemischen Analysen wurden zum Teil am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre, am Lehrstuhl für Rohstoffgeologie sowie am Lehrstuhl für Allgemeine und Analytische Chemie der Montanuniversität Leoben und zum Teil von einem externen Labor in Kanada (Actlabs) durchgeführt. Aus der Kombination der im Gelände ermittelten Daten mit den Laborergebnissen wurden Hoffungsgebiete eingegrenzt.

2 Geographische Lage

Das Projektgebiet liegt im Murtal in der Obersteiermark, etwa 15 km südwestlich von Leoben (Abb.1) im Ultramafitkomplex von Kraubath, der sich vom Dürnberg im Westen über den Gulsenberg, die Preger Steinbrüche, den Winter-, Sommer- und Tanzmeistergraben bis zum Lobminggraben und östlich davon über den Bereich Schrakogel bis Hinterlainsach erstreckt. Daraus ergibt sich eine O-W Ausdehnung von insgesamt knapp 15 km, wobei die maximale Breite bei etwa 2,5 km im Bereich des Mitterberges liegt. Die Teufenerstreckung ist unbekannt, da in den tief eingeschnittenen Tälern keine Anzeichen auf das Liegende des Ultramafitkörpers anzutreffen sind und auch keine anderweitigen Erkundungsdaten (Tiefenbohrungen, o.ä.) vorliegen, die die Mächtigkeit des Körpers anzeigen. Das Kartiergebiet umfasst nur einen Teil dieser Ultramafitmasse im Grenzbereich zwischen den politischen Bezirken Leoben und Murtal, wobei sich der Hauptteil des Arbeitsareals im Gemeindegebiet von Sankt Stefan ob Leoben (Bezirk Leoben) befindet. Der südwestlichste Teil im Bereich Preggraben ist in der Gemeinde Sankt Lorenzen bei Knittelfeld (Bezirk Murtal) gelegen. Betroffen sind die Katastralgemeinden Niederdorf (KG 60339, Bezirk Leoben), Lichtensteinerberg (KG 60328, Leoben), Lobming (KG 60332, Leoben) sowie Preg (KG 65127, Murtal).

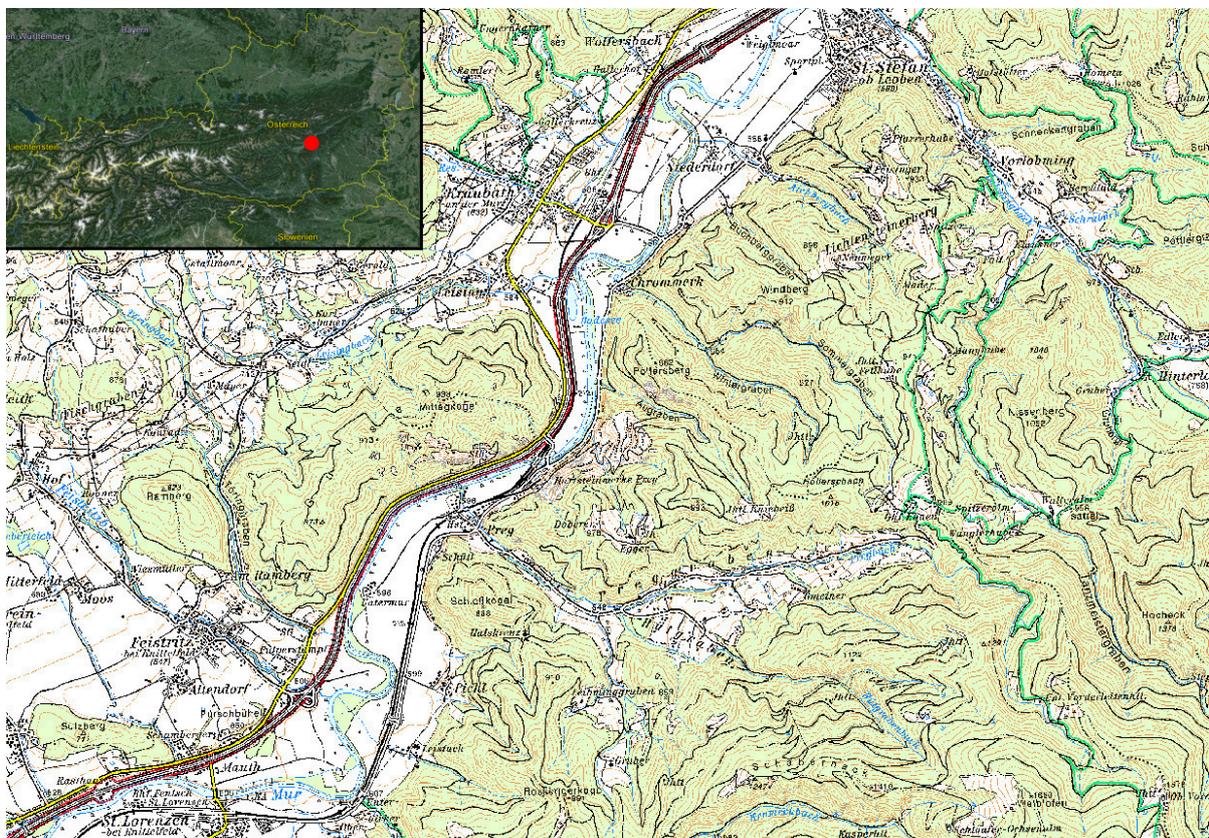


Abb.1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes (roter Punkt in kleiner Abbildung) etwa 15 km südwestlich von Leoben. (Quelle: GoogleEarth, verändert). Die topographische Karte zeigt die unmittelbare Umgebung des Kartiergebietes (Quelle: BEV, verändert)

Der Höhenrücken des Lichtensteinerberges teilt das Kartiergebiet in einen westlichen und einen östlichen Teil. Der höchste Punkt wird durch den Nissenberg (1.052 m) zwischen Tanzmeistergraben und Grubergraben im Ostteil des Arbeitsgebietes repräsentiert, der tiefste Punkt befindet sich am Ausgang des Sommergrabens bei der Ortschaft Chromwerk auf etwa 580 m Seehöhe.

Die Begrenzung des Arbeitsgebietes (Abb.2) wird im Westen durch den Höhenrücken zwischen Augraben und Wintergraben definiert, der bis zur Jhth. Kniebeiß Richtung Süden reicht. Im Süden verläuft die Grenze oberhalb des Preggrabens von der Jhth. Kniebeiß bis zum Ghf. Ebner und über die Spitzeralm, Walteralm und den Illsattel in den Grubergraben. Im Osten stellt der Lobminggraben die Begrenzung dar. Vom Gehöft Klausner im Lobminggraben über den Lichtensteinerberg bis Gehöft Neuweiger und über den Windberg bis nach Chromwerk verläuft die nördliche Grenze.

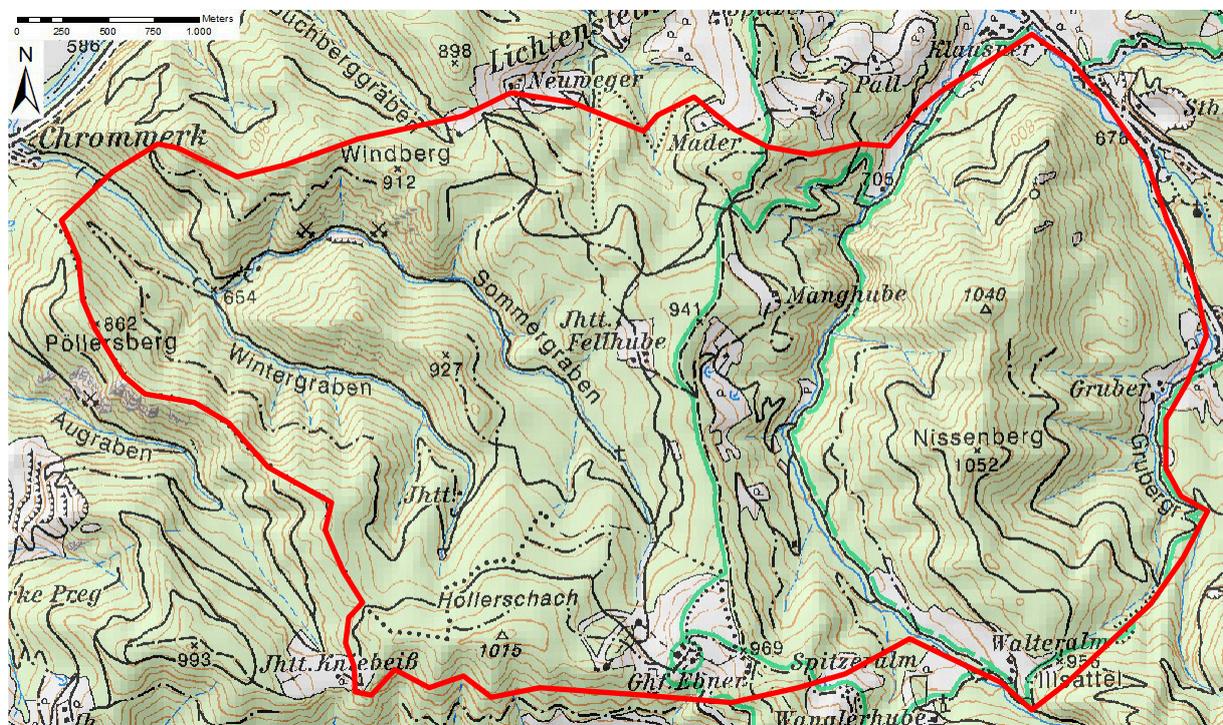


Abb.2: Topographische Übersichtskarte. Der rot markierte Bereich umfasst das bearbeitete Gebiet. (Quelle: BEV, verändert)

Das Gebiet ist mittels Forststraßen weitgehend gut erschlossen. Entlang des Höhenrückens des Lichtensteinerberges sowie im hinteren Tanzmeistergraben befinden sich mehrere Jagdhütten und Wohnhäuser sowie ein Gasthof.

Das Gelände gestaltet sich im südlichen Arbeitsbereich hügelig mit geringem Anteil an natürlichen Aufschlüssen. Weiter nördlich sind zahlreiche steile Hangflanken anzutreffen. Insbesondere im Sommergraben auf Höhe des Windberges sowie im vorderen Bereich des Tanzmeistergrabens (Höhe Manghuber) sind steile, schwer zugängliche Felsrippen ausgebildet.

Die Vegetation besteht hauptsächlich aus Föhren und Erikakraut. In den südlichen und nördlichen Randbereichen des Kartiergebietes treten geologisch bedingt vermehrt Fichten und Heidelbeersträucher auf.

3 Geologischer Überblick

3.1 Überblick über den Geologischen Rahmen

Eine überblicksmäßige Betrachtung der Ostalpen – in Abb.3 dargestellt – beginnt in einem N-S Profil im Alpenvorland mit mächtigen Molasseablagerungen. Richtung Süden folgt das geringmächtige Helvetikum, die Flyschzone und die markante SW-NO streichende Kette der Nördlichen Kalkalpen. Im Liegenden der Kalkalpen treten, besonders in der Osthälfte Österreichs, Gesteine der Grauwackenzone auf, die die Basis der Kalkalpen darstellen. Im Süden grenzen Gesteinsserien an, die in einer Gliederung nach TOLLMANN (1977) – vom Liegenden zum Hangenden – aus einem Unterostalpin, einem Mittelostalpin und weiteren, vorwiegend paläozoischen Anteilen des Oberostalpin bestehen. Unterlagert wird dieses Abfolge von penninischen Einheiten, die in Form von tektonischen Fenstern (z.B. Tauernfenster, Rechnitzerfenster) offenkundig werden. Die Periadriatische Naht, eine dextrale Seitenverschiebung, stellt die südliche Begrenzung zu den Südalpen dar.

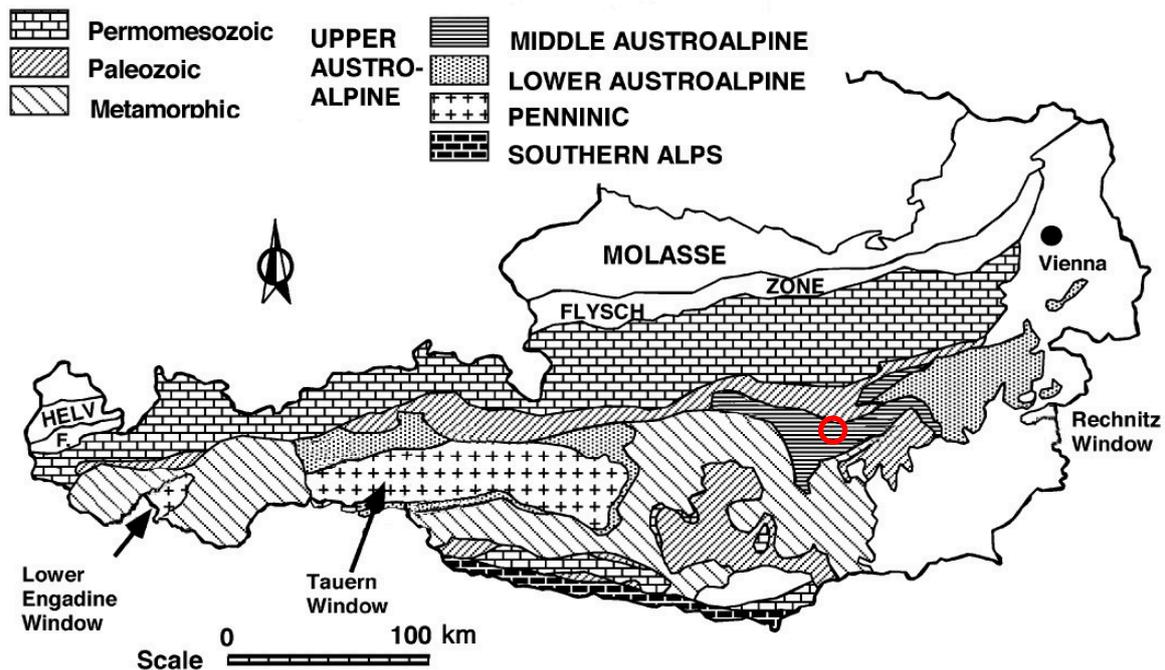


Abb.3: Geologische Übersichtskarte Österreichs. Die Markierung (roter Kreis) kennzeichnet die ungefähre Position des Arbeitsgebietes. Karte auf Basis FRANK (1987), verändert.

Das Arbeitsgebiet liegt in den Ostalpen, östlich des Tauernfensters am Nordrand der Gleinalpe im Grenzbereich zu den Seckauer-Tauern. Das Gebiet der Glein- und Stubalpe verbindet eine gemeinsame Entstehungsgeschichte (BECKER & SCHUMACHER 1972), wodurch bezüglich einer

tektonischen und metamorphen Gliederung eine serienübergreifende Gleichstellung der Gesteinsserien erlaubt ist. Die meist höher metamorphen Gesteine der südwestlich bzw. südlich situierten Sau- bzw. Koralpe stellen das Hangende der beiden erstgenannten Gebiete dar. Den Versuch einer Einordnung dieser Komplexe zueinander wurde von BECKER (1977) durchgeführt.

Diese Gebiete werden nach TOLLMANN (1960, 1977) dem Mittelostalpin zugeordnet und bilden das tektonisch Liegende des Oberostalpin sensu TOLLMANN. Nach einer neueren tektonischen Gliederung der Alpen nach SCHMID ET AL. (2004) ist das Gebiet der Glein- und Stubalpe dem Silvretta-Seckau-System und die Gesteinsserien der Sau- und Koralpe dem Koralpe-Wölz-System zuzuordnen. Beide Systeme werden nach SCHMID ET AL. dem Oberostalpin unterstellt, das Mittelostalpin existiert in dieser Gliederung nicht mehr. Im Folgenden bezieht sich die geologische Betrachtung auf die Gliederung nach TOLLMANN (1977), da sich der Großteil der verwendeten Literatur ebenfalls auf dieses Schema stützt.

KOBER (1938) prägte die Begriffe Muriden und Koriden für diese Gebiete. Die schwächer metamorphen Muriden werden durch den Gleinalpen-Stubalpenzug repräsentiert und treten im Liegenden der höher metamorph geprägten Koriden auf, die ihrerseits Sau- und Koralpe beinhalten (KOBER 1938, TOLLMANN 1977). Somit ergibt sich ein Abtauchen der Muriden unter die Koriden in Richtung Süden.

Ein Großteil der präalpidischen Grundgebirgseinheiten der Ostalpen werden von FRISCH & NEUBAUER (1989) dem Norischen Composite Terrane (NCT) zugeordnet. In diesem sind mit dem Speik Terrane Einheiten eines Back-arc Ophioliths enthalten, die zunächst bei der panafrikanischen Orogenese an den Nordrand Gondwanas angegliedert wurden. Im Paläozoikum löste sich das NCT und driftete nach Norden wo es in der Endphase der variszischen Orogenese an Europa angegliedert wurde.

Das Gleinalmkristallin lässt sich in vier Einheiten unterteilen. Die unterste Einheit entspricht dem **Kernkomplex** der Gleinalm bestehend aus Plagioklasgneisen, die durch teilweise mächtige Amphibolit-Züge (Gleinalm-Amphibolit-Komplex) untergliedert werden (Abb.4). Diese Amphibolit-Züge zeigen petrographische wie chemische Unterschiede, deren Beschreibung von NEUBAUER (1988) detailliert geführt wurde. Der Kernkomplex bildet eine SW-NE streichende antiklinale Aufwölbung, deren Kern große Orthogneiskörper beinhaltet (STUR 1871, NEUBAUER 1988). Die Obergrenze des Kernkomplexes bildet ein geringmächtiger aber markanter Augengneiszug, der von HERITSCH & TEICH (1976) als metamorpher Quarzporphyr gedeutet wird. Dieser Komplex wird in älterer Literatur zusammengefasst und als Ameringserie (HERITSCH 1923) oder Gneis-Komplex (BECKER 1981) bezeichnet. Am Südostrand der Gleinalm tritt darüber der nur wenige Kilometer mächtige **Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex**, der von NEUBAUER (1988) als tektonisch abgegrenzte lithologische Einheit neu eingeführt wurde und den darüber folgenden **Speik-Komplex** vom Kernkomplex abtrennt (Abb.4

und Abb.5). Letzterer umfasst im allgemeinen Amphibolite (Granat- und Bänderamphibolite), Serpentine sowie eine Augengneislage an der Basis am Kontakt zum Liegenden (NEUBAUER 1988).

Die im Norden des Gleinalmkerns bei Kraubath auftretenden Dunit-, Serpentin- und Amphibolitgesteine des Speik-Komplexes bilden eine leicht südvergente Synklinale mit gegen Osten hin abhebender Faltenachse (BECKER 1981).

Innerhalb des Muralpenkristallins treten Gesteine des Speik-Komplexes, neben dem größten Vorkommen von Kraubath, in zahlreiche Linsen mit unterschiedlich großer Mächtigkeit entlang einer WNW-OSO streichenden Linie auf (STUMPFL & EL AGEED 1981). Entlang des Gleinalmsüdrandes liegen sie als langgezogener Amphibolitzug vor, bei Traföß tritt eine von Serpentin dominierte, östliche Fortsetzung der Kraubather Masse auf (NEUBAUER 1988). Weiters stellen Vorkommen am Südrand der Seckauer Tauern (bei Tremmelberg) sowie beim Hochgrössen (Triebener Tauern) nennenswerte Vorkommen dar (NEUBAUER 1988). Alle diese Vorkommen weisen unterschiedliche Zusammensetzungen auf und repräsentieren gemeinsam eine stark gestörte und nahezu vollständige ophiolitsche Sequenz (NEUBAUER 1988, NEUBAUER & FRISCH 1993, EBNER 1998).

Die in älteren Arbeiten als Rappoltserie (Glimmerschiefer) bzw. Almhausserie (Marmor) noch getrennt ausgewiesenen Gesteinsserien, werden von NEUBAUER (1988) als **Glimmerschiefer-Marmor-Komplex** zusammengefasst, der die oberste Einheit des Gleinalmzuges darstellt. Er ist durch eine tektonische Grenze vom Speik-Komplex im Liegenden getrennt (NEUBAUER 1988).

Die Grenze zur Basiseinheit des Koralm- bzw. Saualmkristallins, bestehend aus pegmatoiden Gneisen, ist nicht eindeutig festlegbar (BECKER 1977). Diese Gneise wurden von Süden her über das Stubalmkristallin geschoben und sind von Marmorzügen aus dem hangenden Glimmerschiefer-Marmor-Komplex des Stubalmkristallins durchzogen (BECKER 1977).

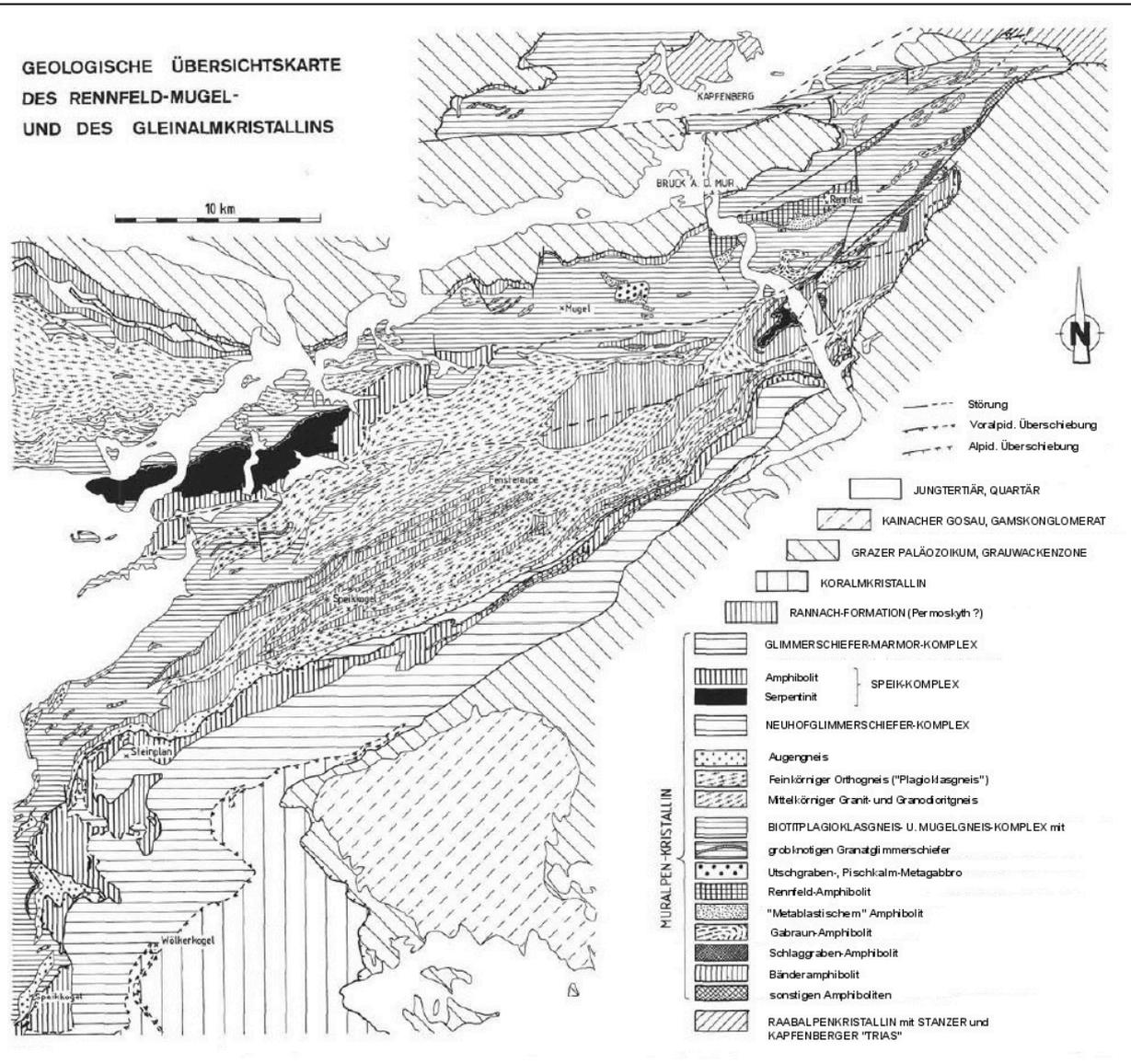


Abb.4: Geologische Übersichtskarte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalmkristallins mit genauer Lage und Ausdehnung des Kraubather Ultramafitkomplexes. (NEUBAUER 1988)

Die Sedimente der Plagioklasgneise des Kernkomplexes wurden im Präkambrium an einem aktiven Kontinentalrand abgelagert (NEUBAUER 1988). Wahrscheinlich zeitgleich bildete sich der Ophiolith des Speik-Komplexes an einem divergenten Plattenrand (NEUBAUER 1988). In diesem Zeitrahmen kam es auch zu einer ersten partiellen Aufschmelzung von nicht verarmtem Mantelmaterial an einem mittelozeanischen Rücken-System, wobei ein verarmter Harzburgit zurück blieb. Aus einer erneuten partiellen Aufschmelzphase im Unteren Kambrium ging ein stark verarmtes harzburgitisches bis dunitisches Residuum hervor. Für diese Phase wird geotektonisch ein Suprasubduktionmilieu angenommen (MELCHER ET AL. 2002, MELCHER & MEISEL 2004). Für die linsen- bis gangförmig auftretenden Bronzite (Orthopyroxenite) wird eine Entstehung aus partiellen Schmelzen des Mantelmaterials angenommen. Die Mengen waren jedoch zu gering, um einen eigenständigen Körper auszubilden (MELCHER ET AL. 2002). Ebenso wird die Bildung der Klinopyroxenite und Gabbros

diesem Einfluss zugeordnet (MELCHER & MEISEL 2004). Für die Gesteine des Kernkomplexes wurde von FRANK ET AL. (1976) ein Alter an der Wende Kambrium-Ordovizium postuliert.

Der Kernkomplex und der Speik-Komplex amalgamierten im Laufe des Ordoviziums und bildeten das Basement für die Schelfsedimentation des Neuhof-Glimmerschiefer-Komplexes und des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes, die als lithologische Äquivalente angesehen werden. Die Ablagerung erfolgte vielleicht im Silur bis Devon (NEUBAUER 1988; FRISCH & NEUBAUER 1989).

Nach der Loslösung von Gondwana erfolgte die Angliederung (Akkretion) der nun vereinten Komplexe an einen nördlich gelegenen Kontinentalrand im Unterkarbon (NEUBAUER & FRISCH 1993). Dabei erfolgte im Zuge des variszischen Zyklus die Überschiebung der ophiolithischen Gesteinseinheiten des Speik-Komplexes über den Kernkomplex (NEUBAUER 1988) verbunden mit einem amphibolitfaziellen Metamorphose- und Intrusionszyklus von Granitoiden (BECKER & SCHUMACHER 1972, NEUBAUER 1988). Während dieser Überschiebung dürfte ein Teil des Glimmerschiefer-Marmor Komplexes vom Speik-Komplex abgesplittert und in eine Position unter den Speik-Komplex geraten sein, der heute durch den Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex repräsentiert wird (Abb.5). Die Augengneise im Speik-Komplex wurden radiometrisch datiert und weisen unterkarbones Alter auf (FRANK ET AL. 1983). Sie werden dem erwähnten Intrusionsereignis zugerechnet (NEUBAUER 1988).

Nach der variszischen Orogenese folgte im Rahmen der eo-alpidischen Konvergenz eine NW bis W gerichtete Überschiebung (RATSCHBACHER 1986) mit einer grünschieferfaziellen, diaphthoritischen Kristallisation (BECKER & SCHUMACHER 1972), die von einer N-S orientierten Einengung mit Faltenbildung abgelöst wurde (RATSCHBACHER 1986, NEUBAUER 1988). Innerhalb des Speik-Komplexes ist für die alpine Phase ein zunehmender Metamorphosegrad von Nord (Grünschieferfazies beim Hochgrössen-Vorkommen) nach Süden (Amphibolitfazies im Gleinalmgebiet) festzustellen (MELCHER ET AL. 2002, MELCHER & MEISEL 2004). In weiterer Folge bildeten sich im Neogen Seitenverschiebungen aus, die zu einem ostwärts gerichteten Transport der zentralen ostalpinen Teile führten. Bei dieser Lateralverschiebung kam es zur Ausbildung von „pull apart“ Sedimentationsbecken entlang der Mur-Mürz-Furche, wie beispielsweise dem nahe situierten Fohnsdorfer Becken (SACHSENHOFER ET AL. 2000, SACHSENHOFER ET AL. 2010).

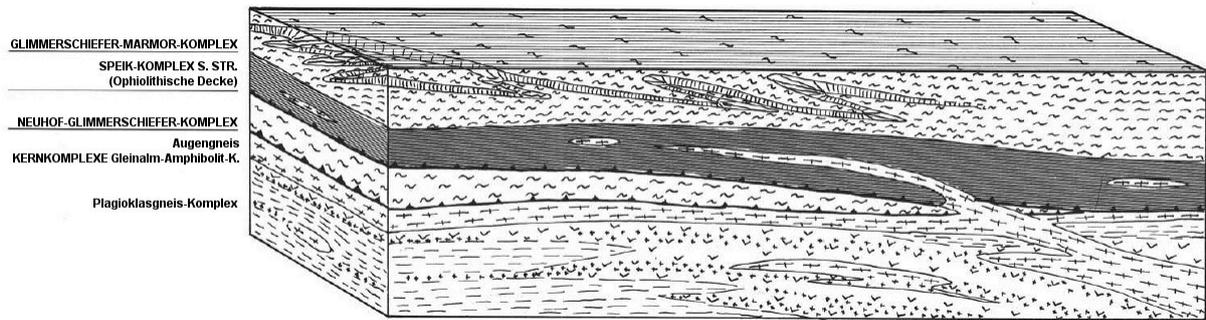


Abb.5: Stratigraphischer Aufbau des Gleinalmkomplexes und Darstellung der Position des ophiolithischen Speik-Komplexes. Es sei auf die tektonische Isolierung des Neuhof-Glimmerschiefer-Komplexes im Liegenden des Speik-Komplexes sowie auf den diesen Komplex durchstoßenden Augengneis hingewiesen. (NEUBAUER 1988)

3.2 Geologie im Raum südlich von Kraubath/Mur

In der Literatur wurden verschiedene Bezeichnungen für die serpentinreichen Gesteine südlich von Kraubath verwendet (u.a. Peridotit- oder Serpentinstock, Olivinfels). Der von ANGEL (1964) gewählte Begriff der Kraubather Ultramafitmasse trifft die vorliegende Mineralparagenese der ultramafischen Gesteine am besten, wodurch auch im Folgenden vorwiegend diese Bezeichnung verwendet werden soll. Neben dem dominierenden Serpentin, tritt auch Dunit, Pyroxenit und Amphibolit auf (CLAR 1929).

An Vererzungen sind Chrom-Mineralisierungen schlierenförmig, lagig oder disseminiert im Gestein vorhanden (EBNER 1998). Es handelt sich dabei um ein podiformes Chromit-Vorkommen, das typischerweise an Dunitkörper von Ophiolithen gebunden ist (POHL 2007). In den podiformen Chromiten ist ein höheres Mg/Fe Verhältnis und relativ höhere Al_2O_3 -Gehalte gegenüber den stratiformen Chromiten nachgewiesen (POHL 2007). Feinverteilt findet sich außerdem Kupferkies und Pentlandit im Gestein (EBNER 1998). Ebenso ist die Magnesitmineralisierung entlang von Störungszonen zu erwähnen (EBNER 1998). Die Entstehung der auftretenden kryptokristallinen Magnesite wird in der Literatur kontrovers diskutiert, wobei insbesondere die CO_2 -Herkunft umstritten ist (VOHRZYKA 1960, POHL 1990, THALHAMMER ET AL. 2010). Während die Chrom-Vererzungen bereits syngenetisch erfolgt, begann die Magnesitbildung erst im Känozoikum (EBNER 1998).

Im Norden der Ultramafitmasse können im Wesentlichen Orthogesteine der Seckauer Tauern ausgeschieden werden. Diese grob- bis mittelkörnigen sauren Gesteine weisen helle Färbung bei massig bis schiefrigem Gefüge auf. Daneben treten im südlichen Grenzbereich Hornblendegneise bis in den Raum St. Stefan auf, die mit freiem Auge grüne Hornblende und große Plagioklaskristalle erkennen lassen (CLAR 1929).

Die Trennung zu den Gesteinen des südlich angrenzenden, von CLAR (1929) als Seckauer Hülle bezeichneten Bereichs ist scharf. Diese Hüllgesteine sedimentären Ursprungs setzten sich aus Schiefergneisen, Paragneisen und Glimmerschiefern zusammen. Ein Augengneisband verläuft entlang der nördlichen Grenze des Ultramafitkomplexes (CLAR 1929).

Die Ultramafitmasse zeigt generell O-W-Streichen mit steilem nördlichem Einfallen (CLAR 1929, SCHWARZ & ZELL 1974). Neben den dominierenden Harzburgiten, Duniten und Serpentiniten treten auch Orthopyroxenite (Bronzitite) und Amphibolite auf (CLAR 1929, MELCHER ET AL. 2002). HADITSCH ET AL. (1981) unterscheiden acht verschiedene Gesteinstypen – Dunit, Pyroxen-Peridotit, Pyroxen-Hornblende-Peridotit, Olivin-Pyroxenit, Olivin-Hornblende-Pyroxenit, Hornblende-Pyroxenit, Olivin-Pyroxen-Hornblendit und Pyroxen-Hornblendit – mit jeweils charakteristischer, chemischer Zusammensetzung (siehe Kapitel 7.5 und Kapitel 9.1.4).

Im hangenden Nordteil des Komplexes liegt die Hauptdunitzone, die vielfach mit Chromitanreicherungen assoziiert ist (HIESSLEITNER 1953, SCHWARZ & ZELL 1974, PUHL 2000). Hier sind oft noch frische Gesteine mit geringer Serpentinisierung anzutreffen (PUHL 2000). Die Hauptverbreitung der grobkörnigen Orthopyroxenite liegt ebenfalls im Norden in Form von Zentimeter bis Meter mächtigen Adern und Linsen (PUHL 2000, MELCHER ET AL. 2002; MELCHER & MEISEL; 2004). In diesen auffallend grobkörnigen Gesteinen ist zumeist ein primärmagmatisches Gefüge erhalten geblieben (PUHL 2000). Für (Klino-)Pyroxenite und amphibolreiche Gesteine wird eine Häufung im südlichen Randgebiet des Komplexes festgestellt (CLAR 1929, HIESSLEITNER 1953, PUHL 2000). MELCHER & MEISEL (2004) bezeichnen diese Gesteine als Metaklinopyroxenite und Metagabbros. HIESSLEITNER (1953) spricht von einer Pyroxenperidotitzone an der Basis des Massivs. Der Mineralbestand dieser Gesteine reicht von Olivinresten und Ortho- bzw. Klinopyroxenen über blasse Hornblenden bis zu den Umwandlungsprodukten Talk, Antigorit und Chrysotil (SCHWARZ & ZELL 1974). Eine häufige Umwandlungsphase stellt auch Aktinolith dar (PUHL 2000). Im mittleren Bereich durchzieht ein Zwischenamphibolitzug, bestehend aus Pyroxen, Hornblende, Zoisit und zum Teil Granat, den Gesteinskomplex (HIESSLEITNER 1953, ANGEL 1964, SCHWARZ & ZELL 1974). Die ultramafischen Gesteine von Kraubath sind generell die am wenigsten serpentinisierten Gesteine im Speik-Komplex (MELCHER & MEISEL 2004).

Die Amphibolite haben ihre Hauptverbreitung im Süden des Ultramafitkomplexes und sind metamorph mit den Gleinalpengesteinen verbunden (CLAR 1929). Sie werden nach HIESSLEITNER (1953) als Grenzamphibolite bezeichnet und bauen sich aus Quarz- und plagioklasreichen (hellen) und hornblendereichen (dunklen) Wechsellagen auf (SCHWARZ & ZELL 1974). Einen ähnlichen Typ beschreibt auch PUHL (2000) für dieses Gebiet.

Die Dunite und Harzburgite weisen geringe Konzentrationen von seltenen Erden (SEE) auf (MELCHER ET AL. 2002). Ein Chondrit-normalisiertes seltenes Erd-Verteilungsmuster umschreibt eine U-förmige

Kurve. Eine solche ist kennzeichnend für stark verarmte, residuale Mantelgesteine und werden geotektonisch einem Suprasubduktionsmilieu zugeordnet (MELCHER ET AL. 2002).

Auf Basis der von MEIXNER (1937) aufgestellten Systematik können für den Kraubather Ultramafitkomplex generell sieben Phasen unterschieden werden, die zeitlich aufeinander folgend charakteristische Mineralparagenesen aufweisen (WENINGER 1981): In der ersten Peridot-Pyroxenit-Phase wurde mit den Mineralphasen Olivin, Orthopyroxen (Enstatit, Bronzit) und Chromit das ultrabasische Ausgangsgestein gebildet. Nach ANGEL (1964) entspricht diese Phase dem orthomagmatischen Zeitabschnitt in der die erwähnten Mineralphasen nach dem Bowen'schen Reaktionsschema auskristallisieren. In der zweiten Phase erfolgte die Chrysotilbildung als Umwandlung der Olivinkörner (Maschenserpentin). ANGEL (1964) stellt diese Chrysotilbildung in den Schlussabschnitt der auf die orthomagmatische folgende hypomagmatische Phase. Er sieht zahlreiche bedeutende Stoffwechsel der Serpentinisierung der Olivine vorausgehen – z.B. Vertalkung der Orthopyroxene. Die mit Kluffantigoritbildung bezeichnete dritte mineralbildende Phase führte zur Bildung von Antigorit an tektonisch besonders beanspruchten Stellen. Darüber hinaus entstand Talk (meist als Pseudomorphose), Tremolit sowie Chlorit in Form von Klinochlor und auch Kämmererit als Folge der Chrommobilisation aus dem Chromit. Der vierten Phase entstammt die Magnesitbildung in unterschiedlicher Form. Als fünfte Phase folgt die Brucit-Paragenese. An diese Phase ist die Bildung zahlreicher wasserhältiger Karbonate – wie beispielsweise Brucit, Hydromagnesit oder Artinit – gebunden. Eine ausführliche Untersuchung des bedeutenden Artinit-Vorkommens von Kraubath wurde von HERITSCH (1950) durchgeführt. In der sechsten Phase der SiO₂-CaCO₃-Paragenese wurden durch thermale Restlösungen in geringem Maße Quarzkristalle und Karbonate gebildet. In der letzten, siebenten Phase sind rezente Bildungen, zahlreicher unwesentlicher Minerale zusammengefasst.

In den Duniten der Kraubather Ultramafitmasse sind magnesiumreiche Olivine mit 6-10% Fayalit-Anteil vorliegend. Diese gelten als wichtigstes Ausgangsmineral der Serpentinbildung. Die Olivine erscheinen im Handstück licht gelbgrün gefärbt (ANGEL 1964). Der Kraubather Olivin enthält silikatisch gebundenes Nickel (WENINGER 1981) mit 0,08% bis 0,25% NiO (MELCHER & MEISEL 2004). Der Serpentin kann im Handstück sehr variabel erscheinen, weist jedoch im Dünnschliff weitgehend denselben Mineralbestand auf (CLAR 1929). Als Normalserpentin wird von CLAR (1929) ein im Handstück dunkelgrünes, massiges, fast dichtes Gestein beschrieben. Etwaiger enthaltener Tremolit ist im Handstück i.d.R. nicht erkennbar (CLAR 1929). Das Ausgangsgestein für Serpentin sind hauptsächlich Dunite, bei Vorhandensein von Tremolit auch Lherzolite, da Tremolit aus Klinopyroxen hervorgeht (CLAR 1929). Ein Charakteristikum stellt der Antigoritserpentin dar, der ebenso wie der

„gewöhnliche“ Serpentin sehr mannigfaltig ausgebildet sein kann. Ihr Auftreten zeigt Bewegungszonen an. Neben lichtgrüner Färbung mit ausgeprägter Schichtung und sichtbaren Erzkörnern, kann er auch dunkelgrau gefärbt auftreten (CLAR 1929).

Die Enstatite und Bronzite weisen einen markanten Bronzeschimmer auf, der auf Einlagerungen feiner rotbrauner bis brauner Schüppchen beruht (ANGEL 1964). Der Bronzit ist oft vertalkt, wohingegen Serpentinisierung bei diesem Mineral selten ist. Eine untergeordnet auftretende Umwandlung in Tremolit wird stets von einer Talkbildung begleitet (CLAR 1929), der die Tremolite zumeist als Saum umgibt (PUHL 2000). Die größten Bronzitkristalle, mit Kristalllängen von mehr als 5 cm, finden sich am Mitterberg (CLAR 1929). Eine Unterscheidung zwischen Enstatit und Bronzit ist im Handstück nicht möglich (CLAR 1929, ANGEL 1964).

In den dunitischen Gesteinen tritt Diopsid nur sehr untergeordnet auf (ANGEL 1964, MELCHER & MEISEL 2004). In diopsidreichen Gesteinen kann eine direkte Umsetzung in Tremolit ohne Talkbildung beobachtet werden (CLAR 1929). Auch aus Tremolit kann entlang von Querrissen eine Serpentinbildung erfolgen (CLAR 1929). An Amphibolmineralen sind v.a. Hornblende und Tremolit, vereinzelt Anthophyllit dokumentiert (ANGEL 1964). Mehrmals ist die Reaktionsfolge von Diopsid zu Tremolit und Chlorit erkennbar (CLAR 1929, ANGEL 1964).

Die dominierenden Chloritphasen sind Pennin und Klinochlor (ANGEL 1964, MELCHER & MEISEL 2004). Ein bedeutsames Chloritmineral aus den ultrabasischen Gesteinen von Kraubath stellt der Kämmererit dar. Dabei handelt es sich um einen Chromchlorit, genauer um einen Chrom-Pennin, der im Handstück in pfirsichblutroter bis rosagrauer Farbe in blättrigen Aggregaten im Serpentin auftritt (KOPETZKY 1950). Vielfach wird die Bezeichnung „chromhaltiger Chlorit“ verwendet. Er bildet sich generell in der Nähe von Chromiten bei der Serpentinisierung von ultrabasischen Gesteinen und kann bis zu 5% Cr₂O₃ enthalten (RÖSLER 1991), wobei von Kraubath auch höhere Werte bekannt sind (KOPETZKY 1950).

Serpentin liegt zum einen in Form von Chrysotil (Faserserpentin) bzw. Lizardit (sehr feinkörnig) vor, der im Zuge der Serpentinisierung aus Olivin entsteht und zum anderen als Antigorit (Blättchenserpentin) mit grobschuppiger Ausbildung (CLAR 1929, ANGEL 1964) der besonders an Scherzonen auftritt.

Die wichtigsten auftretenden Erzminerale sind Chromit und Magnetit. Die Chromite können paragenetisch den Duniten und ihren serpentinisierten Abkömmlingen zugeordnet werden (ANGEL 1964), wobei die höchsten Konzentrationen im Bereich Gulsenberg und Sommergraben vorliegen (WENINGER 1981). Ein weiteres Merkmal der Chromitkörner ist die oftmals feststellbare Affinität zu Kämmererit (CLAR 1929). Für diese Chromspinelle wurde eine Vielzahl von PGE-Mineralen beschrieben, wenn auch die detektierten Konzentrationen als gering (zumeist <1 ppm) beschrieben werden (MELCHER & MALI 1998, MELCHER & MEISEL 2004, THALHAMMER ET AL. 2010). MELCHER (2000)

stellte auf Basis der chemischen Zusammensetzung und der Textur eine Systematik zur Unterscheidung von vier Chromit-Typen auf. Magnetit tritt in solchen Gesteinen in den Hintergrund. In Gesteinen mit zunehmendem Anteil an Pyroxenen und Amphibolen ist der Chromitgehalt rückläufig, wohingegen der Magnetitanteil an Bedeutung zunimmt. Ebenso dominiert Magnetit gegenüber Chromit in stresszonalen antigoritreichen Gesteinen (ANGEL 1964).

Die teilweise dem Ultramafitkomplex auflagernde Neogenablagerung stellt einen Erosionsrest einer ursprünglich größeren Sedimentablagerung dar. Die schwankende Mächtigkeit der Ablagerungen liegt am Lichtensteinerberg im Schnitt bei etwa 50 m und dürfte in den Kammregionen um die 150 m betragen (MAYER 1939). Bei der kleinräumigeren, neogenen Ablagerung im Quellgebiet des Sommergrabens dürfte die Mächtigkeit der Sedimente 20 m nicht überschreiten (FEHRINGER 1939).

Die Sedimente bauen sich aus graubraunem, etwas sandigem Ton und darüber Gneis- und Schiefergeröll auf. An der Basis treten stellenweise rotbraune Tone mit oolithischen Eiseneinlagerungen auf (WAGNER & MARSCHALL 1963). Das Material der Blockschotter besteht aus faust- bis kopfgroßen Komponenten in lehmig-sandigem Material. In den Randbereichen, entlang des Kontaktes zum Serpentin, ist ein Quellhorizont feststellbar (MAYER 1939).

4 Rohstoffvorkommen im Arbeitsgebiet

Die Gesteine des Kraubather Ultramafitstocks wurden im Laufe der Zeit bereits als Quelle verschiedenster Rohstoffe genutzt und werden es zum Teil auch heute. Der erste wirtschaftlich wichtige Abbau erfolgte auf Eisen, es folgten Chrom und Magnesit. Das Hartgestein wurde ebenfalls bereits seit Beginn des 19. Jahrhunderts für unterschiedlichste Anwendungsbereiche gewonnen.

Die Gesteine enthalten die für einen Ultramafit typischen durchschnittlichen Nickelgehalte von etwa 0,2%, die hydrometallurgisch grundsätzlich gewinnbar wären (HADITSCH 1981). Bereits in den Jahren 1938 bis 1944 wurde in einer Versuchsanlage die grundsätzliche technische Durchführbarkeit der Nickel-Gewinnung aus solchen Gesteinen bestätigt. Auch im Prozessablauf bei der Fa. Magnifin fällt nickelreicher Schlamm an, der bisher nicht für eine weitere Verarbeitung genutzt wird (THALHAMMER ET AL. 2010).

4.1 Eisenerz (Limonit)

Nach dem Auffinden der Eisenerzvorkommen am Lichtensteinerberg erfolgte im Jahr 1783 die Gründung des Schmelz- und späteren Gusswerkes St. Stefan ob Leoben, wo diese Erze zu Roheisen eingeschmolzen wurden (WEISS 1981). Sowohl das Gebiet des Rablstollens wie auch um den späteren Ederstollen – damals der etwas nördlicher gelegene Hl. Kreuz Stollen – wurden in dieser Zeit erschlossen. Der hohe Chromgehalt der Erze erwies sich zur damaligen Zeit als für die Stahlerzeugung unbrauchbar, wodurch die Grubenanlagen zeitweise still standen (WEISS 1981). Im Jahr 1844 wurde die Erzgewinnung am Lichtensteinerberg völlig eingestellt (PRUCKNER 1865), wobei die Hauptgründe dafür im ungünstigen Chromgehalt sowie dem umständlichen Transport der Erze lagen (SÖHLE 1901). Von den Jahren 1859 bis '77 erfolgte ein obertägiger Abbau von gering eisenhaltigem Eisenerz, das lediglich als Zuschlagsstoff verwendet werden konnte (WEISS 1981). Nach dem Zweiten Weltkrieg wurden geringe Mengen Brauneisenstein zur Farbherstellung abgebaut (WEISS 1981).

Die Eisenerzvorkommen am Lichtensteinerberg befinden sich an der Basis neogener Schotter, wodurch natürliche Erzaufschlüsse nur dort erkennbar sind, wo die darüber liegenden Sedimente bereits wegerodiert sind (MAYER 1939, FEHRINGER 1939, MATZ 1940). Im Liegenden befinden sich die Serpentine der Ultramafitmasse, aus denen durch Umwandlung der Toneisenstein gebildet wurde. Stellenweise ist durch die deutlich erkennbare Bankung des Erzes die Lagerung des Ausgangsgesteins nachgebildet, was als Hinweis auf die in-situ Bildung des Toneisensteins zu deuten ist (MAYER 1939, FEHRINGER 1939, MATZ 1940). Für FEHRINGER (1939) wird dieser Eindruck durch teilweise auftretende Chromit-Bänder unterstützt, die sowohl die Serpentinisierung wie auch die Eisenerzbildung unbeschadet überstanden haben (MATZ 1940). Der Übergang des Erzes in den unveränderten Serpentin erfolgt innerhalb weniger Meter, wobei der Toneisenstein zum Liegenden hin heller und

körniger wird (MAYER 1939, MATZ 1940). Eine von KATZENBERGER (1966) durchgeführte Betrachtung des Toneisenvorkommens im Bereich des Ederstollens, stellte einen nach allen Seiten unter eine Lehmdecke abtauchenden Erzkörper dar, der lediglich im Zentrum ausbeißt.

Der Toneisenstein erscheint als ockerbraune Masse und enthält besonders in den hangenden Lagen Bohnerzoolithe bis zu Nussgröße (MAYER 1939, FEHRINGER 1939, MATZ 1940). Die Erzkörper weisen schwankende Mächtigkeiten bis zu 20 m auf, wobei die reichsten Vorkommen im Quellgebiet des Sommergrabens (Rablgrubenfeld) sowie im oberen Tanzmeistergraben (Edergrubenfeld) liegen (WEISS 1981). Gemäß den von MATZ (1940) veröffentlichten Werten weisen die Erze zwischen 51,9 und 66,2% Fe₂O₃ auf, wobei der niedrigere Wert von Material aus dem Liegenden des Erzlagers am Kontakt zum Serpentin stammt. Der Chromgehalt liegt bei diesen Analysen bei 2,5% am Kontakt zum Serpentin bis 2,8% Cr₂O₃ bei höher liegenden Partien. Der Silikatgehalt (SiO₂) liegt zwischen 18,7 und 7,4%, der Al₂O₃-Gehalt bei 12,2 bis 9,7% und der Glühverlust (H₂O, CO₂) stets zwischen 10 und 12%.

Eine von HAUER (1864) durchgeführte Analyse für eine Eisensteinprobe aus St. Stefan zeigt einen Eisenoxidgehalt von 70,8% (entspricht 78,6% Fe₂O₃), einen auffallend hohen Chromoxidanteil von 7,15% und 10,9% unlöslichen Rückstand (SiO₂ und Al₂O₃). Die in AIGNER (1907) veröffentlichten Analysedaten weisen für den „Thoneisenstein vom Lichtensteinerberg“ 33,6% Fe₂O₃ und 1,3% Cr₂O₃ auf (SiO₂ 37,8%, Al₂O₃ 6,1%). Für die Bohnerze im „Thoneisenstein“ werden hier Gehalte von 51,2% Fe₂O₃ sowie 1,2% Cr₂O₃ – weiters SiO₂ 9,6% und Al₂O₃ 11,1% – angegeben. In HAUER (1863) wurde für die „Eisenocker vom Lichtensteinerberg“ ein mittlerer Eisengehalt von nur 8,5% (entspricht 12,15% Fe₂O₃) postuliert.

In Tab.1 sind bekannte Toneisenstein-Analysen zusammengefasst:

Gesteinsbezeichnung	Autor (Jahr)	Fe ₂ O ₃ [%]	Cr ₂ O ₃ [%]	SiO ₂ [%]	Al ₂ O ₃ [%]	MgO [%]
Toneisenstein	MATZ (1940)	66,24	2,83	7,37	9,69	1,32
Schlechtes Erz (Übergang zum Serpentin)	MATZ (1940)	51,91	2,53	18,66	12,23	1,16
Serpentin aus dem Liegenden des Erzlagers	MATZ (1940)	11,48	1,18	39,34	7,49	27
Eisenocker	HAUER (1863)	12,15	-	-	-	-
Eisenstein	HAUER (1864)	78,6	7,15		10,9	-
Toneisenstein	AIGNER (1907)	33,6	1,3	37,8	6,1	-
Bohnerz	AIGNER (1907)	51,2	1,2	9,6	11,1	-

Tab.1: Übersicht bekannter Erzanalysen des Toneisensteinvorkommens am Lichtensteinerberg.

Das Eisen stammt aus dem Olivin, der durch Metamorphose in Serpentin umgewandelt wird und bei der Verwitterung desselben das Eisen in Form von Limonit zur Ausscheidung bringt (MAYER 1939). Beim Al_2O_3 -Gehalt (in älterer Literatur als Tonerdegehalt bezeichnet) in den Erzen dürfte es sich ebenfalls um eine Anreicherung der im Serpentin vorhandenen Mengen von durchschnittlich 1% handeln (MAYER 1939) und keinesfalls um aus den hangenden Partien der Blockschotter zugeführtes Material (MATZ 1940). FEHRINGER (1939) hingegen sieht die überlagernden neogenen Schichten durchaus als wahrscheinliche Quelle des Tonerdegehaltes. Gleichzeitig kommt es zu einer starken Abnahme des Kieselsäuregehaltes (SiO_2) und des Magnesiumoxids (MgO) was insbesondere von MATZ (1940) festgestellt wurde. Als Voraussetzung für die Bildung der mächtigen Limonitschicht (Verwitterungsschicht) ist zum einen langandauernde Einwirkung von O_2 - und CO_2 -haltigen Wässern an der Basis der gut wasserdurchlässigen, neogenen Blockschotter wie auch ein Schutz gegen Erosion anzunehmen (MAYER 1939). Beide Bedingungen scheinen im gegebenen Fall gegeben gewesen zu sein, was die Annahme einer Ablagerung der neogenen Sedimente vor der Erzbildung impliziert (MAYER 1939, MATZ 1940).

Im Bereich des Lichtensteinerberges sind drei gesicherte Eisenerzfundpunkte dokumentiert, die als getrennte Vorkommen zu werten sind und im Zuge der Bergbautätigkeiten auch abgebaut bzw. geschürft wurden. Nach überlieferten Hinweisen sollen noch weitere Schurfstellen existiert haben, von denen jedoch keine Spuren mehr ersichtlich sind (FEHRINGER 1939, MATZ 1940). Bei den gesicherten Fundpunkten handelt es sich um den Rablstollen im Quellgebiet des Sommergrabens, den Ederstollen am Westhang des Tanzmeistergrabens sowie einem Schurfbau am Kamm des Lichtensteinerberges, nordöstlich der Kote 941 m.

Der Rablstollen weist 145 lfm Stollenlänge auf, die sich im Wesentlichen auf zwei Äste aufteilen und zum Großteil vollständig im Erzkörper verlaufen (FEHRINGER 1939). Ein NO-SW verlaufender, etwa 80° nach NW einfallender Verwurf versetzt den kürzeren Ast vertikal um etwa 3 m (FEHRINGER 1939, MATZ 1940). Der Stolleneingang liegt im nordöstlichen Grubenbereich am Zusammenfluss zweier Rinnsale. Im Nahbereich zum ehemaligen Mundloch befinden sich die Pingen zweier verstürzter Schächte, wobei einer den Wetterschacht des Stollens und der zweite einen eigenständigen Schurfschacht repräsentierten (FEHRINGER 1939, MATZ 1940). Die Erkenntnisse aus einer Grubenbesichtigung sowie aus den in der Umgebung angesetzten Bohrungen (genaue Lage nicht bekannt) lassen eine nach Süden hin zunehmende Erzmächtigkeit bis 15 m, bei maximaler Schotter sedimentüberlagerung von etwa 3 m vermuten (MAYER 1939, FEHRINGER 1939, MATZ 1940). Im Jahr 1939 wurden im Bereich des Rablgrubenfeldes, mittels Herstellung mehrerer Schurfschächte, 200.000 t tagebaumäßig gewinnbares Erz nachgewiesen (WEISS 1981). In MAYER (1939) und MATZ (1940) wird für dasselbe

Gebiet nach einer groben Berechnung 300.000 t an Erzmenge genannt und FEHRINGER (1939) errechnete auf Basis seiner Geländebegehung 151.000 t Erz für den Bereich um den Rablstollen.

Im Bereich des Ederstollens im Tanzmeistergraben erfolgte der Abbau zum einen im Tagebau und zum anderen in zwei miteinander verbundenen Stollen, deren Mundlöcher jeweils bei einem kleinen südlich gelegenen Bächlein positioniert sind (MAYER 1939, MATZ 1940). Zu Beginn der dortigen Abbautätigkeit soll etwas weiter nördlich der Hl. Kreuz Stollen situiert gewesen sein (WEISS 1981). Die Stollen weisen eine Gesamtlänge von etwa 70 lfm auf und werden von einer N-S streichenden, mit 55° östlich einfallenden Störung durchstoßen (MAYER 1939, MATZ 1940). Das Erzvermögen für das Edergrubenfeld wird von MATZ (1940) auf etwa 100.000 t geschätzt, was sich an den Ausbisspunkten und der an Hand der Abbaue geschätzten Erzmächtigkeit von 15 bis 20 m orientieren. Von MAYER (1939) wird bei einer durchschnittlichen Erzmächtigkeit von 10 m mit 180.000 t Eisenerz gerechnet. Es kann davon ausgegangen werden, dass unterhalb der Neogenbedeckung weitere Erzvorkommen in der Größenordnung von Millionen Tonnen wahrscheinlich sind (MAYER 1939, FEHRINGER 1939).

4.2 Magnesit

Es existieren Hinweise, dass bereits zur Mitte des 19. Jahrhunderts dichter Magnesit (auch als kryptokristalliner Magnesit oder Gelmagnesit bezeichnet) bei Kraubath als Bruchstein gewonnen und ungebrannt (roh) zur Auskleidung der Vordernberger Hochöfen verwendet wurde (CZEDIK-EYSENBERG 1959). Nach dem Zweiten Weltkrieg wurde der Magnesit hauptsächlich untertage im Sommergraben abgebaut. Der qualitätsmindernde hohe SiO₂-Gehalt führte 1961 schließlich zur Einstellung des Abbaus (THALHAMMER ET AL. 2010).

Das Vorkommen von Kraubath gilt als Typuslokalität für den dichten, gelartigen Magnesit, der auch in der internationalen Lagerstättenliteratur als „Magnesit vom Typus Kraubath“ dokumentiert ist (REDLICH 1909). Dieser Typus ist an Ophiolithe gebunden, deren Gesteine als Mg-Lieferanten bei der Magnesitbildung mitwirken (POHL 1990). Das Auftreten im Gestein erfolgt in unterschiedlicher Form. Zum einen liegt er als Magnesitgang vor, der an den Seiten von Harnischflächen begrenzt wird (MEIXNER 1937). Die Mächtigkeit liegt zwischen wenigen Zentimetern und zwei Metern. In zweiter Variante erscheint der Magnesit in Form einer groben Brekzie, die von MEIXNER (1937) als „Scheck“ bezeichnet wurde. Dieser Ausdruck bezeichnet eine grobkörnige Brekzie aus eckigen Serpentinittkomponenten in einer weißen Grundmasse aus Magnesit. Als dritte Variante liegt der Magnesit als Magnesitaderwerk vor. Diese durchziehen mit einer Mächtigkeit von wenigen Millimetern bis mehreren Zentimetern das Serpentinittgestein (MEIXNER 1937). An wenigen Stellen tritt der Magnesit als „Blumenkohlmagnesit“ auf (WENINGER 1981), der an die oberflächennahen, tiefgründig verwitterten ultramafischen Gesteine gebunden ist (THALHAMMER ET AL. 2010).

Bereits KAHL (1869) erkannte die Gangassoziation und das unregelmäßige von „losen Serpentinbrocken“ durchzogene Auftreten des Magnesits. VOHRZYKA (1960) bemerkte das intensivierte Auftreten des Magnesits zwischen der 700 m und der 800 m Isohypse. An diese knapp 100 m mächtige Zone scheinen sämtliche Abbaustellen konzentriert zu sein. Nach oben hin (zwischen 800 m und 900 m ü.d.M.) liegt der Magnesit vor allem in Form eines Adernetzwerkes vor. Dieser Bereich ist relativ reicher an blumenkohllartigem Magnesit.

Der Magnesit wurde im Neogen entlang von Störungszonen durch Einwirkung CO₂-reicher Fluide gebildet (EBNER 1998). VOHRZYKA (1960) spricht von einem vormiozänem Alter der Magnesitbildung und hält eine Bildung in Verbindung mit der Kristallisation der Seckauer Gneise für möglich. Generell ist die Genese dieses Vorkommens nicht restlos geklärt. Es wird eine supergene wie auch hypogene-hydrothermale Herkunft diskutiert (POHL 1990). Diverse Arbeiten setzen sich mit dieser Thematik auseinander und versuchen an Hand von Kohlenstoff- ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$) und Sauerstoffisotopien ($\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$) die Herkunft der lagerstättenbildenden Fluide sowie die Bildungstemperaturen der Magnesite zu rekonstruieren (HORKEL 2012, KROISSENBRUNNER 2012, UNTERWEISSACHER 2013).

4.3 Chromit

Das einzige technisch und wirtschaftlich verwertbare Chromerzmineral ist der Chromit. Nur wenige Jahre nach der Entdeckung des Elementes Chrom wurde 1806 eine chemische Analyse des als „körniges Eisenchromerz“ beschriebene Mineral von der Gulsen bei Kraubath veröffentlicht (KOBELL 1864). Das Vorkommen von Kraubath, dem in der damaligen Zeit große Bedeutung beigemessen wurde, machte erstmals eine Herstellung von Chromverbindungen im großen Maßstab möglich, wobei die damalige Hauptanwendung der Email- und Porzellanmalerei galt. Bereits im Jahr 1810 setzten die ersten umfangreichen Schürfungen nach diesem damals als selten geltenden Mineral, vor allem im Bereich der Gulsen und des Mitterberges, ein (WEISS 1991). Für die als absätzig beschriebenen und in ihrer Mächtigkeit schwankenden Erzkörper wurde ein Chromoxidgehalt von bis zu 55% angegeben, wobei drei Erzsorten mit unterschiedlicher Qualität (Cr₂O₃-Gehalt) unterschieden wurden (KAHL 1869). Der 1841 begonnenen Abbau brachte erst ab 1859 nennenswerte Tonagen und konzentrierte sich bald auf die Bereiche Sommergraben und Mitterberg am orographisch rechten Murerfer, wo die Hauptvererzung vermutet wurde. Die Vorkommen auf der Gulsen wurden als Ausläufer dieser Zone angesehen. Im Grubenbau wurden in verschiedenen Horizonten, in Hauptstreichrichtung der Erzbereiche, Stollen vorangetrieben. Im Jahr 1863 konnte durch Anlage des obertägigen Etagenabbaus am Mitterberg die Produktion weiter gesteigert werden (KAHL 1869).

Im Jahr 1881 wurde die Bergbautätigkeit auf Chromit eingestellt. In der Betriebsperiode wurden insgesamt etwa 1.975 t Chromit abgebaut, wobei die höchsten Fördermengen mit jeweils etwa 300 t in den Jahren vor der Schließung erreicht wurden (WEISS 1991). Ein Wiederbelebungsversuch des Bergbaues 1890 scheiterte aus wirtschaftlichen Gründen. Im Jahr 1915 wurden in einer einjährigen

Betriebsperiode weitere 48 t Chromit aus Haldenmaterial gewonnen (WEISS 1991). Der Name Chromwerk der kleinen Ortschaft am Ausgang des Sommergrabens, wo sich auch die Aufbereitung befand, weist noch auf den ehemaligen Chromerzbergbau hin.

Im Zuge der Erkundungs- und Gewinnungstätigkeit stellte sich heraus, dass die chromreicheren Bereiche südlich von Kraubath auftreten. Die Vorkommen erscheinen nicht selten unregelmäßig und absätzig, bereichsweise jedoch mit deutlich verfolgbarem W-O-Streichen und damit entsprechend dem vorherrschenden Verlauf des Ultramafitkörpers. Die in ihrer Mächtigkeit stets schwankenden Vorkommen – zwischen wenigen Zentimetern und etwa 0,5 m - weisen steiles, die Hauptklufttrichtung durchschlagendes, Einfallen mit 50-65° sowie seltener parallel zur Hauptklufttrichtung verlaufendes 15-30° steiles Einfallen auf. Die Chromerze weisen keine Anzeichen für eine Gangvererzung auf und alle Anzeichen sprechen für eine magmatische Ausscheidung (KAHL 1869).

Von KAHL (1869) ist eine Affinität der Erze zu Bronziten dokumentiert, indem die qualitativ besten Erze vornehmlich innerhalb oder im Liegenden der Bronzite auftreten und in den bronzitfreien Serpentinmassen nur disseminiert auftreten. Unter Berücksichtigung heutiger wissenschaftlicher Daten (z.B. PUHL 2000, MELCHER & MEISEL 2004) ist diese Darstellung als falsch zu interpretieren (Kapitel 7.5).

4.4 Hartgestein

Die serpentinisierten Dunite und Peridotite von Kraubath wurde bereits zu Beginn des 19. Jahrhunderts als Rohstoffquelle genutzt. Ursprünglich wurden diese Gesteine zur Verwendung als „Ofengestellstein“ (Fundament von gemauerten Schmelz- bzw. Hochöfen) abgebaut (CZEDIK-EYSENBERG 1959). Die Abbaustelle dafür lag im Bereich der Gulsen (KAHL 1869).

Heute wird das ultramafische Gestein in den Preger Steinbrüchen (Hartsteinwerk Ponat-Preg GmbH) auf Grund seiner harten, zähen, griffigen und abriebfesten Eigenschaften vor allem als Gleisschotter für den Eisenbahnbau und Edelsplitt als Zuschlagsstoff für Asphalt und Beton verwendet. Weitere Anwendungen sind als Frostschutzmaterial („Frost-Koffer“), Kunststeine sowie Feuerfestrohmaterial. Größere Blöcke werden üblicherweise als Flussbausteine eingesetzt. Im Lobming-Steinbruch (südlich von St. Stefan ob Leoben) wird das Dunitvorkommen neben dem Schotterzwecke als Rohstoffbasis zur Herstellung feuerfester Materialien abgebaut und von der Fa. Magnolithe weiterverarbeitet.

Bei der Magnifin Magnesiaprodukte GmbH in Breitenau am Hochlantsch wird der Serpentin mit Hilfe von Salzsäure aufgelöst und in einem mehrstufigen Prozess die einzelnen Produkte aus der Lösung wieder ausgefällt (THALHAMMER ET AL. 2010). Derzeit werden daraus die Produkte Magnesiumoxid, Magnesiumhydroxid, Kaliumsilikat und Silica hergestellt.

5 Analysemethoden

5.1 Geologische Kartierung und Probennahme

Als Kartengrundlage für die Geländearbeit diente eine topographische Karte im Maßstab 1:25.000, wobei die Kartierung im Maßstab 1:10.000 erfolgte. Unterstützend bzw. für die spätere Anfertigung der geologischen Karte wurde ein DGM (Digitales Geländemodell, Stand 2011) mit einer Auflösung von einem Meter miteinbezogen. Das Hauptziel der Kartierung war eine möglichst genaue Ermittlung der auftretenden Gesteine sowie deren Verteilung im Arbeitsgebiet. Für Aussagen und Rückschlüsse aus den späteren Laborergebnissen war zudem die Dokumentation der Serpentinisierungs- und Verwitterungsgrade der Gesteine im Gelände von Bedeutung. Begleitend wurden Gefügewerte für eine spätere strukturgeologische Auswertung aufgenommen.

Die Position aller Probenpunkte, Stollen und Abbaustellen sowie Seitenentnahmestellen wurden mittels eines GPS-Empfängers (Garmin GPSmap 62s) aufgenommen. Die GPS-Daten wurden in weiterer Folge mit Hilfe der Programme „Garmin MapSource“ bzw. „Garmin BaseCamp“ am Computer verarbeitet. Zur Analyse und Darstellung der gemessenen Gefügedaten wurde das Programm „TectonicsFP“ eingesetzt.

Die Probennahme erfolgte primär hinsichtlich der lithologisch-petrographischen Bestimmung der Gesteine. Eine Vielzahl dieser Handstücke wurde für Analysen der Gesamtgesteinsgeochemie sowie teilweise für Lösungsversuche und deren Rückstandsanalysen verwendet. Die Probennummerierung erfolgte mit aufsteigender Nummer, wobei zusätzlich eine Untergliederung mit Hilfe der Präfixe „G“ (Gneis), „AG“ (Augengneis), „U“ (Ultramafit), „P“ (Probe, unsichere Lithologie) sowie „A“ (Additional Probe, die nicht im Zuge der Kartierungsarbeit entnommen wurden) erfolgte. Insgesamt wurden 222 zumeist etwa faustgroße Handstücke entnommen, beschriftet und der Entnahmepunkte mittels GPS-Empfänger eingemessen. Wurde mehr als eine Probe von derselben Stelle genommen, wurde dies mit einem Buchstaben-Suffix vermerkt (z.B. „U55A“).

5.2 Polarisationsmikroskopie (Durchlichtmikroskopie)

Insgesamt wurden Dünnschliffe von 59 Handstücken hergestellt und mittels eines OLYMPUS BX40 Mikroskops untersucht. Die Auswahl der Proben erfolgte dabei nach Gesichtspunkten zur Identifizierung der verschiedenen vorliegenden Lithologien bzw. bei im Handstück lithologisch nicht eindeutig zuordenbaren Gesteinen. Alle Gesteinsstücke wurden im Zuge der Geländetätigkeit an verschiedenen Stellen im Arbeitsgebiet entnommen. Von den genannten Handstücken wurden 26 in einer separaten Arbeit von KOFLEDER (2014) bearbeitet, die vorwiegend aus dem nördlichen Bereichen

des Gebietes stammen. Die übrigen 33 in dieser Arbeit untersuchten Proben entstammen hauptsächlich dem südlichen Bereich.

Zur Herstellung der Dünnschliffe wurde zunächst eine etwa 1 cm dicke Scheibe aus dem Handstück und aus dieser ein quaderförmiges Stück von etwa 2,5 x 5 cm herausgeschnitten. In weiterer Folge wurde der Würfel auf eine Glasscheibe geklebt und mittels Schneiden, Schleifen und Polieren auf die gewünschte Schliffdicke von etwa 25 µm gebracht. Zum Feinpolieren wurde eine 1 µm Diamantsuspension und Glycol verwendet. Die Fotoaufnahmen unter dem Durchlichtmikroskop wurden an einem Zeiss AXIO Scope.A1 Mikroskop mit einer Zeiss AxioCam ERc 5s und mit Hilfe der Software „AxioVision“ angefertigt.

5.3 Raman-Spektroskopie

Für Mineralphasen, die unter dem Polarisationsmikroskop nicht eindeutig identifiziert werden konnten, bzw. um manche Ergebnisse aus der Mikroskopie zu bestätigen, wurden spektroskopische Analysen an der ISA LabRam am Lehrstuhl für Rohstoffmineralogie an der Montanuniversität Leoben durchgeführt.

Bei der Messung wird mit einem monochromatischen Laser von 532 nm Wellenlänge (grün) und einer Intensität von 146 mW an der Quelle gearbeitet. Der Strahl auf der Probenoberfläche weist 6 µm im Durchmesser auf. Mit Hilfe der Software „LabSpec“ wurde der Spektralbereich sowie die Anzahl und Dauer je Messung eingestellt. Die erhaltenen Spektren werden mittels der Software „CrystalSleuth“ mit vorhandenen Messkurven aus der RRUFF-Datenbank im Internet verglichen, um daraus die gemessenen Mineralphasen zu identifizieren.

5.4 Röntgendiffraktometrie (RDA)

Die Röntgendiffraktometrie wurde am Lehrstuhl für Erdölgeologie an der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Mit Hilfe dieser Methode wurde der Mineralbestand von Lösungsrückständen untersucht. Die zur Verfügung stehende Materialmenge lag jeweils bei über 30 g. Die Rückstände wurden in gemahlener Form übergeben und in einem Philips Analytical Röntgendiffraktometer (heute Fa. PANalytical) als texturfreie Probe analysiert. Bei der eingesetzten Software handelt es sich um das Programm „Röntgenanalytik“ von Dr. Alfred Wassermann. Die Resultate, in Form von Analysespektren, wurden in der Folge an Hand charakteristischer Peaks verschiedenen Mineralphasen zugeordnet.

5.5 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Die Röntgenfluoreszenz-Spektroskopie wurde am Lehrstuhl für Allgemeine und Analytische Chemie der Montanuniversität Leoben in Auftrag gegeben. Mit dieser Methode wurden sowohl 29 Gesteinsanalysen von unbehandelten Gesteinen wie auch 36 geochemische Analysen von Rückstandsmaterial aus Lösungsversuchen (Versuchsdurchgang mit verschiedenen Fraktionen,

Kapitel 9.2) durchgeführt. Das Material wurde in jedem Fall als gemahltes Pulver übergeben. Gemessen wurden jeweils die Gehalte von zwölf Hauptelementen sowie 18 Nebenelemente, zudem wurde der Glühverlust bestimmt.

5.6 Atomabsorptionsspektrometrie (AAS)

Am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben wurden mittels Flammen-AAS die Säurerückstände aus den Lösungsversuchen (Versuchsdurchgang mit verschiedenen Fraktionen, Kapitel 9.2) analysiert. Die hergestellten Verdünnungen werden mittels einer Flamme zerstäubt und damit in freie Atome überführt, die wiederum die Strahlung aus der Hohlkathodenlampe absorbieren. Diese Absorption wird detektiert. Dem ungewünschten Nebeneffekt der teilweisen Ionisierung der Atome wird mittels Zugabe von spektroskopischen Pufferlösungen (Lanthanchlorid und Cäsiumchlorid) entgegen gewirkt. Mit Hilfe dieser Methode wurden vier Hauptelemente und drei Spurenelemente gemessen. Aus den ermittelten Messwerten wird unter Berücksichtigung des Ausgangsvolumens, des Verdünnungsfaktors, der Einwaage sowie des Konvertierungsfaktors der tatsächliche Komponentengehalt ermittelt. Details dazu im Kapitel 9.2.5.

5.7 Elektronenstrahlmikroanalyse (EMS)

Die Mikrosondenuntersuchungen wurden an einem JEOL JXA 8200 im „Eugen F. Stumpfl Laboratorium“ am Lehrstuhl für Rohstoffmineralogie an der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Diese Methode wurde zur Untersuchung von Lösungsrückstandmaterial einer Gesteinsprobe aus dem Steinbruch Lobminggraben eingesetzt. Das Material wurde in gemahlener Form zur Verfügung gestellt.

Das zu analysierende Material wurde in Kunstharz gegossen und anpoliert (polierter Anschliff). Um eine leitfähige Oberfläche zu erhalten, wurde die Probe in weiterer Folge mit Kohlenstoff bedampft. Neben qualitativen EDS Analysen (energiedispersiv) zur Identifizierung von Magnesium (Mg) bzw. Kalzium (Ca) führenden Mineralphasen, wurden von ausgewählten Körnern auch quantitative WDS Analysen (wellenlängendispersiv) durchgeführt. Ergänzend wurde von manchen Bereichen eine Elementverteilungskarte (Element-Mapping) erstellt. Zu Dokumentationszwecken wurden zudem BSE-Bilder (BSE = backscattered electrons) angefertigt.

5.8 Rasterelektronenmikroskopie (REM)

Am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre an der Montanuniversität Leoben steht eine Zeiss Rasterelektronenmikroskop (REM) vom Typ EVO MA10 mit einem Bruker Nano XFlash Detector 430-M zu Verfügung. Mit diesem Gerät wurden zwei Gesteinsstücke, ergänzend zur Untersuchung mittels Polarisationsmikroskop, analysiert. Das Analysematerial – Gesteinsquader mit einer Abmessung von etwa 2,5 x 5 cm – wurde anpoliert, wobei die feinste Polierstufe mit 1 µm Diamantsuspension und

Glycol durchgeführt wurde. Zur Gewährleistung einer leitfähigen Oberfläche wurden die beiden Proben mit Kohlenstoff bedampft. Neben EDS Analysen wurden auch mehrere Elementverteilungskarten (Element-Mapping) und BSE-Bilder erstellt. Die erhaltenen quantitativen EDS-Analysen wurden über eine Sauerstoffnormalisierung auf ihre stöchiometrischen Formeln umgerechnet, um die identifizierten Mineralphasen zu bestätigen.

5.9 Gesteinsgeochemie (Actlabs)

Zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung wurden insgesamt 137 Proben aus dem Arbeitsgebiet an Actlabs (Activation Laboratories) in Ontario (Kanada) verschickt. Das betreffende Material wurde mittels einer Wolframkarbid-Kugelmühle zu Feinstkorngröße gemahlen. Es wurden sowohl Gesamtgesteinspulver (63 Proben) wie auch Rückstandsmaterial aus Lösungsversuchen (74 Proben) in Mengen von etwa 25 g (Gesamtgesteinsmaterial) bzw. zwischen 3,3 und 11,2 g (Lösungsrückstände) an das Labor in Kanada versendet. Erstere wurden im Zuge dieser Arbeit analysiert (Kapitel 9.1). Die Ergebnisse der Rückstandsproben werden in einer separaten Arbeit von KOFLER (in Arbeit) ausgewertet.

Für die Analysen wurde das Analysepaket „Total IDENT 4E-expl.“ Gewählt, bei der zehn Hauptelemente, 40 Nebenelemente (inkl. einiger SEE) sowie der Glühverlust ermittelt werden. Hierbei werden die Methoden ICP/OES sowie INAA für die Untersuchung des Probenmaterials eingesetzt.

6 Beschreibung der kartierten Formationen

Das Arbeitsgebiet lässt sich grob in den O-W streichenden Ultramafitkomplex sowie in nördlich bzw. südlich angrenzende Nebengesteine gliedern. In manchen Bereichen werden diese Gesteine von einer neogenen Sedimentdecke überlagert.

Im Folgenden erfolgt eine Beschreibung der im Arbeitsgebiet auftretenden Gesteinseinheiten. Petrographische Beschreibungen einiger Gesteine aus dem Kartiergebiet finden sich in Kapitel 8. Auf weitere von KOFLER (2014) durchgeführte Beschreibungen wird an geeigneter Stelle hingewiesen. Der Fokus der Untersuchungen liegt auf den Gesteinen des Ultramafitkomplexes, wodurch die Bestimmung und Klassifizierung der Nebengesteine (nördlich bzw. südlich angrenzend) zumeist nur makroskopisch erfolgt.

6.1 Ultramafitkomplex

Der Ultramafitkomplex stellt das Kernstück der Untersuchungstätigkeiten dieser Arbeit dar. Generell sind die diesem Komplex zugehörigen Gesteine im Gelände deutlich von den im Norden und Süden angrenzenden Gesteinen abgrenzbar. Entlang der südlichen Grenzlinie kann es stellenweise jedoch nicht ganz eindeutig sein. Richtung Süden wird die Gesteinsansprache am Handstück, bedingt durch den steigenden Verwitterungsgrad, schwieriger.

Der wichtigste und über weite Bereiche vorherrschenden Gesteinstyp ist **Dunit** (lt. Definition >90% Olivin). Ein prägnantes Merkmal dieser Gesteine ist das körnige sowie regellose Gefüge, das im Handstück deutlich erkennbar ist und diese Lithologie von den übrigen auftretenden deutlich abgrenzt. Der körnige Eindruck ist auf die Hauptmineralphase Olivin zurückzuführen. Der durch diese Mineralkomponenten bedingte Farbeindruck variiert von dunkelgrün (z.B. Probe U40, Abb.6a) über ockergelb (U08, Abb.105b) bis hellgrün (U62, Abb.6b) oder hellbraun (U101, Abb.6d) und wird vom Verwitterungsgrad des Gesteins beeinflusst. Bei Probe U110 (Abb.105f) entsteht der Eindruck einer zonierten Verwitterungskruste. Die inneren hellgrünen Bereiche scheinen weniger stark verwittert als die hellbraunen Außenzonen. Je geringer die Verwitterung und je heller das Gestein, desto besser sind die häufig, meist disseminiert auftretenden Chromitkörner zu erkennen. An manchen Handstücken ist das Gefüge auf Grund von Verwitterungsüberzügen nicht deutlich ersichtlich, wie etwa in Probe U95 (Abb.6c). Die Verwitterungskruste von an der Oberfläche ausbeißenden dunitischen Gesteinen entspricht einer hellbraunen rauen Kruste, die in dieser Form nur bei Duniten und Harzburgiten und hier nur an Handstücken auftritt, die der Witterung direkt ausgesetzt sind. Beim Hammeranschlag präsentiert sich der massige Dunit als kompaktes Gestein mit unregelmäßigem Bruchverhalten. Manche Proben weisen zudem einen glasigen Klang beim Anschlag auf – z.B. Probe U40. Der Gesteinsmagnetismus kann sehr unterschiedlich sein und impliziert die

Anwesenheit von Magnetit in stärker magnetischen Handstücken. Bereichsweise tritt Talk in größerem Maße als Kluftfüllung und Kluftbelag in dunitischen Gesteinen auf.

Alle erwähnten dunitischen Proben wurden von KOFLER (2014) petrographisch detailliert beschrieben.



Abb.6: Handstücke ausgewählter Dunit-Proben **a)** U40 **b)** U62 **c)** U95 **d)** U101.

Neben dem Dunit ist der **Serpentinit** der zweite dominierende Gesteinstypus im Arbeitsgebiet. Äußerlich sind diese Gesteine vor allem daran zu erkennen, dass sie, anders als der Dunit, in einer feinkörnigen Masse makroskopisch keine Mineralphasen erkennen lassen. Vorwiegend erscheinen diese Gesteine dunkel (dunkelgrau oder dunkelgrün) was eine makroskopische Identifizierung von enthaltenen Erzmineralen (v.a. Chromit) sehr schwierig bis unmöglich gestaltet. Häufig besitzen die Serpentinite weiße Kluftüberzüge aus Magnesit. Als klassischen Serpentinite von Kraubath kann bezüglich äußerlicher Erscheinung die Probe U70 (Abb.7c) genannt werden. Dies schließt jedoch ein, dass Gesteine dieses Typus ebenso mit markant anderem Erscheinungsbild auftreten können.

Als makroskopisch deutlich abweichend kann der Typus U32 (Abb.7b) angesehen werden, der sich ob seiner intensiven braunen Farbgebung deutlich von dem als repräsentativ genannten Serpentinite U70 abhebt. Die braune Färbung dieser Probe scheint durch Verwitterungslösungen verursacht zu sein. Zudem ist das Gestein von zahlreichen kleineren und größeren Magnesitadern (bis mehrere

Zentimeter breit) durchzogen. Im Handstück weist dieser Typus ein dem Dunit ähnliches körniges Gefüge auf, dennoch wurde es von KOFLER (2014) als Serpentininit klassifiziert.

Eine weitere Variation stellt das Gestein vom Typus U03 (Abb.7a) dar. Dieses ist durch sein stark geschiefert Gefüge mit kleinen schwarzen Porphyroblasten (<1 mm) gekennzeichnet. Im Handstück erscheint das Gestein in einem bleichen Grünton und zerbricht entlang der Schieferung. Es wurde ein starker Magnetismus festgestellt, was darauf schließen lässt, dass es sich bei den schwarzen Mineralkomponenten nicht um Chromit sondern vorwiegend um Magnetit handeln dürfte. Ansonsten sind makroskopisch keine Minerale identifizierbar. Das Schliffbild der Probe U03 zeigt große Übereinstimmung mit jenem der Probe U128 (Kapitel 8.1.3). Äußerlich lässt sich diese mineralogische Ähnlichkeit nicht unmittelbar vermuten (vgl. Abb.7a und Abb.7d).

Bereichsweise treten Serpentinite mit dunklem geschiefertem Gefüge auf. Die Probe U75 (Abb.105d) ist als repräsentativ für diesen Gesteinstyp anzusehen, der sich durch seine Härte und Widerstandsfähigkeit gegen mechanische Zerkleinerung durch den Hammer – trotz geschieferten Gefüges – von den übrigen Serpentiniten deutlich unterscheidet. Mineralkomponenten sind im Handstück nicht erkennbar. Lediglich kleine bräunlich gefärbte Linsen von weniger als 1 mm Größe fallen stellenweise auf frischen Bruchflächen auf. Das Auftreten dieser Gesteine scheint gang- bis lagenartig und könnte auf Scherzonen hindeuten. Gemäß petrographischen Untersuchungen (Kapitel 8 sowie KOFLER 2014) wird dieser Gesteinstypus als Tremolit-Serpentininit bezeichnet. Sofern hier nicht anders angegeben können Beschreibungen der angeführten Serpentininit-Proben aus KOFLER (2014) entnommen werden.

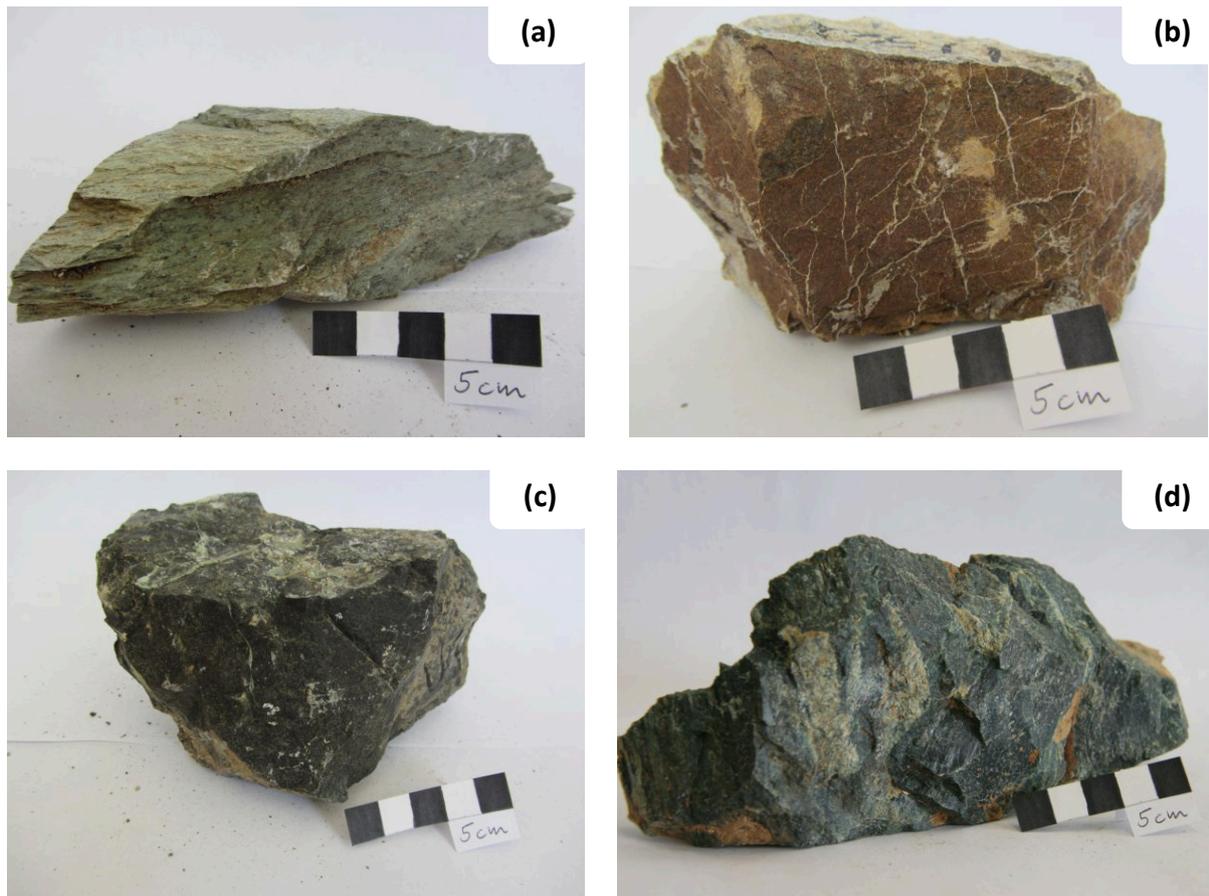


Abb.7: Handstücke ausgewählter Serpentin-Proben **a)** U03 **b)** U32 **c)** U70 **d)** U128.

Mit im Vergleich zu den genannten Gesteinen (Dunit und Serpentin) untergeordneter Häufigkeit tritt **Harzburgit** im Kartiergebiet auf. In den meisten Fällen zeigt diese Lithologie auf ersten Blick Ähnlichkeiten mit Dunit. Bei genauer Betrachtung sind jedoch die Spaltflächen der groben Pyroxenkristalle (Orthopyroxen) erkennbar, was sie von den eben genannten Gesteinen unterscheidet – z.B. in Probe U125 erkennbar (Abb.8b). Diese Pyroxenkristalle sind durch eine auffallende Bronzefärbung charakterisiert. Eine genauere Mineralansprache kann nur an Hand von geochemischen Analysen (Fe-Mg-Gehalt) erfolgen. Die Größe dieser Mineralkomponenten kann mehrere Millimeter bis Zentimeter betragen. Es gibt jedoch auch bei dieser Lithologie optisch abweichende Erscheinungsformen, wie etwa vom Typ der Probe U80 (Abb.8a). Diese zeichnet sich durch eine auffallend dunkle Färbung aus. Ein körniges Gefüge ist ebenfalls vorliegend, doch ist keine deutliche Unterscheidung diverser Mineralphasen möglich. Gemein ist den beiden Harzburgit-Typen die bräunliche Verwitterungskruste – wie auch bereits bei den Duniten festgestellt – sowie der massige, kompakte Gesteineindruck. Der Typus U80 weist einen auffallend hohen Magnetisierungsgrad auf, der darauf schließen lässt, dass er eine nennenswerte Menge an Magnetit enthält. Die Probe U80 wurde von KOFLER (2014), die Probe U125 in Kapitel 8.3 mineralogisch-petrographisch beschrieben.



Abb.8: Handstücke ausgewählter Harzburgit-Proben **a)** U80 **b)** U125 (rote Kreise markieren Pyroxene).

Eine weitere unregelmäßig auftretende Lithologie ist **Pyroxenit**, wobei im Arbeitsgebiet zwei unterschiedliche Typen dieser Lithologie zu unterscheiden sind. Der erste Typ besteht überwiegend – teilweise bis zu 90% – aus bis zu Zentimeter großen bronzefärbigen Mineralen, die als Orthopyroxenminerale interpretiert werden – z.B. Probe U79 (Abb.9a). Dieses Gestein offenbart sich als sehr hart und mit dem Hammer nur mühsam zerschlagbar. Das Auftreten ist meist adern- oder linsenartig in unterschiedlicher Mächtigkeit zwischen wenigen Zentimeter und mehreren Metern. Die Streichrichtung der Vorkommen scheint nur bedingt mit tektonischen Strukturen korrelierbar zu sein. Gesteine, die direkt der Witterung ausgesetzt sind, weisen eine braun gefärbte, raue Verwitterungskruste, ähnlich den Duniten und Harzburgiten, auf. Die großen Orthopyroxenkristalle scheinen verwitterungsresistenter als die Nebenminerale und ragen reliktsch aus der Gesteinsoberfläche hervor. Im Nahbereich zu derartigen Pyroxengängen bzw. als Übergang zu den dunitischen Gesteinen sind zumeist Harzburgite anzutreffen.

Der zweite Pyroxenit-Typus (z.B. U151, Abb.9b) weist keine auffallend großen, bronzefärbigen Pyroxenaggregate im Handstück auf. Er ist durch sein kompaktes, massiges Erscheinen und dem deutlichen Härtekontrast von seinem zumeist serpentinitischen Nebengestein leicht zu unterscheiden. Das Gefüge entspricht dem eines auskristallisierten Gesteins mit homogener Kristallgrößenverteilung, wobei einzelne Mineralphasen nur schwer zu identifizieren sind. Anders als der zuerst genannte Pyroxenit-Typ tritt dieser nicht an Dunit gebunden sondern unabhängig vom Nebengestein innerhalb von Serpentiniten, jedoch ebenfalls gangartig, auf. Eine petrographische Untersuchung an der Probe U151 (Kapitel 8.7) ergab Klinopyroxen als Hauptmineralphase für diesen Pyroxenit-Typus. Die von KOFLER (2014) untersuchte Probe U79 zeigt reiches Auftreten von Bronzit.

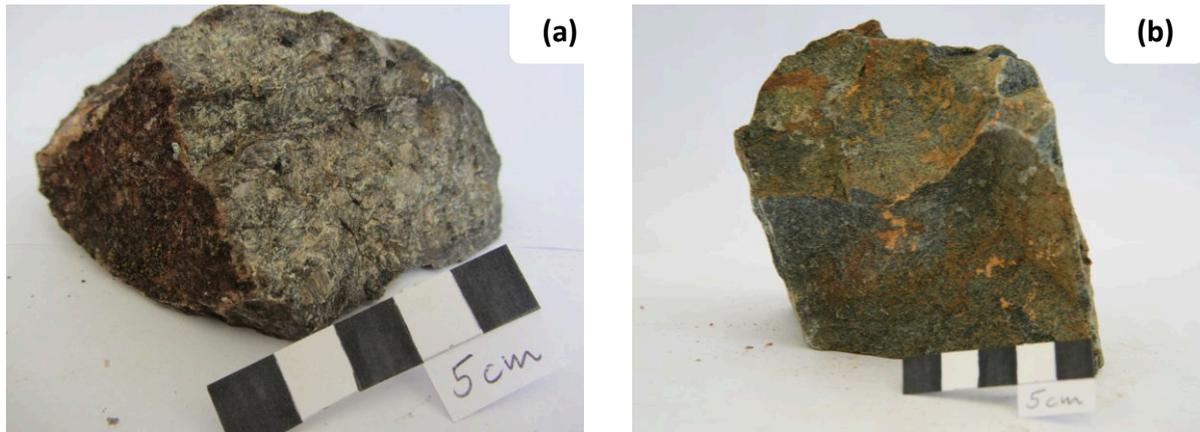


Abb.9: Handstücke ausgewählter Pyroxenit-Proben **a)** U79 **b)** U151.

Weitere Lithologien in der Ultramafitmasse sind meist gang- oder linsenförmig auftretende **Metapyroxenite, Tremolitfels** und **Hornblendite**. Die von KOFLER (2014) als Hornblendit bezeichnete Gesteinsprobe U54 zeigt im Handstück deutliche Schieferung (Abb.10c). Daneben treten Gesteine mit erkennbaren stark reflektierenden Mineralen an frischen Bruchflächen auf (z.B. U143 und U156, Abb.10a bzw. Abb.10b) die sich deutlich von Dunit oder Serpentinitt unterscheiden. Diese Minerale entsprechen überwiegend Amphibol (Kapitel 8.6 bzw. Kapitel 8.4). Eine optische Differenzierung zu den Pyroxengesteinen – besonders gegenüber den klinopyroxenreichen Gesteinen – ist im Handstück nicht immer zweifelsfrei möglich. Eine genaue Unterteilung kann nur unter dem Mikroskop erfolgen. Gemein ist diesen Gesteinen die hohe Härte und Festigkeit gegenüber den zumeist umgebenden Serpentinitten.

Ein auffallend Smaragdgrün gefärbtes Gestein stellt die Probe U120 (Abb.10d) dar, die nach petrographischen Untersuchungen (Kapitel 8.5) vollständig aus Amphibol aufgebaut ist. Die markante Farbe verleiht diesem Gestein die Bezeichnung Smaragdit.



Abb.10: Handstücke verschiedener gangartig auftretender Gesteine **a)** U143 (Metapyroxenit) **b)** U156 (Tremolitfels).

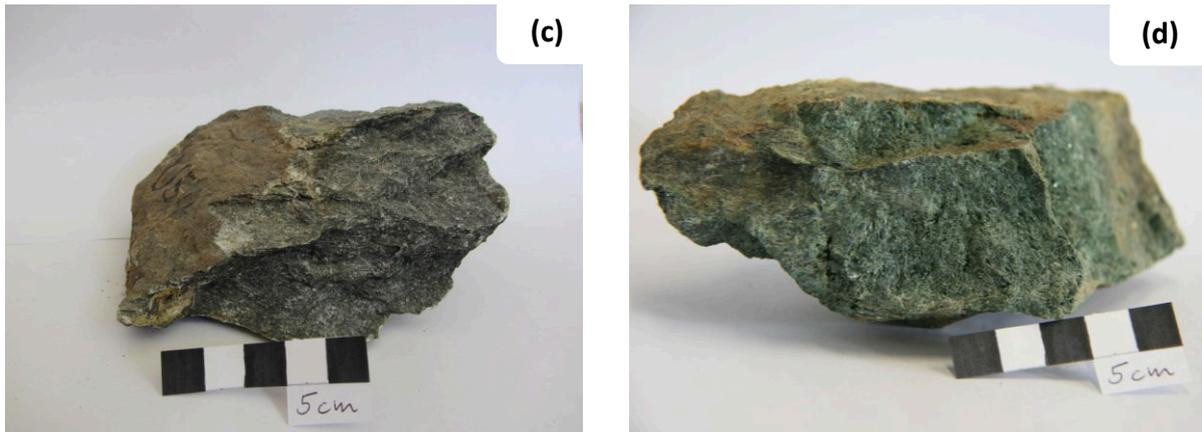


Abb.10 (Forts.): Handstücke verschiedener gangartig auftretender Gesteine **c)** U54 (Hornblendit) **d)** U120 (Smaragdit).

Der **Zoisit-Amphibolit** (Metagabbro) zählt nicht zwingend zur Ultramafitmasse, doch wurde er ausschließlich innerhalb dieses Komplexes angetroffen, wodurch er hier auch dieser Formation zugeordnet wird. Das Gestein ist generell dunkel mit markanten großen weißen Kristallen, die Feldspat vermuten ließen (Abb.11a). Petrographische Untersuchungen ergaben Zoisit für diese helle Mineralphase (Kapitel 8.9). Die Kristallgröße dieser Minerale reicht bis etwa 3 mm. Die dunklen Bereiche im Handstück zeigen Spaltflächen von Amphibolen. Das Gestein ist kompakt und hart und damit schwer mit dem Hammer zu zerschlagen. An diesem Merkmal ist es auch im Gelände deutlich erkennbar. Gegenüber den anderen massig harten Lithologien (Pyroxenit, Metapyroxenit, u.a.) dienen die weißen Kristalle als deutlichstes Unterscheidungsmerkmal.

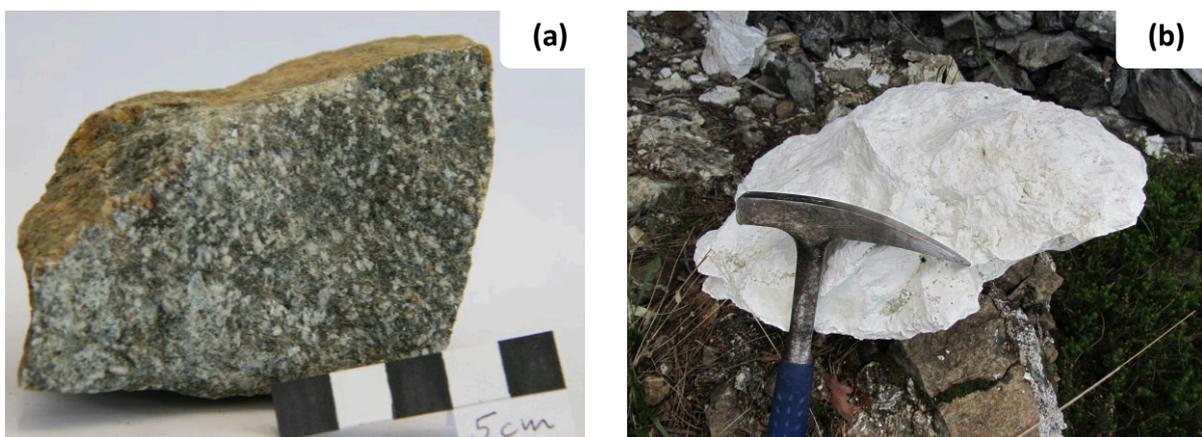


Abb.11: Handstücke weiterer Proben **a)** U139 (Zoisit-Amphibolit) **b)** ein Gelmagnesit Bruchstück aus dem Sommergraben.

Weite Bereiche im Kartiergebiet werden von nennenswerten Mengen an **Magnesit** in Form von Magnesitbrekzien (Störungsbrekzien) oder Magnesitadern begleitet. Die feinkörnige, massige Struktur sowie das vollständige Fehlen von Kristallflächen deuten auf kryptokristallinen Magnesit (Gelmagnesit) hin, der hier an seiner Typuslokalität vorliegt. Charakteristisch sind die bereits

erwähnte amorphe Erscheinungsform, die massige Ausbildung sowie die helle Farbe (Abb.11b, oben). Quantitativ überwiegt der an Störungen (Magnesitbrekzien) gebundene Magnesitanteil gegenüber den Magnesitadern, die meist nur wenige Zentimeter Mächtigkeit aufweisen. Jene der Magnesitbrekzien kann bis zu zwei Meter betragen (Abb.16) und ist an die tektonischen Strukturen im Arbeitsgebiet gebunden (Kapitel 7.5). Die Brekzien bestehen aus einer weißen „Grundmasse“ (Magnesit) in der zerbrochene (kantige) Gesteinsbruchstücke des umgebenden ultramafischen Gesteins in unterschiedlicher Größe (Zentimeter bis Dezimetergröße) eingebettet sind.

6.2 Nebengestein

Sowohl im Süden als auch im Norden grenzt der Ultramafitkomplex an Gesteine, die keiner ultramafischen Zusammensetzung entsprechen und sich somit grundsätzlich unterscheiden.

Zum einen treten **Gneise** mit überwiegend gräulichem Farbeindruck und einer weißen, teilweise verfalteten Bänderung auf (Bändergneise). Diese Bänderung wird durch felsische Mineralphasen wie Quarz oder Feldspat gebildet, die sich im Zuge von metamorphen Prozessen lagenförmig anreichern. Diese Minerale sind im Gestein auch als Porphyroblasten erkennbar. An manchen Schieferungsflächen ist ein hoher Anteil an Dunkelglimmer feststellbar. Einem weniger verfalteten ansonsten jedoch recht ähnlichen Gestein entspricht der in Abb.12a abgebildete Gneis.

Eine markante lithologische Erscheinung stellt der **Augengneis** dar (Abb.12b), der an den hellen, bis 1 cm großen Augen erkennbar ist. Bei diesen Aggregaten handelt es sich um Feldspatkristalle, die durch ihre linsenförmigen Blasten dem Gestein seinen Namen geben. Außerdem sind keine weiteren Mineralkomponenten im Handstück makroskopisch identifizierbar.

Als weiteres metamorphes Gestein tritt **Glimmerschiefer** auf, der typisch an einer ausgeprägten Foliation erkennbar ist (Abb.12c). Der Farbeindruck ist dunkel grau bis hell grau. Bereichsweise sind bis zu mehrere Zentimeter große Quarzlinsen eingelagert. Nachdem Hell- wie auch Dunkelglimmer anwesend ist und teilweise auch Granat erkennbar ist, kann das Gestein als Granat-Glimmerschiefer charakterisiert werden.

Weiters wird Granat führender **Amphibolschiefer** als Nebengestein ausgeschieden. Dieser weist grundsätzlich ein dunkles Erscheinen mit deutlich erkennbarer Foliation auf (Abb.12d). Parallel zu dieser wird das Gestein von dünnen, hellen Bändern aus Quarz durchzogen. In den dunklen Bereichen sind kleine, schwarze Amphibolkristalle (<1 mm) erkennbar. Im Gesteinsgefüge verteilt erscheinen makroskopisch erkennbar schwach rötliche Granatkristalle, deren Kristallgröße über jener

der Amphibole liegt. Beim Zerschlagen mit dem Hammer weist das Gestein die Foliationsfläche als eine dominierende Bruchfläche aus.

Untergeordnet ist **Quarzit** vorhanden, der als weißes, hartes Gestein vorliegt und leicht von den übrigen Gesteinen unterschieden werden kann (Abb.12e). Kristalle sind im Handstück des massigen Gesteins nicht zu erkennen, jedoch ein metamorphes Gefüge. Somit erscheint dieses Gestein als auffallend helle Masse, die mit dem Hammer nur mühsam zerschlagen werden kann.

Der lediglich an einer Stelle angetroffene **Marmor** weist eine weiße bis schmutzig gelbe Färbung und gut ausgebildete mehrere Millimeter große Kristallflächen auf (Abb.12f). Er tritt eingelagert in den Gneisen auf und besitzt im Arbeitsgebiet keine Bedeutung. Das Gestein zeigt eine deutliche Reaktion mit 3%iger Salzsäure (HCl).

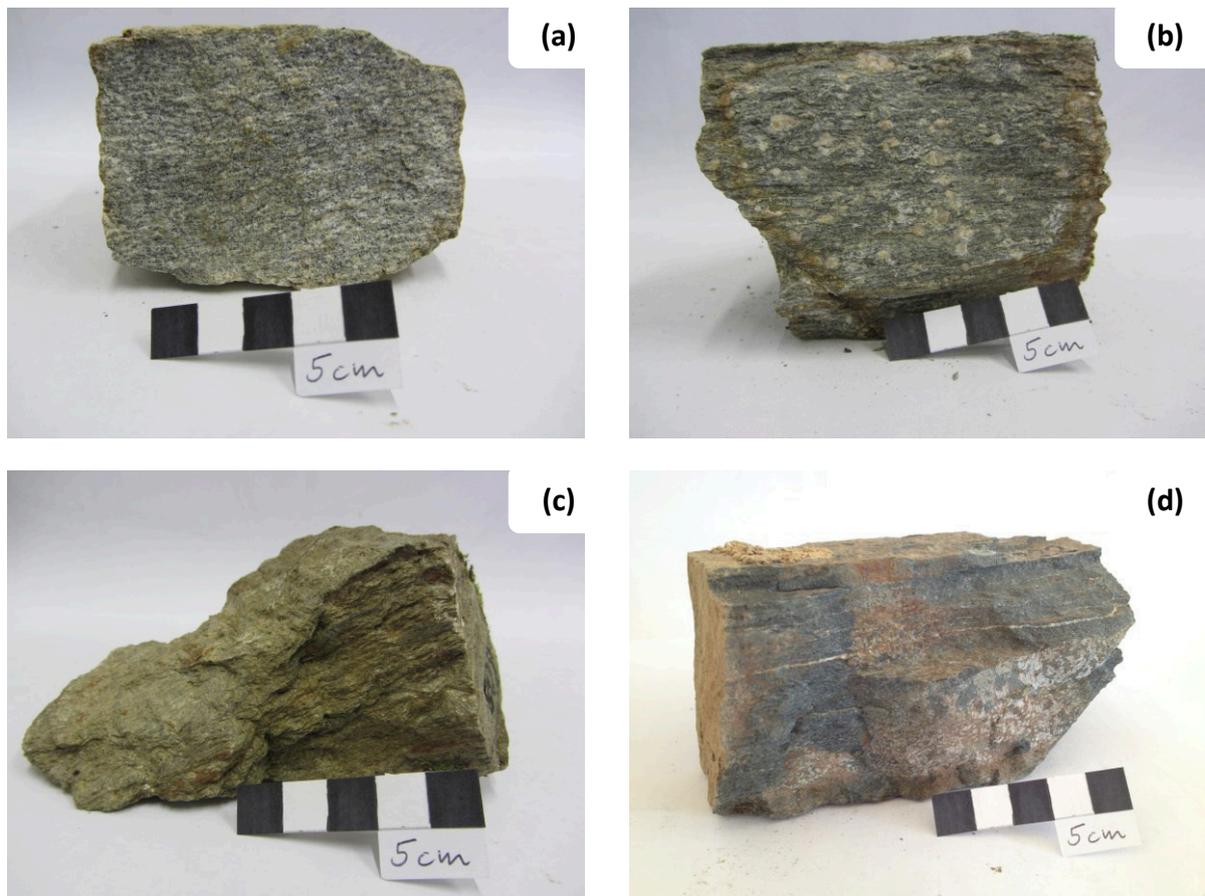


Abb.12: Handstücke der Nebengesteine **a)** G13 (Gneis) **b)** A03 (Augengneis) **c)** G08 (Glimmerschiefer) **d)** P22 (Amphibolschiefer).

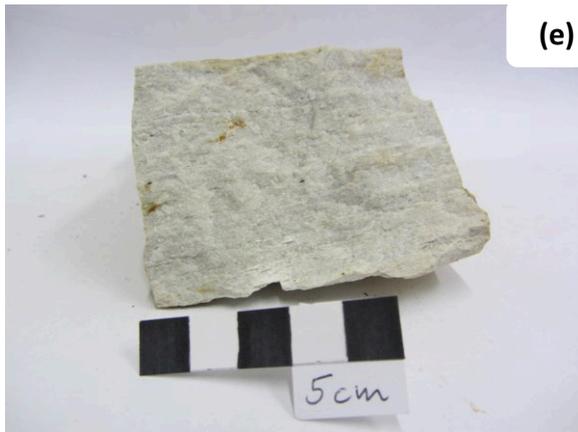


Abb.12 (Forts.): Handstücke der Nebengesteine **e)** G11 (Quarzit) **f)** Marmor.

6.3 Neogen

Die bereichsweise den Gesteinen auflagernden Sedimentkörper bestehen aus schluffigem Sand mit faust- bis kindskopfgroßen Gesteinskomponenten. Diese erscheinen gerundet und sind lithologisch durchwegs kristalline Gneis- oder Amphibolitgerölle. Der farbliche Gesamteindruck ist braun bis graubraun. In der feinkörnigen Sandfraktion sind Glimmerblättchen erkennbar.

An manchen Stellen, ausschließlich in den basalen Bereichen der sedimentären Ablagerungen, treten rot gefärbte Sedimente mit dunkelroten bis braunen Konkretionen auf. Diese Konkretionen können als Bohnerze angesehen werden und erreichen bis zu Erbsengröße. Das Material lässt sich mit dem Hammer leicht zerklopfen und zeigt in größeren Massen erdigen Bruch.

7 Beschreibung des Kartiergebietes

Folgend wird das kartierte Gebiet im Detail betrachtet. Insbesondere wird auf den Verwitterungs- und Serpentinisierungsgrad der Gesteine hingewiesen. Ebenso werden Bereiche ehemaliger bergbaulicher Aktivitäten inklusive Tagebaue, Stollen und Halden ausgeschieden. Weiters erfolgt eine strukturgeologische Auswertung des Gebietes, um dominierende Orientierungen von tektonischen Störungen und Kluftsystemen sowie Homogenbereiche zu eruieren. Auf die räumliche Lage angetroffener Chromitbänder wird hingewiesen.

Sämtliche aufgenommenen Gefügedaten sind im Anhang A tabellarisch angefügt. Die Punktkoordinaten aller Probenpunkte sowie weiterer wichtiger Punkte im Gelände sind den beiden Tabellen in Anhang B (Tab.B1 bzw. Tab.B2) zu entnehmen. Eine Liste aller vorhandenen Stollen und Schurfstellen mit ergänzenden Informationen und Zustandsbeschreibungen finden sich in Anhang C. Eine Geologische Übersichtskarte sowie verschiedene Schwerpunktkarten sind im Anhang E enthalten.

Durch den N-S verlaufenden Lichtensteinerberg wird das Kartiergebiet in einen westlichen und einen östlichen Teil unterteilt. In diesem Kapitel erfolgt zunächst eine genaue Beschreibung der beiden Teilgebiete sowie des Lichtensteinerberges und am Ende dieses Kapitels eine zusammenfassende Gesamtbetrachtung. Eine detaillierte petrographische Beschreibung der im Folgenden erwähnten Proben wurde, sofern nicht anders angegeben, von KOFLEK (2014) durchgeführt.

7.1 Teilgebiet West

Das Gebiet westlich des Lichtensteinerberges umfasst den Chromwerk-, Sommer- und Wintergraben, den Mitterberg zwischen Sommer- und Wintergraben, den O-W streichenden Höhenzug oberhalb des Preggrabens bis zum Ghf. Ebner sowie das Gebiet um das Gehöft Neuwegger und der Hube Mader im Norden.

7.1.1 Geologischer Aufbau

Aus Gründen der Übersichtlichkeit erfolgt für die Betrachtung des geologischen Aufbaus eine Unterteilung in drei Bereiche.

Nordgrenze im Teilgebiet West

Im Chromwerkgraben etwa 350 m vor der Aufgabelung in den Sommer- und Wintergraben ist die Grenze des Ultramafitkomplexes und dem Umgebungsgestein im Norden in Form einer Geländestufe im Bachbett aufgeschlossen. Das Nebengestein liegt in diesem Bereich hauptsächlich als gräulicher Gneis mit großteils deutlicher Bänderung (Gneis, Kapitel 6.2) vor. Der Lithologiewechsel ist auch an

Hand der Vegetation deutlich erkennbar, indem Fichten und Heidelbeersträucher über den Gneisen durch Föhren und Erikasträucher auf ultrabasischem Untergrund verdrängt werden. Im Grenzbereich liegt auf Seiten des Ultramafites Serpentin in stark geschieferter Form mit blass-grünlicher Eigenfarbe und kleinen eingeregelt, makroskopisch erkennbaren Magnetitkristallen vor (Typus Probe U03). Diese Serpentinvariation ist im Teilgebiet West über den gesamten nördlichen Grenzbereich verfolgbar und weist eine Mächtigkeit zwischen 50 und 150 m auf. Direkt entlang dieser Kontaktzone tritt stellenweise zwischen dem Serpentin und dem Gneis ein Augengneis auf, der zumeist geringe Mächtigkeiten bis maximal 30 m aufweist. Eine Ausnahme ist der Bereich um die Hube Mader am Lichtensteinerberg, wo der Augengneis kleinräumig knapp 60 m Mächtigkeit erreicht. An der westlichen Hangseite des Chromwerkgrabens ist innerhalb des Umgebungsgesteins an wenigen Stellen ein biotitreicher Glimmerschiefer innerhalb des Gneises aufgeschlossen. An einer Stelle (Koordinaten siehe Tabelle Tab.B2 in Anhang B) tritt ein 10 cm dickes Marmorband auf, das mittelsteil und mit südöstlichem Einfallen dem Gneis diskordant aufliegt.

Sommergraben

Etwa einen Kilometer südlich von Chromwerk gabelt sich der Chromwerkgraben in den Sommergraben nach Osten und den Wintergraben Richtung Süden auf. Morphologisch weist der Sommergraben im ersten Abschnitt die steilsten und unwegsamsten Hangflanken des westlichen Arbeitsgebietes auf. Dieser Bereich ist durch keinerlei Wege oder Forststraßen erschlossen.

Insbesondere im vorderen (nördlichen) Abschnitt des Sommergrabens dominiert lithologisch Dunit vom Typ A01, U08 oder U40, der bereichsweise immer wieder geringe Mengen an makroskopisch erkennbaren Pyroxenkristallen (Typus Probe U125, Kapitel 8.3.1) enthält. Der Dunit ist unterschiedlich stark, weitgehend jedoch schwach bis sehr schwach serpentinisiert. An manchen Stellen ist Talk bzw. Chrysotil als Kluftfüllung und Kluftflächenbelag erkennbar. Zahlreiche an Störungen gebundene Magnesitbrekzien durchziehen insbesondere die nördliche Hangflanke des Sommergrabens, in der ein erheblicher Anteil der angetroffenen Stollen situiert ist. Im Nahbereich zu manchen Stollen sind flözartige Chromitanreicherungen erkennbar (Abb.17), deren Streichrichtung in etwa dem Grabenverlauf entspricht (Kapitel 7.1.2).

Unmittelbar bei der Gabelung von Sommer- und Wintergraben zeigt sich an beiden Talseiten des Sommergrabens Bronzilit vom Typus der Probe U79, wo hingegen auf selber Höhe im Bachbett Dunit bzw. Olivin-Serpentin (Typus Probe U72) festgestellt wird. Im Bereich des Holzhauses (im Nahbereich der Stollen S42 bis S45) am Beginn des Sommergrabens ist an zwei Stellen auf Talniveau Hornblendit (Typus Probe U54 bzw. U41) aufgeschlossen. Weiters weist der Graben neben den erwähnten Magnesitbrekzien an manchen Stellen Bronzilitgänge (Typus Probe U24) auf, die nur teilweise grabenparallel verlaufen. Einige dieser Gänge sind nur wenige Zentimeter breit, was eine

Darstellung in der geologischen Karte auf Grund des gewählten Maßstabes nicht erlaubt. Diese Zusammenstellung reicht etwa bis auf Höhe der Jhth. Fellhube (ca. 1,5 km nach der Aufzweigung Sommer- und Wintergraben).

Im hinteren Bereich des Sommergrabens (ab Jhth. Fellhube, Richtung SO) ist eine deutliche Verflachung der Geländemorphologie feststellbar, was sich auch in Form einer Verschlechterung der Aufschlusssituation bemerkbar macht. In diesem Bereich weist der Dunit eine stärkere Serpentinisierung sowie tendenziell einen höheren Verwitterungsgrad auf. Bei den stark serpentinisierten Duniten ist makroskopisch nur ein grün-schwarzes, massiges Gesteinsgefüge erkennbar. Eine spezielle Serpentinvariation (Typus Probe U32) findet sich an der neuen Forststraße unterhalb (westlich bzw. südlich) der Jhth. Fellhube bzw. im darunterliegenden Hangbereich bis zum Talniveau des Sommergrabens. Dieser Serpentin weist eine auffällig braune Färbung auf und besitzt ein deutlich erkennbares körniges Gefüge. Die Aufschlüsse sind von zahlreichen kleinen bis wenige Zentimeter dicken Magnesitadern durchzogen (Abb.13), die im Wesentlichen in den regionalen Störungsrichtungen orientiert sind. Ein ähnliches Gestein findet sich im hinteren Bereich des Wintergrabens bei Seitenentnahme 08 sowie im Tanzmeistergraben südwestlich von Seitenentnahme 10.

In Bereichen, in denen eine deutliche Verwitterungseinwirkung festzustellen ist, erscheint das Gestein auffallend hell, brüchig und mitunter deutlich leichter als das weniger stark verwitterte Material. Stark verwitterte Bereiche sind entlang der Forststraße unterhalb der Fellhube, im Bereich des Forstweges oberhalb (südlich) des Probenpunktes U49 sowie auf der von der Vierfachkreuzung im Sommergraben auf etwa 860 m Seehöhe ausgehenden, nach W führenden Forststraße. Letzterer Bereich fällt besonders durch die markante hellbraune Farbe und das geringe spezifische Gewicht des vorliegenden Gesteins auf (Typus Probe U155, Kapitel 8.1.4). Generell wird festgestellt, dass südliche und höher gelegene Gebiete mit einem stärkeren Verwitterungsgrad des dunitischen Gesteins einhergehen.

Nördlich des Ghf. Ebner, im Grenzbereich des Ultramafites zum Neogen tritt in Form von Lesesteinen der stark geschieferte, blass-grünliche Serpentin vom Typ U03 gehäuft auf. Dies ist die einzige Stelle außerhalb des nördlichen Grenzbereichs im Teilgebiet West, an der dieses Gestein im Kartiergebiet in dieser Form angetroffen wurde.



Abb.13: Probenentnahmepunkt der Probe U32. Rotbraun gefärbte, von Magnesitadern durchzogene Serpentinvarietät. Details siehe Text.



Abb.14: Ein kompaktes, dunitisches Gestein mit charakteristischer brauner Verwitterungskruste. Das Handstück entspricht Probe U15.

Der nordöstliche Abschnitt vom Teilgebiet West, zwischen Sommergraben und dem Lichtensteinerberg, ist durch eine gemäßigte Morphologie geprägt, die nicht diese hohe Aufschlussdichte aufweist, wie sie im Sommergraben vorliegt. Der recht flache Höhenrücken zwischen Windberg und Jhtt. Fellhube weist weitgehend serpentinisierte Dunite auf, die besonders in Richtung Windberg stark verwittert auftreten, wie auch in Seitenentnahme 02 zu beobachten ist. Weiter westlich treten serpentinisierte Dunite knollenartig in zerlegtem Gesteinsverband bzw. Bodenhorizont auf und zeigen äußerlich Verwitterungserscheinungen in Form von braunen Krusten (Abb.14), die für diese Gesteine typisch sind. Der nördlich exponierte Hangbereich zum Gehöft Neuweiger ist wiederum geprägt von verwittertem Serpentin, der stellenweise von bis zu Dezimeter mächtigen Magnesitadern durchzogen ist.

Mitterberg und Wintergraben

Die Nordseite des Mitterberges, auf der sich auch die beiden großen Tagebaubereiche Ost und West befinden, ist lithologisch von Dunit und Serpentin dominiert. Eine auffällige Dunitvarietät in diesem Gebiet ist vom Typus der Probe U62 (Abb.6b), deren Masse eine moderat grünliche bis gelbe Farbe aufweist, aus der sich kleine ca. 2 mm große Chromit Körner hervorheben. Östlich von Tagebau Ost fällt ein verstärktes Auftreten von Bronzinit (Typus Probe U79) auf. In den Abbaubereichen sind markante Magnesitbrekzien mit bevorzugter Orientierung (Kapitel 7.1.2) zu beobachten.

Südlich des Mitterberges und insbesondere der Bereich östlich der Abzweigung Sommer-/Wintergraben ist geprägt von Bronzinit (U79), der teilweise großflächig auftritt und zum Teil in Form schmaler Linsen oder Adern mit wenigen Zentimetern Breite. Das Nebengestein ist meist Harzburgit vom Typus U60 oder U80. Charakteristisch für dieses Gestein ist der dunkle Farbeindruck an frischen Bruchflächen (Probe U80, Abb.8a), wohingegen die äußere braune Verwitterungskruste jener der

Dunite ähnlich ist. Weite Bereiche dieser Hangflanke, insbesondere unterhalb des höchsten Punktes am Mitterberg, werden dem Dunit vom Typus U08 (Abb.105b) zugeordnet. Auch diese südliche Seite des Mitterberges wird von zahlreichen Magnesitadern und Magnesitbrekzien durchzogen, an die wiederum die zahlreichen Stollen in diesem Bereich gebunden sind (Abb.16). Im unteren Hangbereich und im Talniveau des Wintergrabens ist eine weitere Gesteinsvarietät vom Typus der Probe U72 vorliegend, die bereits im Bereich der Abzweigung Sommer-/Wintergraben im Talniveau angetroffen wurde. Diese Abart charakterisiert sich durch einen dunklen Gesteinseindruck, der durch dunkelgrüne Minerale mit muscheligen Bruch an frischen Bruchflächen unterstützt wird und einen glasigen Klang bei Anschlag mit dem Hammer aufweist. Diese Gesteine weisen mitunter breite Verwitterungsaureolen auf (Abb.15), die durch ihre hellbraune Färbung die disseminiert vorkommenden Chromit Körner leichter erkennen lassen. Die Verwitterungserscheinungen und generell der Verwitterungsgrad nimmt mit Verlauf des Wintergrabens nach Süden hin zu. Die westliche Hangflanke zeigt generell schlechtere Aufschlussverhältnisse, wodurch erst in höheren Bereichen entlang von Forststraßen stellenweise verwitterte Serpentine vom Typus der Probe U70 auftreten. Etwa 200 m westlich von Probenpunkt U70 tritt im kammnahen Bereich eine Felsrippe aus schwach serpentinisierendem Dunit mit makroskopisch erkennbaren Pyroxenen auf.

Der südliche Bereich des Mitterberg-Höhenrückens weist etwa ab Seitenentnahme 09 einen stark zunehmenden Verwitterungsgrad der vorwiegend stark serpentinierten Gesteine auf. Auf selber Höhe treffen im Wintergraben zwei markante Gräben zusammen, in dessen Nahbereich kleinräumig ein Websterit (Probe U73) im Bachbett aufgeschlossen ist.

Südlich davon tritt neben verwittertem Serpentin vermehrt Tremolit-Serpentin vom Typus U75 auf. Diese Gesteine finden sich in besonderer Intensität auch im südlichen Bereich des Teilgebietes Ost (Kapitel 7.2.1). Entlang der bei Seitenentnahme 08 endenden Forststraße, durchstoßen mehrere Tremolitefelses-Gänge vom Typus P21 (Kapitel 8.4) die stark verwitterten und teilweise zerscherten Serpentine (Abb.18). Sowohl im Bereich der Seitenentnahme 08 als auch an der darüber liegenden Forststraße konnte sehr kleinräumig eine flözartige Chromitanreicherung, ähnlich wie in Abb.17 dargestellt, beobachtet werden.

Am Kontakt zum südlichen Nebengestein tritt Amphibolschiefer (Probe P22, Kapitel 8.10.2) und Quarzit auf. Letzteres wird wegen der geringen Ausdehnung in der Karte nicht dargestellt. Das kartierte Nebengestein besteht zum überwiegenden Teil aus Glimmerschiefer.



Abb.15: Handstück eines Serpentinit, makroskopisch ähnlich der untersuchten Probe U72. Deutlich erkennbare zonierte Verwitterungseinwirkung. Diese Probe stammt aus dem Wintergraben.



Abb.16: Mächtige Magnesitbreckie am Eingang zum Stollen TE01-S02 im Tagebau Ost am Mitterberg.



Abb.17: Flözzartige Chromitanreicherung mit mehreren Zentimetern Mächtigkeit. Die Aufnahme stammt aus dem Eingangsbereich von Stollen S24 (Aufnahmedatum 26.06.2014), der am 19.07.2014 mit schwerem Gerät verschlossen wurde.

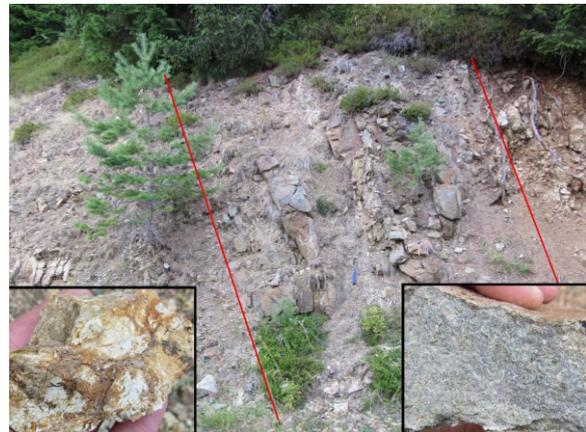


Abb.18: Der mit roten Linien begrenzte Bereich entspricht einem Tremolitfels-Gang. Das Nebengestein, stark verwitterter Serpentinit, ist im kleinen Bild (links) dargestellt. Das Ganggestein (kleines Bild rechts) entspricht dem Handstück P21. Die Aufnahme stammt von der Entnahmestelle der Probe P21.

Im hintersten Teil des Wintergrabens sowie am Übergang zum Sommergraben und im Quellgebiet des Sommergrabens liegen mehrere kleine Inseln aus geringmächtigen, neogenen Sedimenten vor. An deren Basis konnten zumindest an einer Stelle rotbraune, schluffig, sandige Sedimente mit oolithischen Konkretionen beobachtet werden.

7.1.2 Tektonik

Dieses Kapitel umfasst eine separate Betrachtung der Störungen und Kluftsysteme für das Teilgebiet West. Eine Analyse der Schieferungsflächen beschränkt sich auf die nördlichen bzw. südlichen Grenzbereiche vom Ultramafit zu den kristallinen Nebengesteinen. Sofern Daten vorhanden sind, ist eine Auswertung der magmatischen Schichtung an Hand der Chromitflöze enthalten.

Nordgrenze im Teilgebiet West

Die in Abb.19 dargestellten Gefügewerte der Schieferungsflächen entstammen sowohl dem Kristallin als auch den geschieferten Serpentinittgesteinen (Kapitel 7.1.1) im nördlichen Grenzbereich des Ultramafitkomplexes.

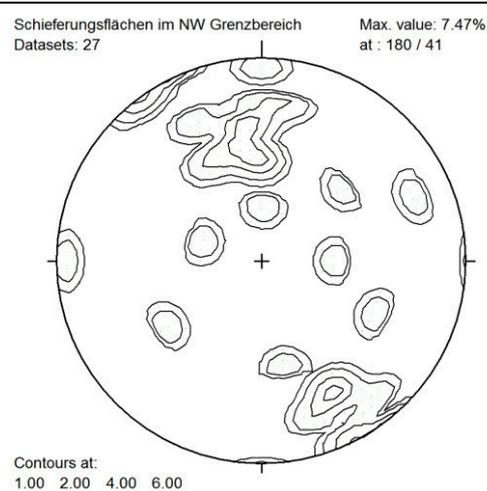


Abb.19: Polpunkteverteilung der Schieferungsflächen im nördlichen Bereich des Teilgebiets West, im Grenzbereich Ultramafit zu Gneis. Genauere Erläuterung im Text.

Die Schieferungsflächen orientieren sich im Wesentlichen in NO-SW-Streichen mit variierendem, zumeist mittelsteilem bis steilem Einfallen in NW bzw. SO Richtung (Abb.19). Diese Orientierung korreliert weitgehend mit dem kartierten Grenzverlauf zwischen dem Ultramafitblock und den Gneisen in diesem Gebiet. Die davon abweichenden Gefügewerte (Polpunkte in Abb.19) deuten auf eine leichte Verfaltungen der Gesteine hin, die teilweise in Verbindung mit den Störungen im Chromwerkgraben auftreten.

Sommergraben

Der Sommergraben verläuft im ersten Abschnitt subparallel zum Grenzverlauf Ultramafit zu Kristallin. Hier sind im Wesentlichen zwei dominierende Störungsrichtungen ausgeprägt (Abb.20), die parallel zum Grabenstreichen verlaufen und damit darauf hinweisen, dass auch der Sommergraben an das Störungssystem gebunden ist. Daraus ergibt sich weiter, dass diese Störungsorientierung etwa parallel zur Schieferung verläuft.

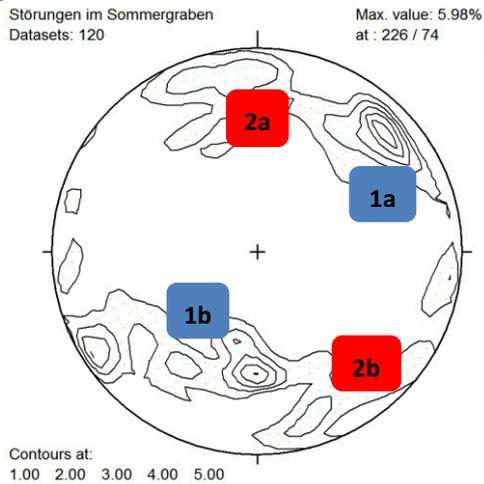


Abb.20: Polpunktverteilung der Störungen im Sommergraben. Die Markierungen kennzeichnen die Störungsrichtungen 1 (blaue Markierung 1a und 1b) und 2 (rote Markierung 2a und 2b). Genauere Erläuterung im Text.

Dezimetern Mächtigkeit gefüllt. Dabei handelt es sich um kantige Serpentinbrocken, die im Zuge tektonischer Beanspruchung zerbrochen und durch Magnesit zementiert wurden. Dabei schwankt die Größe der Serpentin Komponenten zwischen wenigen Zentimetern bis zu Kindskopfgröße.

Eine Betrachtung der Klufflächen im Sommergraben zeigt eine breite Streuung dieser Gefügewerte, doch können unter Berücksichtigung einer ausreichenden Anzahl an Messwerten drei Kluftscharen identifiziert werden (Abb.21).

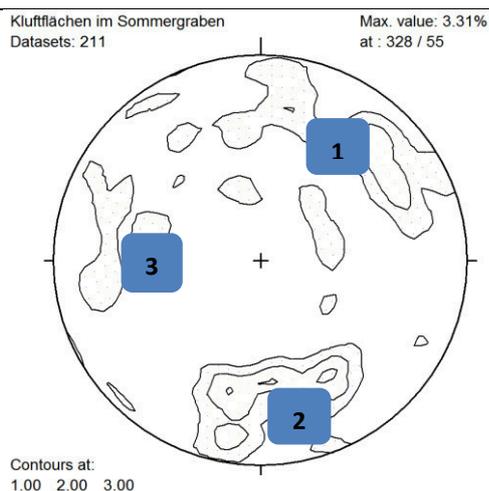


Abb.21: Polpunktverteilung der Klufflächen im Sommergraben. Die Zahlen bezeichnen die einzelnen Kluftscharen. Genauere Erläuterung im Text.

meisten Klufflächen weisen mittelsteiles bis steiles Einfallen auf.

Die erste Störungsrichtung streicht in NW-SO Richtung und fällt durchwegs recht steil nach SW ein (Nr.1a in Abb.20). Etwas weniger prägnant ist die konjugierte Störung mit steilem nordöstlichem Einfallen ausgebildet (Nr.1b in Abb.20). Die zweite markante Störungsschar streicht etwa W-O und variiert zwischen steilem südlichem (Nr.2a in Abb.20) und mittelsteilem nördlichem Einfallen (Nr.2b in Abb.20), wobei erstere schwächer ausgeprägt ist.

Häufig sind diese Störungen mit Magnesitbrekzien bis zu einem Meter, im Durchschnitt jedoch mit einigen Zentimetern bis

Die erste Kluftchar (Nr.1 in Abb.21) streicht in NW-SO Richtung, fällt in südwestlicher Richtung ein und verläuft damit parallel zur Störung Nr.1a aus Abb.20. Die zweite Kluftchar (Nr.2 in Abb.21) verläuft in W-O Orientierung, weist weitgehend mittelsteiles nördliches Einfallen auf und ist parallel zur Störung Nr.2b aus Abb.20. Die dritte Kluftchar (Nr.3 in Abb.21) streicht N-S und fällt mittelsteil bis steil nach O ein.

Gemeinsam bilden die drei beschriebenen Kluftscharen ein Kluftsystem deren Flächen mit 90° bis 120° aufeinander orientiert sind. Die

An insgesamt sieben Stellen (Lage in Karte E3 in Anhang E) ist eine flözartige Chromitanreicherung zu beobachten. An manchen dieser Positionen deuten auch Stollenbauwerke auf ehemalige Abbautätigkeit entlang dieser Flöze hin, wie etwa bei den Abbauen S23, S24, S25, S26, S38, S39 und vermutlich bei S27 und S35 (Tabelle in Anhang C und Karte E3 in Anhang E).

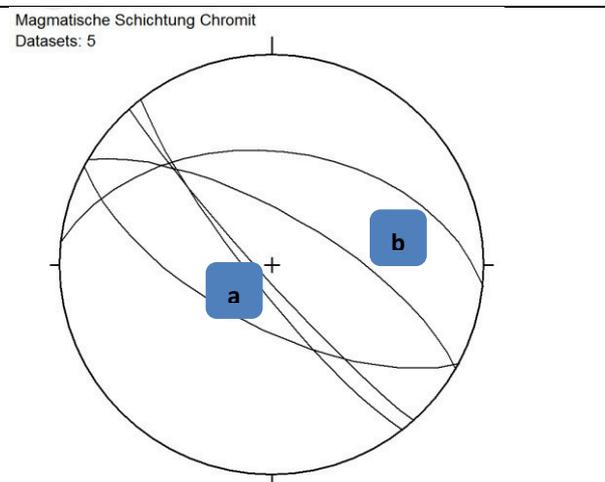


Abb.22: Großkreisdarstellung der magmatischen Schichtung der Chromitflöze im Sommergraben. Genauere Erläuterung im Text.

Die in Abb.22 dargestellten Werte zeigen an, dass die Chromitbänder im Sommergraben NW-SO als dominierende Streichrichtung aufweisen, wobei das Einfallen zwischen SW bis NO variiert. Die Werte mit steilem südwestlichem Einfallen (Großkreise „a“ in Abb.22) wurden im Steilhang unterhalb des Windberges aufgenommen (Cr-Indikation in Karte E3 im Anhang E). Die beiden in Abb.22 als „b“ gekennzeichneten Großkreise können Gefügewerten an den Abbaustellen S23 bzw. S26a zugeordnet werden und sind somit nahe dem Talniveau im Sommergraben situiert.

An beiden Positionen verläuft das Chromitband parallel zu einer Störung (vgl. Abb.20) bzw. Kluftchar (vgl. Abb.21).

Mitterberg

Die Störungen im Bereich Mitterberg zeigen zwei wesentliche Orientierungen, die hauptsächlich in den Tagebaubereichen aufgenommen wurden (Abb.23).

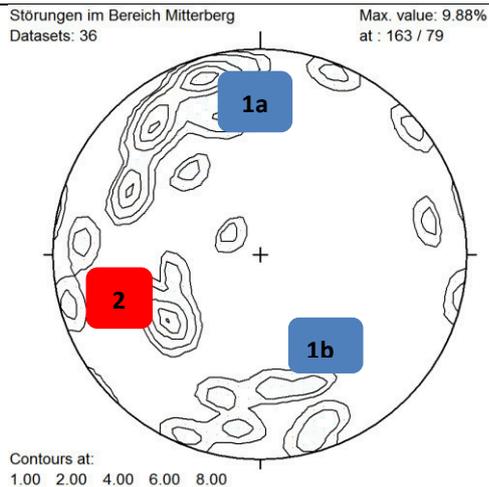


Abb.23: Polpunktverteilung der Störungen im Bereich Mitterberg. Die Bezeichnungen kennzeichnen zwei wesentliche Orientierungen der Störungen. Genauere Erläuterung im Text.

Die NO-SW streichende Störungsschar zeigt dominierend ein steiles Einfallen nach SO (Nr.1a in Abb.23) und eine schwächer ausgeprägte, mittelsteil bis steil nach N einfallende Störung (Nr.1b in Abb.23). Eine zweite dominierende Schar fällt mittelsteil nach NO ein (Nr.2 in Abb.23). Die Magnesitbrekzien führenden Störungen sind überwiegend an die erste Schar gebunden. Dies ist insbesondere an den Aufschlüssen im Tagebau Ost bzw. Tagebau West zu beobachten.

Damit entspricht die Störungsschar 1a und 1b der Schar 2a bzw. 2b aus der Betrachtung im Sommergraben. Störungsschar 2 in Abb.23 korreliert mit der Streichrichtung von Störungsschar 1 im Sommergraben, jedoch dominiert am Mitterberg die nordöstliche Einfallsrichtung (vgl. Abb.20).

Die Klufflächenanalyse zeigt eine große Inhomogenität, jedoch können mit Hilfe der Polpunktedichteverteilung drei Kluffscharen identifiziert werden (Abb.24).

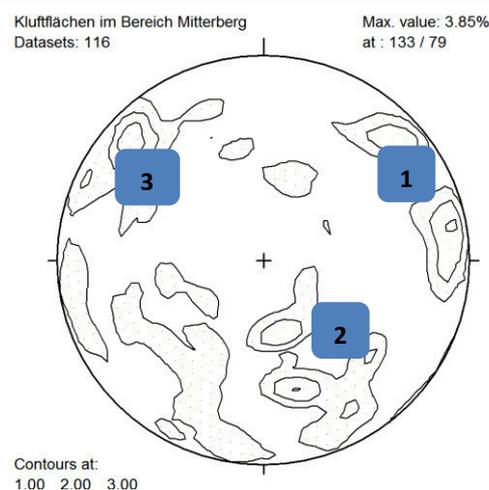


Abb.24: Polpunktedichteverteilung der Klufflächen im Bereich Mitterberg. Die Zahlen bezeichnen die Kluffscharen. Genauere Erläuterung im Text.

Im Wesentlichen entsprechen die Orientierungen der drei Kluffscharen jenen im Sommergraben. Die erste Kluffschar (Nr.1 in Abb.24) weist in N-S bis NW-SO Orientierung zwei dominierende Streichrichtungen auf, mit jeweils steilem Einfallen in westlicher bzw. südwestlicher Richtung. Die zweite Kluffschar (Nr.2 in Abb.24) weist mittelsteiles, nördliches Einfallen auf und die dritte Schar (Nr.3 in Abb.24) NO-SW streichendes, steiles Einfallen nach SO.

Wintergraben

Wie bereits in den Bereichen Sommergraben und Mitterberg, sind auch im Wintergraben zwei Störungssysteme definiert (Abb.25), die ähnlich wie in den genannten Bereichen orientiert sind (vgl. Abb.20 und Abb.23).

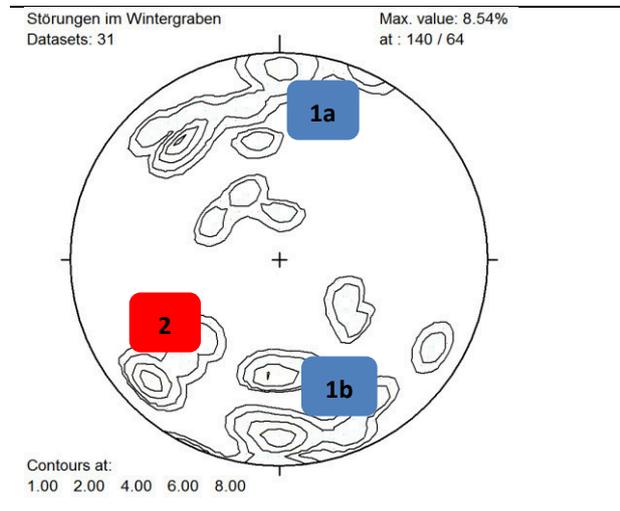


Abb.25: Polpunktverteilung der Störungen im Wintergraben. Die Zahlen kennzeichnen die identifizierten Störungsorientierungen. Genauere Erklärung im Text.

Hier wird eine W-O bis SW-NO streichende Störungsschar mit wechselndem Einfallen in nördlicher bzw. nordwestlicher Richtung (Nr.1a und Nr.1b in Abb.25) sowie eine NW-SO streichende steil nach NO einfallende Schar (Nr.2 in Abb.25) unterschieden. Während die Störungsschar 1 im gesamten Wintergraben zu beobachten ist, wird die Störungsschar 2 lediglich zwischen der Abzweigung Sommergraben und dem Mitterberg angetroffen. In diesem Abschnitt entspricht diese Störungsorientierung auch dem Grabenverlauf

des Wintergrabens.

Die Orientierungen der Kluftscharen (Abb.26) unterscheiden sich im Wintergraben von jenen im Sommergraben bzw. Mitterberg geringfügig. Insbesondere sind sie auf Grund der geringeren Anzahl an Messwerten für den Bereich Wintergraben weniger deutlich ausgeprägt (vgl. Abb.21 und Abb.24).

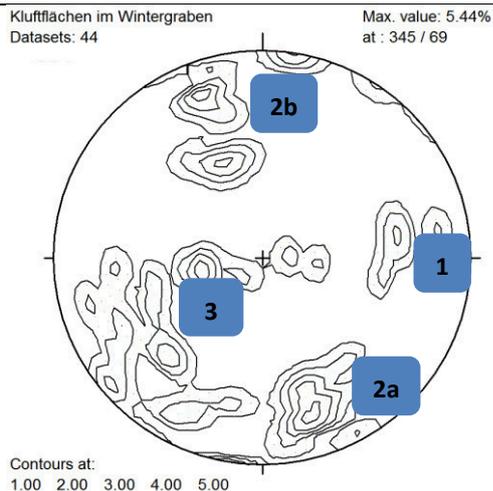


Abb.26: Polpunkteverteilung der Kluftflächen im Wintergraben. Die Zahlen kennzeichnen die Kluftscharen. Genauere Erklärung im Text.

Die N-S streichende erste Kluftschär (Nr.1 in Abb.26) ist mittelsteil einfallend und sehr undeutlich definiert. Die zweite NO-SW streichende Kluftschär (Nr.2a und Nr.2b in Abb.26) ist wechselnd NW und SO einfallend, ohne erkennbare Dominanz. Die dritte Kluftschär (Nr.3 in Abb.26) weist mit NW-SO-Streichen ein deutlich südlicheres Einfallen als im Sommergraben oder im Bereich Mitterberg auf. Zudem streuen die Werte für diese Kluftschär sehr stark (vgl. Abb.21 und Abb.24).

Südlicher Grenzbereich im Teilgebiet West

Ebenso wie im nördlichen Grenzbereich sind auch im südlichen Grenzbereich des Ultramafitkomplexes Schieferungsgefüge erkennbar, die in Abb.27 ausgewertet werden.



Abb.27: Großkreisdarstellung der Schieferungsflächen im südlichen Bereich des Teilgebietes West, im Grenzbereich Ultramafit zu den südlichen Nebengesteinen. Die Daten stammen hauptsächlich aus den Nebengesteinen (Glimmerschiefer, Amphibolschiefer). Genauere Erklärung im Text.

Für dieses Schieferungsgefüge ist eine dominierende NO-SW Streichrichtung mit mittelsteilem nordwestlichem Einfallen vorhanden. Diese Richtung ist ähnlich wie die Schieferung im Norden etwa parallel zum kartierten Grenzverlauf ausgerichtet.

7.1.3 Frühere Bergbauaktivitäten

Sommergraben

Der Bereich Sommergraben ist durch eine intensive historische Bergbautätigkeit gekennzeichnet. Zahlreiche Schurfstellen und Stollenmundlöcher sind noch erkennbar, die zum Teil vollkommen

verbrochen und zum Teil noch sehr gut erhalten und zugänglich sind. Eine Auflistung aller erkundeten Abbaustellen ist in Anhang C angeführt. An den meisten Stellen erfolgte der Abbau auf Magnesit und nur an wenigen auf Chromit. Der Magnesit wurde hauptsächlich als Störungsbrekzie mit unterschiedlicher Mächtigkeit abgebaut. Dementsprechend orientieren sich die Stollenverläufe entlang des Streichens dieser Störungen.

Auf diese Abbaustellen sind auch die zahlreichen Haldenkörper zurückzuführen, die sich besonders auf die Rinnenstrukturen des nördlichen Steilhangs konzentrieren und diese zum Teil auffüllen. Teilweise sind diese Halden noch deutlich sichtbar (Abb.28 und Abb.29), viele sind jedoch von Erikakraut und Moosen überwachsen und nur schwer zu erkennen. Auf Höhe des Windberges stützt direkt neben der Forststraße eine Steinmauer einen großen Haldenkörper (Abb.28). Einer mündlichen Mitteilung eines ansässigen Bauern zufolge, soll an dieser Stelle zu Zeiten der Bergbautätigkeit der Brecher gestanden haben. Auf der gegenüber liegenden, orographisch linken Bachseite befindet sich ebenfalls ein großer Haldenkörper, dessen Material von den Abbaustellen im hinteren Sommergraben stammt (Abb.28).



Abb.28: Halde im Nahbereich zu den Stollen S11, S83 und S21 mit mehreren eingezogenen Bermen zur Stabilisierung des Haldenkörpers. Talseitig (zur Straße) wird er durch eine Steinmauer abgegrenzt. Links hinten ist die große Halde an der orographisch linken Hangseite erkennbar. Blickrichtung Südwest.



Abb.29: Halde bei Stollen S30, weiter hinten im Sommergraben. An ihrem Fuße wurde Material entnommen, wodurch in diesem Bereich die Seitenentnahme 03 verzeichnet ist. Blickrichtung Südost.

Im hintersten Grabenbereich, im Bereich des Quellgebietes des Sommergrabens, befindet sich innerhalb von neogenen Sedimenten ein Stollen, aus dem in der Vergangenheit Toneisenstein gefördert wurde (Rablstollen, S89 in Tabelle in Anhang C). Heute ist nur noch ein morphologischer Einschnitt zu sehen, der die Existenz eines Mundlochs vermuten lässt. Im Nahbereich zu diesem Stollen befindet sich eine Pinge (L14 in Tabelle in Anhang C) mit rötlich gefärbtem Sediment und einigen Toneisensteinstücken.

Mitterberg und Wintergraben

Der Mitterberg (ca. 900 m), als markante Erhebung zwischen Sommer- und Wintergraben, weist an seiner Nordseite zwei relativ große und mehrere kleine Abbaustellen auf, die sich heute als ehemalige Tagbaue darstellen. Die beiden großen Abbaustellen, die als Tagebau Ost bzw. Tagebau West bezeichnet werden, weisen zudem insgesamt vier Stollen auf, die jedoch nur eine Länge von wenigen Metern aufweisen (TO01-S01, TO01-S02, TO01-S03 bzw. TW07-S01 im Anhang C). Bedingt durch die großen Kubaturen dieser Tagebaue sind auch zwei große Haldenkörper auf Seiten des Sommergrabens vorhanden (Abb.30). Die genaue Lage und Details zu diesen Abbaustellen sind in Anhang C bzw. in der Karte E3 im Anhang E verzeichnet.

Etwa 200 Meter östlich von Tagebau Ost befinden sich mehrere Pingen in Falllinie zum Gelände, die bis zum Talniveau im Sommergraben (bei Stollen S46) reichen. Die meisten sind von Gras und Moosen überwachsen, wodurch lediglich die morphologische Vertiefung auf die einstige Schurftätigkeit hinweist. Halden sind in diesem Bereich nicht ersichtlich.

Der südlich exponierte Steilhang des Mitterberges in den Wintergraben weist zahlreiche Schurfstellen und Bergbaue auf. Die meisten dieser Abbaustellen sind bereits verfallen. Es sind ausschließlich Spuren auf Magnesitabbau und keine Anzeichen auf Chromitförderung zu beobachten. Der Großteil der Abbaustellen liegt in diesem Bereich in den höheren Hangbereiche über der 700 m Isohypse (Abb.31).



Abb.30: Großer, teilweise verwachsener Haldenkörper des Tagebau West am Mitterberg. Vom Windberg Blickrichtung Südost.



Abb.31: Mehrere kleine, teilweise überwachsene, Halden an der Südwest-Flanke des Mitterbergs, im Nahbereich der Stollen S52 und S63. Blickrichtung Ost.

7.2 Teilgebiet Ost

Das Teilgebiet Ost umfasst den Tanzmeistergraben vom Grabeneingang bei Gehöft Klausner bis zur Walteralm im Süden sowie den Höhenzug des Nissenberges (1.052 m) bis zum Lobming- bzw.

Grubergraben im Osten. Vom Teilgebiet West ist dieses Gebiet durch den Lichtensteinerberg abgegrenzt.

7.2.1 Geologischer Aufbau

Beim Grabeneingang zum Tanzmeistergraben (bei Gehöft Klausner) ist zunächst noch Gneis anzutreffen. Die Erscheinungsform ist unterschiedlich doch entspricht eine Variante dem Typus der Probe P24 (Kapitel 8.10.3). Nach etwa 500 m, nahe der Abzweigung einer größeren Forststraße, verläuft an der Grenze zum Gneis eine Amphibolitlinse parallel zum Tanzmeistergraben. Auf selber Höhe tritt auf der orographisch linken Hangflanke direkt neben der bergwärts führenden Forststraße eine flachliegende geringmächtige Amphibolitlinse auf, die von mittelmäßig stark verwittertem Serpentin unter- und überlagert wird. Diese verläuft etwa in gleicher Richtung mit dem Seitengraben. Weiters tritt eine Amphibolitlinse in einer Kehre auf 740 m Seehöhe nordwestlich des Sendemastes sowie eine weitere, östlich desselben, im Hangbereich zum Lobminggraben auf. Letztere unterscheidet sich mineralogisch wesentlich von den anderen Amphiboliten, indem sie neben Granat auch Zoisit in nenneswerter Menge enthalten (Probe U139, Kapitel 8.9). Im Nahbereich zum Sendemast befinden sich mehrere Bereiche mit Pyroxeniten, hauptsächlich Bronzinit aber auch Gesteinen vom Typus der Probe U91.

Im nördlichen Abschnitt des Teilgebietes Ost treten steile Grabenflanken zu beiden Seiten des Tanzmeistergrabens auf. Lithologisch dominieren hier schwach bis sehr schwach serpentinierte Dunite vom Typus der Proben U95, U101, U106, U107 oder U110. Charakteristisch für diesen Bereich sind weiters bis zu 3 m mächtige Magnesitbrekzien, die an Störungen gebunden sind. Daneben treten an mehreren Stellen Zentimeter große Talkkristalle als Kluftfüllung oder Kluftflächenbelag auf (Abb.32). Generell nimmt der Verwitterungsgrad der Dunite mit zunehmender Höhe zu. So sind entlang der Forststraße zur Manghube durchwegs verwitterte bis stark verwitterte Dunite und Serpentinite aufgeschlossen, die ein körniges grünliches bis rötlich-bräunliches Gefüge aufweisen. Im Nahbereich zur Seitenentnahme 12 sind diese Gesteine von zahlreichen Magnesitbrekzien durchzogen und zahlreiche Kluftflächen weisen einen weißen Überzug von Magnesit auf. Der hier auftretende Magnesit zeigt stellenweise die für Kraubath typische knollenartige Ausbildung („Blumenkohl“). Auf der gegenüberliegenden Grabenflanke reicht der schwach serpentinierte Dunit des Talniveaus zumindest bis in 900 m Seehöhe. Im Nahbereich der 1.040 m hohen Erhebung nördlich des Nissenberges tritt an der nordwestlichen Seite eine Serpentinvarietät vom Typus der Probe U32 auf (siehe dazu auch Kapitel 7.1.1).



Abb.32: Talkblättchen als Kluftfüllung von serpentinisierendem, dunitischem Gestein. Die Aufnahme stammt aus dem Nahbereich zu Seitenentnahme 12.



Abb.33: Eine zwischen verwittertem, leicht geschiefertem Serpentinit (rechts) eingelagerte Tremolit-Serpentinit-Lage (links). An Hand des Farbunterschiedes und der unterschiedlichen Härte sind beide im Gelände gut zu unterscheiden. Die Aufnahme entstammt dem Probenentnahmepunkt U145.

Ähnliches gilt für den Osthang des Nissenberg-Höhenzuges, auf dem im nördlichen Bereich Dunite mit teilweiser Pyroxenführung dominieren. Die Magnesitvorkommen beschränken sich in diesem Bereich auf die höher gelegenen Forststraßen im Nahbereich zur 1.040 m hohen Erhebung (nördlich Nissenberg).

Weiter südlich treten die Dunite und Magnesite deutlich in den Hintergrund und es treten vorwiegend Serpentinite auf, die von zahlreichen Tremolit-Serpentiniten (Typus U138, U148 und U153, Kapitel 8.2), Tremolitfels (Typus U118, Kapitel 8.4), Metapyroxeniten (Typus U113 und U137, Kapitel 8.6) und vereinzelt Hornblenditen (Typus U120, Kapitel 8.5) und Pyroxeniten (Typus U151, Kapitel 8.7) durchzogen werden. Mögliche Unterscheidungsmerkmale der Gesteine sind in Abb.33 (oben) angedeutet. Die Ausbildung dieser Gesteinseinheiten scheint lagen- bis gangförmig mit annähernder O-W Orientierung, wie es in der geologischen Karte (Anhang E) angedeutet ist. Zwischen den Lithologien Pyroxenit und Metapyroxenit wird in der Karte nicht unterschieden. Ebenso werden Hornblendite und Tremolitfels zusammengefasst. In älterer Literatur (z.B. ANGEL 1964) dürften mit dem Begriff Diallagit die Metapyroxenite und Tremolitfels bezeichnet worden sein. Dieser von Diallag herrührende lithologische Begriff bezieht sich auf eine Reihe von Amphibol- und Pyroxen-Mineralien. Diese Gesteine sind insbesondere in der Kammregion zwischen dem 1.040 m hohen Geländepunkt und dem Nissenberg aufgeschlossen und fallen durch ihre größere Härte gegenüber den vorwiegend verwitterten und serpentinierten Nebengesteinen auf. Die Grenze zu der für den nördlichen Bereich beschriebenen Gesteinskonstellation verläuft etwas südlich der Manghube durch zwei markante, O-W streichende Seitengraben und südlich der 1.040 m hohen Erhebung bis in den Grubergraben. Die für den Nordbereich typischen serpentinierten Dunite sind südlich dieser Grenze lediglich unmittelbar südöstlich vom Nissenberg aufgeschlossen.

An der orographisch linken Seite des Tanzmeistergrabens liegen hauptsächlich verwitterte Serpentine vor, die teilweise ein geschiefertes Gefüge aufweisen. Eine klare Abgrenzung dieser geschieferten Bereiche ist schwierig und konnte in dieser Arbeit nicht eindeutig herausgearbeitet werden. Im südlichsten Bereich des Ultramafits im Tanzmeistergraben tritt an mehreren Stellen Tremolit-Serpentinit auf, der lagenförmig und parallel zum Grenzverlauf Ultramafit zu Nebengestein verläuft.

Entlang der südlichen Grenze zum Kristallin treten mehrere kleine Amphibolitzüge auf, insbesondere im Grenzverlauf zwischen Ghf. Ebner und Tanzmeistergraben. Einer dieser kleinräumigen Vorkommen ist dem oben erwähnten Zoisit-Amphibolit (Metagabbro) zuzuordnen. Das Kristallin liegt hier überwiegend in Form von Glimmerschiefer vor. Auf der gegenüberliegenden, östlichen Grabenseite verläuft die Grenze etwas nördlicher und das Nebengestein weist neben Glimmerschiefer auch Gneis und Granat führenden Amphibolschiefer vom Typ P22 (Kapitel 8.10.2) auf. Direkt an der Grenze ist auf Seiten des Nissenberges stellenweise Quarzit (Typus P17B, Kapitel 8.10.1) eingelagert. Auf Grund der geringen Mächtigkeit sind diese Zonen in der Geologischen Karte nicht separat ausgeschieden.

7.2.2 Tektonik

In diesem Unterkapitel erfolgt eine strukturgeologische Betrachtung der Schieferungsgefüge, insbesondere an der Nord- und Südgrenze des Ultramafitkomplexes im Teilgebiet Ost. Weiters wurden Störungs- und Kluftscharen aufgenommen.

Die Schieferungsgefüge sind lediglich in den nördlichen bzw. südlichen Grenzbereichen erkennbar. In einer Gesamtbetrachtung der Schieferungsflächen für das Teilgebiet Ost wird ersichtlich, dass die Messwerte aus der nördlichen Grenzregion mit jenen aus dem südlichen Grenzbereich des Ultramafitkomplexes im Wesentlichen übereinstimmen (Abb.34).

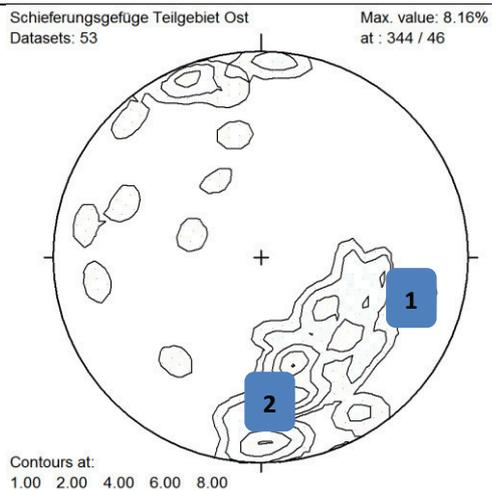


Abb.34: Polpunkteverteilung der Schieferungsgefüge im Teilgebiet Ost. Die Markierungen bezeichnen lediglich eine festgestellte Tendenz und keine definitive Zuordnung. Genauere Erläuterungen im Text.

Die Schieferungsflächen weisen vorzugsweise ein etwa NO-SW gerichtetes Streichen auf, was auch bereits im nördlichen wie auch im südlichen Grenzbereich des Teilgebietes West beobachtet wurde (vgl. Kapitel 7.1.2). In Abb.34 sind zwei nahe beieinander liegende Polpunktekonzentrationsbereiche markiert. Der als Nr.1 bezeichnete Bereich ist tendenziell dem südlichen Grenzbereich zuzuordnen, der mittelsteilem nordwestlichem Einfallen entspricht. Der zweite ausgemachte Konzentrationsbereich (Nr.2 in Abb.34) ist hauptsächlich auf den nördlichen Grenzbereich

zu beziehen, wobei angemerkt wird, dass in diesem Grenzbereich eine Streuung der Messwerte zwischen NO-SW und O-W-Streichen festzustellen ist. Diese beiden Orientierungen spiegeln sich auch im tatsächlichen Grenzverlauf zwischen Ultramafit und Kristallin wider. Zudem fallen diese Schieferungsflächen gegenüber dem südlichen Bereich merklich steiler ein.

Bei den Störungen ergibt sich gegenüber dem Teilgebiet West ein differenzierendes Bild (Abb.35).

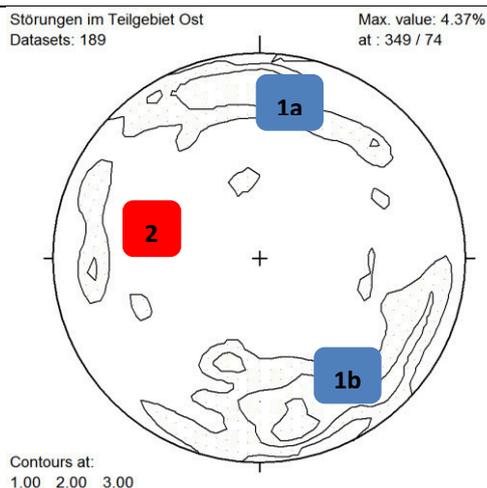


Abb.35: Polpunktendiagramm der Störungen im Teilgebiet Ost. Die Markierungen kennzeichnen zwei dominierende Störungsorientierungen. Erläuterungen im Text.

Bei der Auswertung der Gefügedaten der Störungen sind zwei Systeme markant ausgeprägt. Zum Ersten eine etwa O-W Richtung mit variierendem südlichem bzw. nördlichem, jedoch stets steilem Einfallen (Nr.1a bzw. Nr.1b in Abb.35). Letztere dominieren gegenüber den südlich einfallenden Störungen. Diese Orientierung korreliert mit zahlreichen kleinen Seitengraben in diesem Teilgebiet. Eine zweite N-S verlaufende, steil nach O einfallende Störungsschar (Nr.2 in Abb.35) zeichnet in etwa den Verlauf des Tanzmeistergrabens nach.

Die Auswertung der Klufflächengefüge ergibt drei Konzentrationsbereiche von Kluftorientierungen, die gemeinsam ein Kluftsystem darstellen (Abb.36).

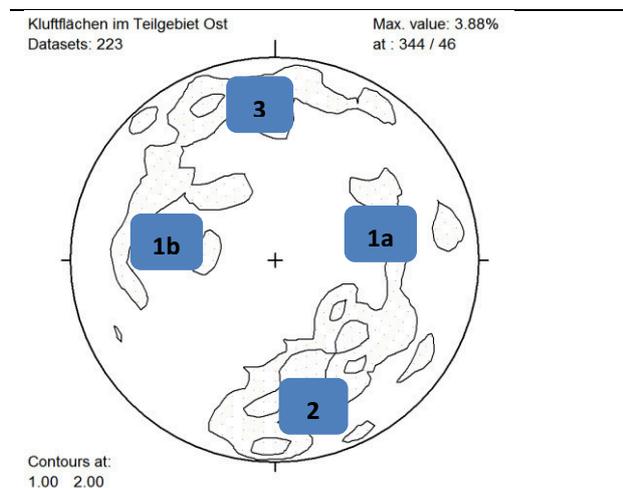


Abb.36: Polpunktverteilung der Klufflächen im Teilgebiet Ost. Die Bezeichnungen markieren die drei Kluftsscharen. Erläuterungen im Text.

Die erste Kluftsschar (Nr.1a bzw. Nr.1b in Abb.36) repräsentiert N-S streichende, mittelsteil südwestlich bzw. südöstlich einfallende Klufflächen, die subparallel zur Störungsschar 2 aus Abb.35 verlaufen. Die zweite NO-SW streichende Kluftsschar (Nr.2 in Abb.36) zeigt mittelsteiles nordwestliches Einfallen und ist parallel zur Hauptschieferungsrichtung orientiert. Als dritte Kluftsschar ist eine mittelsteil bis steil nach SSO einfallende Trennfläche ausgebildet (Nr.3 in Abb.36). Die beiden Kluftsscharen Nr.1 und Nr.3 weisen zum Teil

Magnesitbelag auf, insbesondere im nördlichen Bereich des östlichen Teilgebietes.

7.2.3 Frühere Bergbauaktivitäten

Das Teilgebiet Ost weist nur einige wenige Spuren früherer Bergbauaktivität auf. So ist auf Höhe der Manghube im Tanzmeistergraben, an der orographisch rechten Talseite etwa 10 Hm über dem Talniveau, eine 3 m in den Berg reichende Schurfstelle anzutreffen (S80 in Anhang C). Zirka 120 m weiter taleinwärts befindet sich direkt neben der Straße eine weitere Schurfstelle (S95 in Anhang C). Weiters sind im Tanzmeistergraben mehrere Toneisenvorkommen in den neogenen Sedimenten des Lichtensteinerberges dokumentiert (Kapitel 7.3.2).

7.3 Lichtensteinerberg

Der Lichtensteinerberg stellt einen N-S verlaufenden Höhenrücken vom Gehöft Spitzer im Norden bis zum Ghf. Ebner im Süden dar. Der Rücken liegt durchwegs auf etwa 900 m Seehöhe, wobei die höchste Erhebung mit 969 m am südlichen Randbereich liegt.

7.3.1 Geologischer Aufbau

Der Lichtensteinerberg ist durch eine neogene Sedimentbedeckung charakterisiert. Diese bedeckt hauptsächlich den Serpentinzug, erstreckt sich jedoch sowohl im Norden wie auch im Süden über die Nebengesteine. Im Bereich des Sattels zwischen der Mader- und Manghube (ca. 450 m nördlich der Kote 941) wird die neogene Überdeckung als sehr geringmächtig eingeschätzt. Im Bereich der höheren Erhebungen entlang der Kammregion ist eine größere Mächtigkeit durchaus denkbar und sehr wahrscheinlich, was auch durch Bohrungen in diesem Gebiet (Lage in Karte E2 im Anhang E) –

z.B. ein 55 m mächtiger neogener Sedimentkörper in Bohrung 155010 (HÖNIG 1980) – nachgewiesen wurde.

Die Sedimente setzten sich aus zumeist stark gerundeten Komponenten aus Gneis, Augengneis und Amphibolit in einem sandig, schluffigem Material zusammen (Abb.37). Ultramafitkomponenten fehlen weitgehend. Die Gesteinskomponenten können bis zu 0,5 m³ Volumen aufweisen. Die Sedimentbedeckung reicht in der Regel auf etwa 860 bis 880 m Seehöhe herab. Im Kontaktbereich zwischen neogenen Sedimenten und dem Serpentin im Liegenden sind stellenweise Quellaustritte festzustellen.



Abb.37: Neogene Sedimente im Bereich der Manghube (Tanzmeistergraben). Erkennbar sind gerundete Gerölle aus Gneis und Amphibolit.



Abb.38: Intensiv rotbraun gefärbte Sedimente (Eisenlaterit) mit bis zu erbsengroßen Konkretionen. Auftreten an der Basis der neogenen Sedimente. Die Aufnahme stammt aus dem Nahbereich zum ehemaligen Ederstollen (S90 im Anhang C).

An manchen Stellen weist das Sediment eine auffällige, intensive Rotfärbung auf, die von knollenartigen, rostroten Konkretionen im Sediment begleitet wird (Abb.38). Auffallend ist deren Auftreten an der Basis des Sedimentkörpers. Diese, als „Toneisenstein Vorkommen vom Lichtensteinerberg“ bekannten Eisenlaterite, wurden in der Vergangenheit bergmännisch abgebaut (Kapitel 4.1).

7.3.2 Frühere Bergbauaktivitäten

Am Lichtensteinerberg existierten mehrere Abbaustellen auf Toneisenstein (Kapitel 4.1). Von diesen Bergbautätigkeiten ist kaum mehr etwas sichtbar. Neben mehreren kleineren Indikationen stellt der Ederstollen den wichtigsten dieser historischen Abbaue am Lichtensteinerberg dar. Dieser befindet sich etwa 600 m nordöstlich vom Ghf. Ebner im Tanzmeistergraben, direkt in einer Spitzkehre. Heute sind keine direkten Hinweise mehr auf einen Stolleneingang ersichtlich, lediglich eine etwa 2 m tiefe Pinge oberhalb der Forststraße und die intensiv rot-braun gefärbten Sedimente am Wegrand deuten

auf Toneisensteinvorkommen hin. Innerhalb der besagten Spitzkehre sind zudem Mulden in Hangeinfallrichtung verlaufend sowie quer dazu ausgebildet.

Ähnliche Sedimente sind zirka 150 m südlich der Manghube, im Nahbereich der Umkehr-Forststraße auf 860 m Seehöhe sowie etwa 600 m südlich der Hube im unteren Bereich der dortigen bergwärts führenden Forststraße aufgeschlossen.

Die Positionen der Indikationen und Abbaustellen am Lichtensteinerberg sowie der Rablstollen im Sommergraben sind, basierend auf Aufzeichnungen aus dem Archiv der Geologischen Bundesanstalt, in der Karte E3 im Anhang E dargestellt. Die meisten dieser Bergbaureste sind im Gelände nur noch schwer zu erkennen.

7.4 Geogene Gefahren

Bedingt durch die Bergbauaktivität im 19. und 20. Jahrhundert birgt das Arbeitsgebiet für solche Gebiete typische Gefahrenquellen. Dazu zählen neben den Haldenkörpern nicht markierte und im Gelände schwer erkenntliche Schächte und Pingen. Zahlreiche Stollen sind noch befahrbar, jedoch teilweise stark verbrochen (Abb.39), wodurch ein Betreten dieser Anlagen ein hohes Gefahrenpotential birgt. Ebenso geht von den großen Tagebau-Arealen am Mitterberg eine Gefahr durch Steinschlag an den 15 bis 20 Meter hohen Bruchwänden aus.

Neben den durch den Bergbau bedingten Gefahren sind auch natürliche Massenbewegungen wie Steinschlag und Hangrutschungen aktuelle Gefahrenszenarien. Eine Gefahrenquelle für Steinschlag wurde an den steilen Hangflanken im Sommergraben ausgemacht. Am Laserscan des Arbeitsgebietes können im Teilgebiet Ost zwei Gebiete als ehemalige Hangrutschareale ausgewiesen werden. (1) An der Ostseite des nördlichen Nissenberges (Kote 1.040 m), die auch im Gelände, neben der auffälligen Morphologie, an fehlenden kompakten Aufschlüssen und einer markanten Vernässungszone im unteren Hangbereich erkennbar ist. Möglicherweise weist dieser Hangabschnitt auch zwei oder drei Anrisskanten in unterschiedlichen Höhennivaus des Berges auf, doch scheint im Bereich der Vernässungszone die größte Sackungsmasse vorzuliegen. (2) Eine weniger deutlich ausgebildete, reliktsche Hangrutschung liegt an der orographisch linken Hangflanke im Tanzmeistergraben, südlich der Manghube, vor. Diese gestaltet sich insbesondere auf Grund der markanten Kante entlang der Lichtensteinerberg-Kammregion als auffällig. Eine Rutschungsmasse ist nicht erkennbar. Diese wurde möglicherweise bereits fluviatilis abtransportiert.

Die kleinräumigen Rutschungs- und Kriechprozesse auf den Weidewiesen nördlich von Gasthaus Ebner treten in der neogenen Sedimentdecke des Lichtensteinerberges auf (Abb.40) und weisen durch ihren oberflächlichen Charakter kein großes Gefahrenpotential auf.



Abb.39: Teilweise verbrochener, noch zugänglicher Stollen am westlichen Mitterberg (S55 in Anhang C).



Abb.40: Kleinräumige Rutschungs- und Kriechprozesse, nördliche von Gasthof Ebner. Blickrichtung Osten.

7.5 Gesamtbetrachtung

Die im Gelände festgestellte Streichrichtung des Ultramafitkomplexes bzw. die Orientierung der Schieferungsflächen der Gesteine in NO-SW bzw. O-W Richtung stimmt mit den Angaben aus der Literatur überein (SCHWARZ & ZELL 1974, HADITSCH ET AL. 1981, HADITSCH 1981). Diese Werte bestätigen sich über das gesamte Kartiergebiet mit Ausnahme eines Bereichs 600 m östlich vom Gasthaus Ebner, wo die Gesteine nahezu westliches Einfallen aufweisen. Diese Anomalie ist durch eine in N-S Richtung verlaufende Störung zu erklären (siehe unten). Nach HADITSCH ET AL. (1981) deuten manche Profile im untersuchten Gebiet (östlich Lichtensteinerberg) eine Synklinalstruktur an, wohingegen für westlichere Bereiche (zwischen Murdurchbruch und Lichtensteinerberg) eine nach Nordwesten eintauchende Großstruktur vermuten wird. Zudem diskutieren HADITSCH ET AL. (1981) die Existenz einer nach Norden abgescherten Scholle, basierend auf Isokonzentrationslinien von MgO und Ni.

Weiters wird festgestellt, dass sich die im Teilgebiet West herausgearbeiteten Störungsorientierungen gut mit der regionalen Bruchtektonik in Verbindung setzen lassen. So korreliert die deutlich ausgeprägte NW-SO streichende Störung mit der Fortsetzung der Linie Pöls-Weißkirchen – nach TOLLMANN (1977) als Hirschegger Störung bezeichnet – sowie mit dem Verlauf des Südasts der Paltenstörung. Die etwa W-O verlaufende Störungsorientierung lässt sich mit der Mur-Mürz Linie korrelieren. Generell ist festzustellen, dass die Gräben den lokalen Störungsorientierungen folgen.

Im Teilgebiet Ost liegt neben der W-O orientierten, eine N-S verlaufende Störung vor, die nicht nur den Verlauf des Tanzmeistergrabens sondern auch eine unter dem Neogen des Lichtensteinerberges verlaufenden Verwerfung nachzeichnet. In dieses Konzept fügt sich auch eine für den Ederstollen dokumentierte Störung aus dem nicht mehr zugänglichen Untertagebergbau (Kapitel 4.1).

Alle in der Literatur (MEIXNER 1937, WENINGER 1981) angeführten Erscheinungsformen des Magnesits konnten im Gelände angetroffen werden. Die an Störungen gebundenen Magnesitgänge und

Störungsbrekzien treten insbesondere am Mitterberg in O-W Orientierung und im Verlauf des Sommergrabens dominierend im NW-SO-Streichen, jeweils durch Harnischflächen begrenzt, auf. In diesen Zonen erfolgte auch im 19. und 20. Jahrhundert der Magnesitabbau, was an den zahlreichen Mundlöchern und Haldenkörpern erkennbar ist.

Während die Schieferungsgefüge zwischen Teilgebiet Ost und West korrelieren, zeigen sich für das Störungs- und Kluftsystem leicht abweichende Orientierungen. Die Kluftsysteme im Teilgebiet West unterscheiden sich lokal nur geringfügig, ebenso die Störungssysteme mit NO-SW bzw. W-O Streichen. Die dritte Kluftchar im Teilgebiet Ost scheint gegenüber dem westlichen Gebiet nach Norden verschoben und unterstreicht die W-O dominierte Störungsrichtung. Die flözartigen Chromitbänder sind insbesondere im Sommergraben anzutreffen und repräsentieren das primäre magmatische Gefüge. Die heute parallel zu dominierenden Kluftrichtungen orientierten Bänder lassen eine teilweise Einregelung dieser Chromitanreicherungen vermuten.

Im Norden des Ultramafitkomplexes grenzen kristalline Gesteine in Form von Bändergneisen des Gleinalmkomplexes. Direkt am Kontakt zu den ultrabasischen Gesteinen liegt ein geringmächtiger Augengneiszug vor. Im Bereich des Tanzmeistergrabens sind an dieser Position auch Amphibolite aufgeschlossen. Nach einer geringmächtigen, durch stark geschieferten Serpentin (NO-SW-Streichen) gekennzeichneten Kontaktzone folgt Richtung Süden ein mächtiger Abschnitt aus Duniten bzw. Orthopyroxeniten (Bronziten). Dies betrifft die Bereiche Mitterberg sowie die nördlichen Abschnitte des Winter-, Sommer- und Tanzmeistergrabens. In dieser Zone sind ebenso die wesentlichen Magnesitvorkommen situiert.

Ihr Auftreten konzentriert sich auf Höhen zwischen 700 m und etwa 850 m, wie es auch in der Literatur (VOHRZYKA 1960) dokumentiert ist (Kapitel 4.2).

Weiter Richtung Süden ist ein zunehmender Serpentinisierungs und Verwitterungsgrad festzustellen. Eine im Gelände markant erscheinende Serpentin-Varietät besteht aus braun gefärbtem, körnigem Gestein (Typus Probe U32), das meist unregelmäßig von dünnen Magnesitadern durchzogen wird. Das Auftreten dieser Gesteine erfolgt durchwegs in Höhen über 850 m, meist jedoch über 900 m. Nach VOHRZYKA (1960) sind diese Magnesitvorkommen für die höher gelegenen Bereiche vermerkt. Diese rötlich braunen Gesteine entstehen bei Abführung des Magnesium aus den Mg-reichen Mineralen bei der Magnesitbildung (THALHAMMER ET AL. 2010).

Im südlichen Abschnitt, im Bereich der Quellgebiete von Sommer- und Wintergraben, werden die oberflächennahen Gesteine vermehrt durch hellbraune, stark verwitterte Gesteine (Typus Probe U155) repräsentiert. Diese bilden stellenweise die Basis der neogenen Sedimentablagerungen und das Liegende von lateritischen Eisenablagerungen.

Im Nahbereich zu den Amphiboliten, Quarziten, Glimmerschiefern und Gneisen des südlich angrenzenden Gleinalmkristallins wird innerhalb des Ultramafitkomplexes, ein höherer Anteil an amphibol- bzw. pyroxenreichen Gesteinen festgestellt. Diese liegen als gangartige Vorkommen vor und folgen in ihrem Verlauf der generellen Streichrichtung des Komplexes. Im Teilgebiet Ost verläuft in zentralen bzw. südlichen Bereichen ein Granat führender Zoisit-Amphibolit (Metagabbro), der auch in der Literatur (z.B. ANGEL 1964 und CLAR 1929; Kapitel 3.2) häufig Erwähnung findet.

Somit ist ein deutlicher lithologischer Wandel von Nord nach Süd zu beobachten. Ein genereller "klar erkennbarer magmatischer Lagenbau" wie ihn HIESSLEITNER (1953) beschrieben hat, kann jedoch nicht bestätigt werden. HADITSCH ET AL. (1981) sehen den Ursprung der vorliegenden Gesteinsassoziation nicht in einer reinen Kristallakkumulation sondern in einer „komplexen Differentiationsgeschichte des Ausgangsmagmas“. Basierend auf den geochemischen Analysen sind nach HADITSCH ET AL. (1981) die Gesteine der Ultramafitmasse einer differenzierten Ausgangsmagma zuzuordnen, aus der in einem generellen Differentiationstrend Dunit als erstes gebildet wurde. In einem sich an CaO anreichernden Restmagma werden zunehmend hornblendereichere Gesteine auskristallisiert (Kapitel 3.2).

Neuere Arbeiten sehen im Kraubather Ultramafitkomplex generell das Vorliegen eines stark verarmten Mantelgesteins (Harzburgit und Dunit) als Rückstand einer Teilschmelze. Freigesetzte Schmelzen intrudierten in das verarmte Mantelgestein und bildeten die adern- bzw. gangförmigen Orthopyroxenite und Metaklinopyroxenite. Spurenelementanalysen zeigen, dass die Pyroxenite aus Wiederaufschmelzungsprozessen von harzburgitischem Mantelmaterial hervorgegangen sein dürften (MELCHER & MEISEL 2004). Diese Tatsache deutet ebenso wie die hohen Werte der $\#Cr$ [$\#Cr = 100 \times Cr/(Cr+Al)$] in den Spinellen der Harzburgite ($\#Cr > 0,6$) auf die Bildung in einer Suprasubduktionszone hin (TAMURA & ARAI 2006, MELCHER & MEISEL 2004). Ähnliches ist vom Ophiolithkomplex in Oman dokumentiert für den ebenfalls ein Suprasubduktionsmilieu angenommen wird (TAMURA & ARAI 2006). Auch im Bay of Island Ophiolith in Neufundland wird aus den geochemischen Daten der Pyroxenitgänge eine Herkunft der Ausgangsschmelzen aus dem Bereich einer Subduktion abgeleitet (VARFALVY ET AL. 1996).

Das Auftreten neogener Sedimente im Arbeitsgebiet beschränkt sich auf den südlichen Bereich des Teilgebietes Ost sowie im besonderen Maße auf den Lichtensteinerberg. Die sedimentäre Überdeckung des Lichtensteinerberges ist ob seiner Ausdehnung und Mächtigkeit auffällig. Die Zusammensetzung dieser Blockschotter – Gneise, Amphibolite und das Fehlen von ultrabasischen Gesteinen – lässt darauf schließen, dass die Gesteine von außerhalb des Serpentinikomplexes an diese Stelle angeliefert wurden. Die nördlich des Preggrabens, im Quellgebiet des Sommer- und

Wintergrabens vorliegenden, kleinen Neogenvorkommen wurden von WAGNER & MARSCHALL (1963) als „kleine inselförmige, tertiäre Ablagerungsdecken“ erwähnt.

Im Zuge der Geländebegehung konnte eine schwankende Sedimentmächtigkeit, mit Zunahme im Bereich der höheren Erhebungen am Lichtensteinerberg, beobachtet werden. Basierend auf zwei Erkundungsbohrungen der Voest-Alpine AG (HÖNIG 1980) im Kambereich (Lage in Karte E2 in Anhang E) und unter der Annahme einer planen Kontaktfläche zum liegenden Serpentinittgestein, kann für die Kambereiche eine maximale Mächtigkeit von etwa 100 bis 120 m erwartet werden. Die Vorstellung einer Sedimentmächtigkeit von 150 m, wie von MAYER (1939) postuliert, kann unter diesen Gesichtspunkten nicht geteilt werden. Die beiden erwähnten Bohrungen reichen bis auf 90 m unter GOK (GOK in ca. 890 m Seehöhe) und treffen nach 50 bzw. 55 m auf die anstehenden Dunite und Serpentine.

Es ist naheliegend, dass die lateral geringer verbreiteten Sedimente des südlichen Sommergrabens eine geringere Überlagerung aufweisen. Die von mehreren Autoren (Kapitel 4.1) angedeutete geringe Mächtigkeit von höchstens 20 m für dieses Gebiet ist durchaus realistisch.

Die rotbraun gefärbten, teilweise konkretierten Sedimente treten stets an der Basis der neogenen Blockschotter auf. An diese Bereiche gebunden befinden sich auch die kaum noch erhaltenen Toneisenstein-Abbaue. Von den beiden Stolleneingängen im Edergrubenfeld ist heute nichts mehr ersichtlich. Die im Innenbereich der Spitzkehre im Bereich Ederstollen auftretenden Muldenstrukturen (Kapitel 7.3.2) könnten die verfallenen Überreste des von WEISS (1981) erwähnten Hl. Kreuz Stollens (Kapitel 4.1) sein. Der Wetterschacht sowie der Schurfschacht im Nahbereich zum Rablstollen konnten nicht aufgefunden werden, lediglich eine kleine Pinge (L14 im Anhang C) nordnordwestlich des ehemaligen Mundlochs. Ergänzend sei hierbei noch erwähnt, dass der Rablstollen in der Literatur (MAYER 1939, FEHRINGER 1939, MATZ 1940) dem „Toneisensteinvorkommen vom Lichtensteinerberg“ zugerechnet wird.

Bedingt durch die gute Wasserdurchlässigkeit der neogenen Blockschotter und der wasserstauenden Eigenschaft der Serpentinittgesteine treten entlang der auskeilenden Sedimentkörper vermehrt Quellaustritte auf. Diese Beobachtung wurde auch von MAYER (1939) dokumentiert.

8 Petrographische Untersuchungen

Ergänzend zu den detaillierten, von KOFLER (2014) durchgeführten, petrographischen Beschreibungen von 26 Gesteinsproben aus dem Arbeitsgebiet wurden in einem zweiten Schritt weitere 33 Proben mittels Durchlichtmikroskopie und Raman-Spektroskopie untersucht. Zwei Gesteine dieser zweiten Probengruppe wurden zudem mittels REM analysiert. Während die ersten 26 Proben auf die Untersuchung von Dunit und Serpentin abzielte, konzentriert sich die petrographische Arbeit bei den übrigen 33 Proben schwerpunktmäßig auf Gesteinstypen, die sich von den typischen Duniten und Serpentiniten im Gebiet unterscheiden und besonderes im südlichen Anteil des Ultramafitkomplexes anzutreffen sind.

Eine Liste der entsprechenden Probenpunkte mit Koordinatenangaben sowie eine Karte mit Lage der einzelnen Punkte im Gelände ist dem Anhang B (Tabelle Tab.B1) bzw. der Karte E4 im Anhang E zu entnehmen. In diesem Kapitel erfolgt die lithologische Zuordnung der Gesteine nach mineralogischen Gesichtspunkten. Eine Klassifizierung der ultramafischen Gesteine nach IUGS erfolgt im Unterkapitel 8.11. Weiters wurden von zahlreichen Probenstücken Analysen der Gesteinsgeochemie durchgeführt, die in Kapitel 9.1 ausgewertet werden.

8.1 Serpentin

8.1.1 Probe U114 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 852 m Seehöhe)

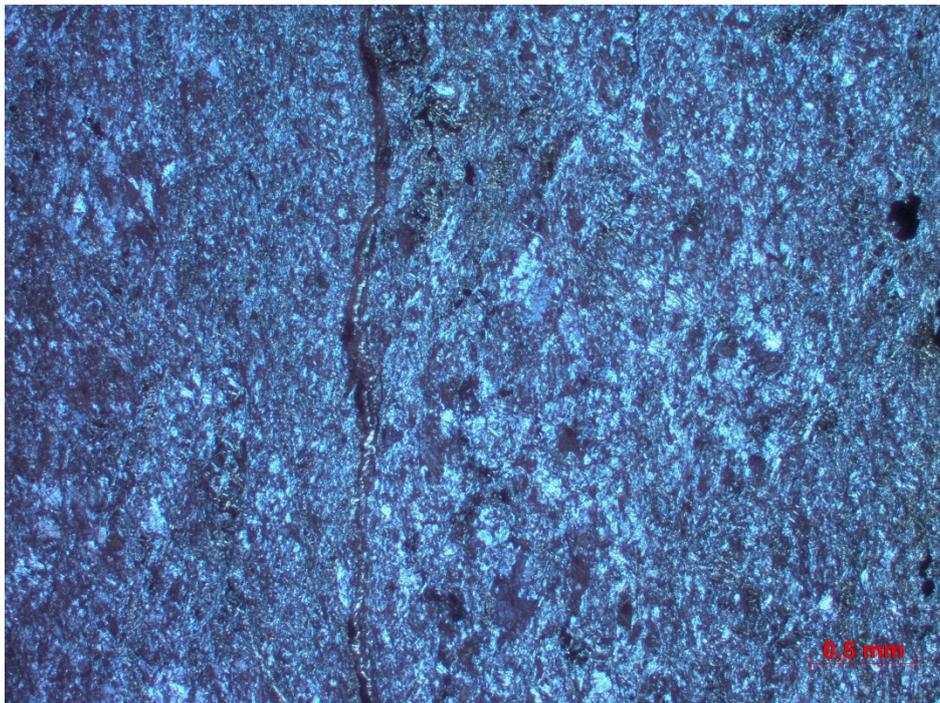


Abb.41: Dünnschliffbild der Probe U114. Die Mineralogie besteht hauptsächlich aus Serpentin. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Die Hauptphase im Dünnschliff der Probe U114 wird von Serpentinmineralen (95%) dargestellt. Eine opake Phase tritt mit etwa 5% Anteil auf.

Beschreibung

Der Schliff weist über das gesamte Gesichtsfeld – wie in Abb.41 ersichtlich – eine vollständige Serpentinisierung auf. Auf Grund der bereichsweise erkennbaren blättrigen Mineralform wird Antigorit als vorherrschendes Serpentinmineral angenommen. Teilweise sind Olivinrelikte erkennbar, die kreuz und quer von Serpentin durchzogen werden, was teilweise als „Gitterstruktur“ erkennbar ist. Die Olivinreste zeigen noch ihre auffällig hohe Lichtbrechung (hohes Relief) und unter linear polarisiertem Licht eine helle, weiße Farbe. Interferenzfarben sind nicht mehr festzustellen.

Die opaken Minerale dürften vorwiegend von Magnetit repräsentiert werden, was auch durch den feststellbaren Magnetismus des Gesteins vermutet werden kann.

Das Gefüge zeigt stellenweise Foliation, was auch an der Anordnung der opaken Mineralphasen zu beobachten ist. Ebenso konzentrieren sich die Olivinrelikte auf einzelne Lagen. Entlang von feinen Gesteinsrissen tritt Eisenhydroxid auf.

8.1.2 Probe U122 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 952 m Seehöhe)

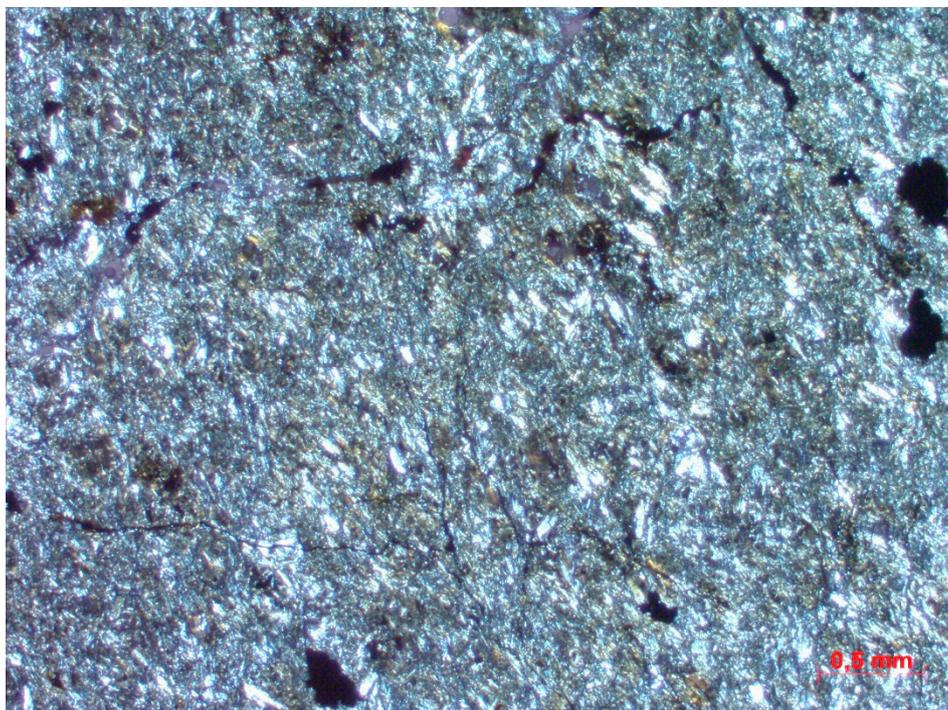


Abb.42: Dünnschliffbild der Probe U122. Die Hauptphase besteht aus blättrigem Serpentin. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Die Hauptmasse ist Serpentin (95%), daneben treten opake Phasen mit <5% auf.

Beschreibung

Die Serpentinminerale lassen eine blättrige Ausbildung mit Kristallgrößen von $<0,2$ mm erkennen (Abb.42) und zeigen an diesen Aggregaten gerade Auslöschung. Dies lässt vermuten, dass es sich hierbei um Antigorit handelt, was jedoch nicht für die Masse der Minerale, auf Grund ihrer bereichsweisen Feinkörnigkeit, bestätigt werden kann. An charakteristischen Körnern (säulig, stengelige Kristalle) ist eine Pseudomorphose von Serpentin nach Amphibol deutlich zu beobachten. Die opake Phase liegt zum einen fein verteilt zum anderen in Form zerbrochener und teilweise scheinbar „angenagter“ Kristalle ($<0,5$ mm Kristallgröße) vor. Die den opaken Kristall anlösenden Minerale sind ebenfalls von Serpentin pseudomorphisiert und nicht mehr identifizierbar. Die lichtundurchlässigen Minerale zeigen zum Teil rotbraun durchscheinende Farben, wodurch diese Phase als Chromit identifiziert wird. Dieses Merkmal zeigen nicht alle opaken Phasen, wodurch die Anwesenheit von Magnetit auch nicht ausgeschlossen werden kann.

8.1.3 Probe U128 (Tanzmeistergraben, westliche Hangflanke, 862 m Seehöhe)

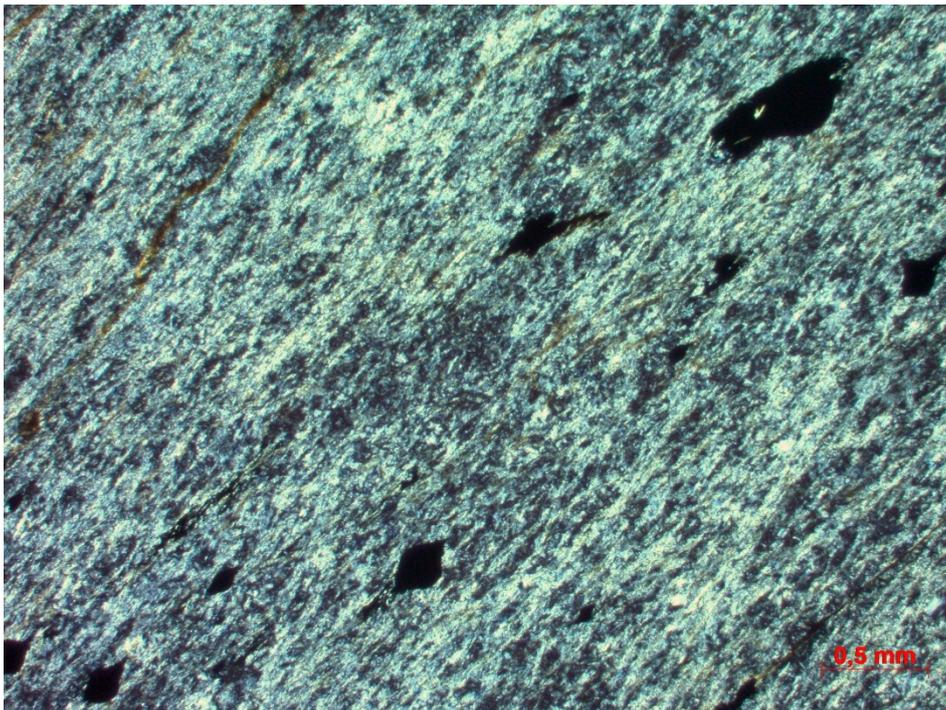


Abb.43: Dünnschliffbild der Probe U128. Die opake Phase ist Magnetit. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Der Schliff Nummer U128 besteht beinahe zur Gänze aus Serpentinmineralen (95%). Eine opake Phase ist als zweite Phase zu nennen (ca. 5%). Talk liegt akzessorisch vor.

Beschreibung

Das vorliegende, dominierende Serpentinmineral weist blättrigen bis leistenförmigen Habitus auf, was das Vorliegen von Antigorit wahrscheinlich macht. In einem horizontal im Schliff verlaufenden

Band sind die Aggregate des Antigorits besonders grobkörnig ausgeprägt (bis 1 mm Kantenlänge). In linear polarisiertem Licht erscheint das Mineral farblos und insbesondere in den feinkörnigeren Bereich ist ein blassgrünlicher Pleochroismus feststellbar. Bei diesen feinblättrigen Aggregaten könnte es sich auch um Lizardit handeln, der jedoch nur röntgenographisch von Antigorit unterschieden werden kann. An manchen größeren Mineralphasen kann eine vollkommene Spaltbarkeit nach {001} beobachtet werden. Eine charakteristische Gitter- oder Maschenstruktur wie beispielsweise im Schliff der Probe U03 zu sehen (in KOFLER 2014), ist in diesem Dünnschliff nicht zu beobachten. Selten sind Pseudomorphosen von Serpentin nach Amphibol erkennbar.

Die opaken Phasen liegen zum Teil schlierenförmig, zum Teil als knapp 1 mm große Porphyroklasten vor und sind entlang der deutlich erkennbaren Foliation eingeregelt. Wie in Abb.43 deutlich ersichtlich ist, zeigen die Kristalle keine scharfen Kristallgrenzen und sind in Foliationsrichtung ausgelängt. Sie werden als Magnetit interpretiert.

Subparallel zur generellen Gefügeorientierung verlaufen dünne, vermutlich talkgefüllte Adern.

8.1.4 Probe U155 (Sommergraben, südliches Quellgebiet, 901 m Seehöhe)

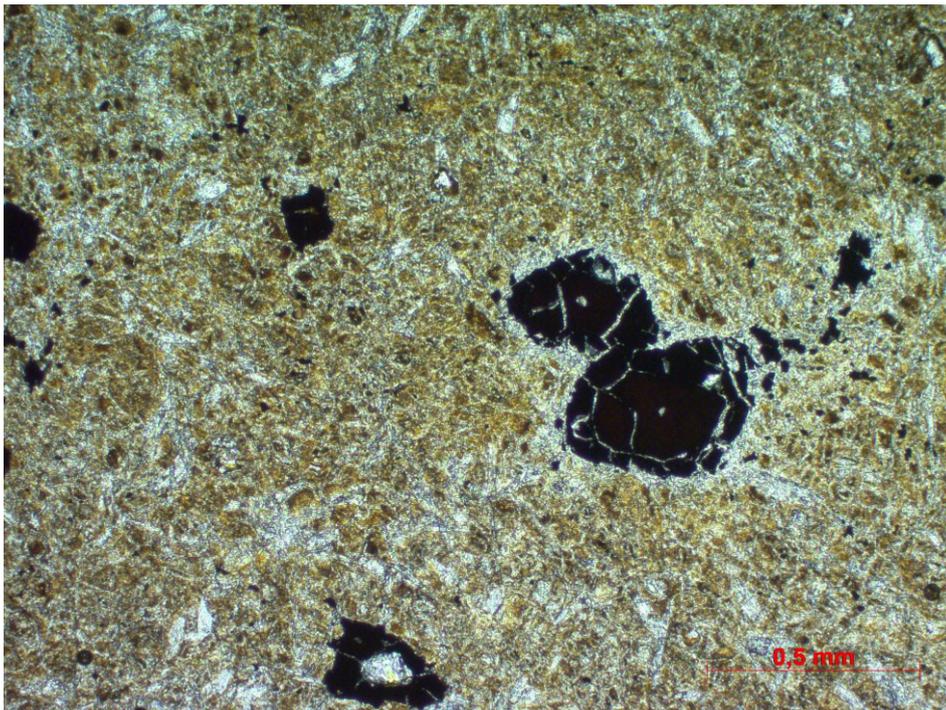


Abb.44: Dünnschliffbild der Probe U155. Neben verwittertem, braunem Serpentin ist Chromit als zerbrochener, lichtundurchlässiger Kristall ersichtlich. (Bild unter parallelen Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Der Dünnschliff der Probe U155 zeigt ausschließlich Serpentin (95%) und eine opake Phase (5%).

Beschreibung

Das Schliffbild setzt sich aus wirr angeordneten, dicht bis leistenförmigen Serpentinmineralen zusammen, die eine gerader Auslöschung zeigen. Es existieren keine Relikte der ursprünglichen Ausgangsminerale. Unter linear polarisiertem Licht fällt der hohe Grad der Braunfärbung des Materials, wie auch im Handstück zu bemerken, auf. Dieser ist durch den hohen Anteil an Eisenhydroxid verursacht und dem fortgeschrittenen Verwitterungsgrad geschuldet.

Chromit fällt durch eine dunkle rotbraune Färbung auf – besonders an den größeren Körnern ersichtlich – und ist zumeist zerbrochen (Abb.44). Der Kern dieser Minerale ist teilweise umgewandelt und nicht mehr vorhanden. Ein feinkörniges Schichtsilikat dürfte in der schmalen den Schliff quer durchziehenden Ader auskristallisiert sein. Eine genaue Ansprache dieser Mineralphase ist auf Grund deren Feinkörnigkeit unter dem optischen Mikroskop nicht möglich.

8.1.5 Zusammenfassung

Allen Serpentin-Dünnschliffen (U114, U122, U128 und U155) ist gemein, dass sie beinahe zur Gänze aus Serpentinmineralen bestehen. An Hand der größeren, blättrigen Aggregate mit Kristallgrößen von $>0,2$ mm kann Antigorit als Serpentinphase erkannt werden, für die feinkörnigere Masse kann die Existenz eines anderen Serpentinminerals (etwa Lizardit) nicht ausgeschlossen werden. Als Ausgangsmaterial dürfte zum überwiegenden Anteil Olivin vorgelegen haben. Die Anwesenheit von Antigorit konnte in allen vier Serpentin-Proben mittels Raman-Spektroskopie nachgewiesen werden. Repräsentativ für diese Proben wird ein entsprechendes Raman-Spektrum in Abb.45 dargestellt. Charakteristisch für ein Raman-Spektrum der Antigoritphase sind, nach RINAUDO & GASTALDI (2003), ein Peak bei etwa 1.044 cm^{-1} , sowie eine breit ausgebildete Schulter im Bereich von 635 cm^{-1} . Die Problematik der Differenzierung zwischen den Serpentinphasen Antigorit, Lizardit und Chrysotil mit Hilfe der Raman-Methode wird im Punkt 8.2.9 (unten) angesprochen.

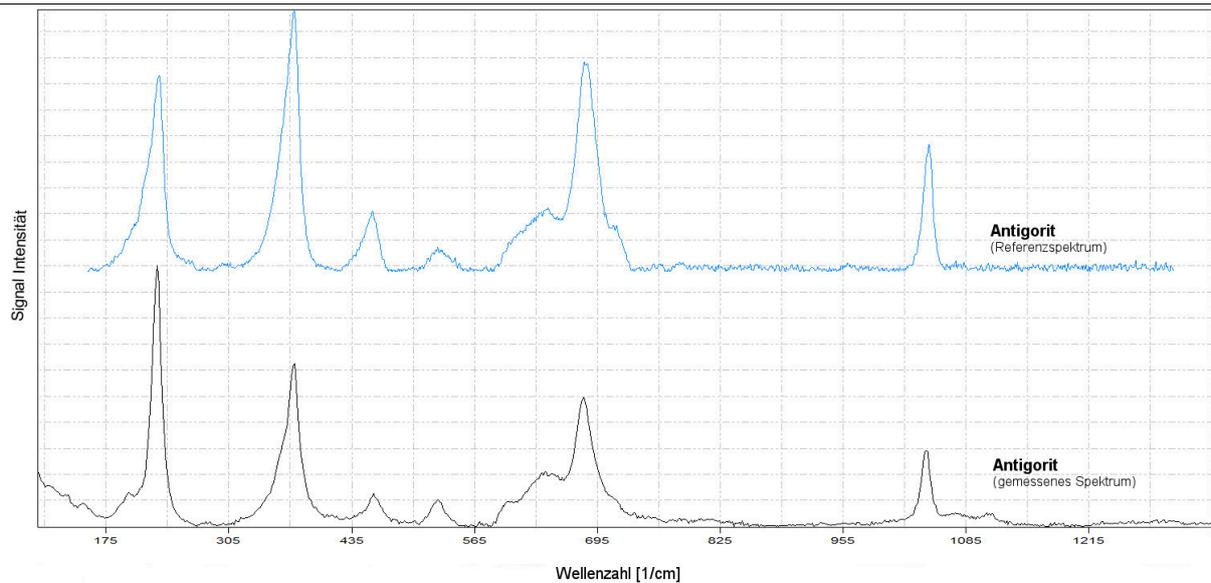


Abb.45: Raman-Spektrum der Antigoritphase aus der Probe U122. Die untere (schwarze) Kurve entspricht dem gemessenen Spektrum, die obere (blaue) Linie einem Spektrum aus der RRUFF-Datenbank. Die Kurven zeigen 91%ige Übereinstimmung.

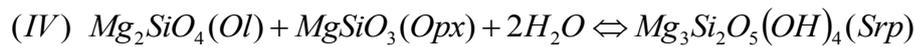
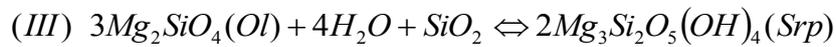
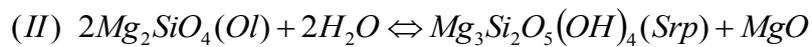
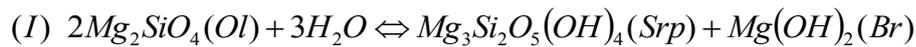
In der Probe U155 wurde zweifelsfrei – optisch wie auch ramanspektroskopisch – Chromit nachgewiesen. In den anderen Serpentiniten scheint ausschließlich Magnetit vorzuliegen oder zumindest die dominierende opake Phase darzustellen.

Bei der Serpentinisierung von Olivin wird Eisen frei, da Serpentin Eisen nur in geringen Mengen einbaut. Das freigesetzte Eisen steht nun für Mineralneubildungen wie etwa Magnetit zur Verfügung. Sehr anschaulich ist dies in den Proben U128 (oben) und auch U03 (KOFLE 2014) zu erkennen, die vollständig aus Antigorit und Magnetit bestehen (Antigoritit).

Die Einwirkung von Verwitterungslösungen lassen aus Olivin Eisenhydroxid (Goethit) entstehen, der zu charakteristischen braunen Färbung führt (TRÖGER 1969), wie sie in mehreren der hier untersuchten Schliffe vorhanden ist.

Die Umwandlung von Olivin zu Serpentin entspricht dem typischen Prozess der Serpentinisierung. Serpentinite werden durch Hydratation von ultramafischen Gesteinen in der Kruste zwischen 300 und 550°C gebildet (TRÖGER 1969, COLEMAN 1971). Häufiges Begleitmineral ist Magnetit (COLEMAN 1971), der sich aus dem freiwerdenden Eisen aus den Olivinphasen bildet. Generell bilden sich dabei Lizardit und Chrysotil als Serpentinphasen, doch wird unter höhergradiger Metamorphose (grünschiefer- oder amphibolitfaziell) vorwiegend Antigorit gebildet (COLEMAN 1971). Unter denselben Bedingungen und unter Zufuhr von CO₂ oder SiO₂ können Talk und Chlorit entstehen. Wenn Ca-führende Pyroxenminerale im Zuge von Alterationsprozessen ihr Kalzium abgeben, kann es zur Bildung von Tremolit kommen (COLEMAN 1971). TRÖGER (1969) beschreibt eine aus Tremolit hervorgehende Antigorit-Bildung unter Scherbeanspruchung und epizonalen Bedingungen.

Nach COLEMAN (1971) sind vier mögliche Serpentinisierungs-Reaktionen formuliert:



Die Reaktionen (II) bis (IV) zeigen, dass es nicht möglich ist Serpentin zu bilden, ohne SiO_2 zuzuführen, MgO abzuführen oder Orthopyroxen als weitere Mineralphase neben Olivin vorliegend zu haben. Dagegen zeigt Reaktion (I), dass bei Bildung von Brucit (Br) keine der genannten Bedingungen gegeben sein muss (COLEMAN 1971). SCHANTL (1975) konnte im Kraubather Ultramafitkörper Brucit als gesteinsbildende Mineralphase nachweisen, doch reicht eine Fundstelle nicht aus um Rückschlüsse auf den Serpentinisierungsprozess des gesamte Ultramafitkörpers zu ziehen.

Eine aus Scherbeanspruchung verursachte Antigoritbildung wäre insbesondere für die Proben U114 und U122 entlang einer möglichen O-W orientierten Störung im betreffenden Seitengraben sowie für die Probe U03 (in KOFLER 2014) am Kontakt zum nördlichen, kristallinen Nebengestein denkbar. Ähnliches wäre auch für die Probe U128 denkbar.

8.2 Tremolit-Serpentinit

8.2.1 Probe U111 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 795 m Seehöhe)

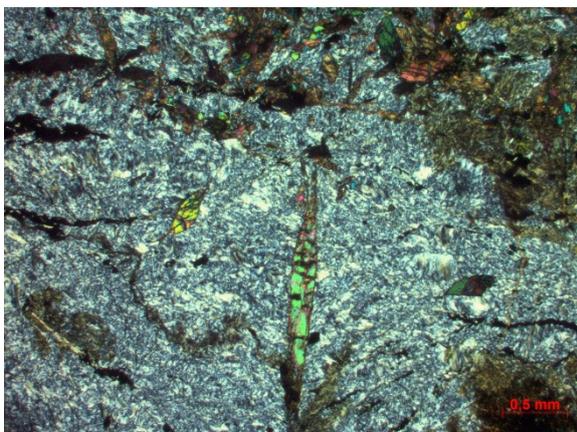


Abb.46: Dünnschliffbild der Probe U111. In einer Masse aus Antigorit Serpentin treten Tremolitkristalle auf. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

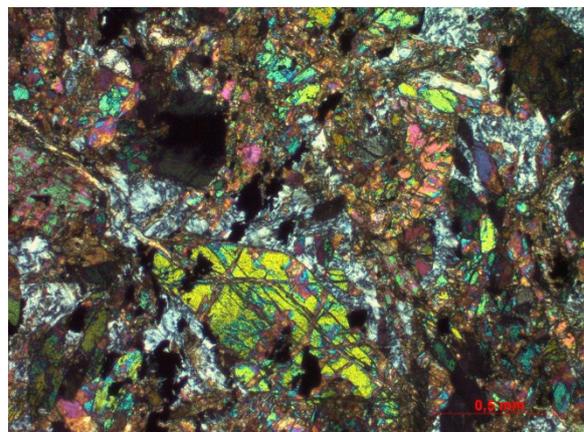


Abb.47: Detailbild eines typischen Tremolitkristalles im Basisschnitt (hellgrüner Kristall, links unterhalb des Zentrums). Erkennbar ist die typische Amphibolspaltbarkeit. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Der Dünnschliff der Probe U111 zeigt in einer Grundmasse aus Serpentinmineralen (ca. 45%) zahlreiche Amphibolminerale, mit etwa 45% Anteil. Akzessorisch sind Olivin, Chlorit und Talk vorhanden. Opake Phasen sind ebenfalls anwesend und machen maximal 5% des Gesichtsfeldes aus. Akzessorisch tritt Karbonat in Form kleiner Spaltenfüllungen auf.

Beschreibung

Das Gestein ist stark zersetzt und umgewandelt. Auf Grund der blättrigen bis leistenförmigen Erscheinungsform kann das Serpentinmineral als Antigorit identifiziert werden (Abb.46). In linear polarisiertem Licht zumeist farblos, gibt es auch Bereiche mit blassgrünlichgelbem bis blassgrünlichem Pleochroismus, die Eisen führende Glieder kennzeichnen. Insbesondere in diesen Bereichen ist eine charakteristische Gitterstruktur (blättrige Aggregate sind nahezu senkrecht aufeinander ausgerichtet) erkennbar. Weiters ist an manchen Stellen eine vielfache Verzwilligung mit gleicher Orientierung erkennbar, die bei gekreuzten Polarisatoren fächerartig undulös auslöschen. Durch eine Ramanspektroskopische Untersuchung konnte Antigorit als anwesende Serpentinphase an mehreren Aggregaten identifiziert werden.

Die Amphibolminerale liegen zum Teil als kurz- bis langsäulige und teilweise umgewandelte sowie als rautenförmige Körner (Basisschnitt) vor (Abb.47), wobei letztere quantitativ überwiegen. Die langsäuligen Kristalle weisen eine Spaltrichtung auf, wohingegen die rautenförmigen zumeist zwei Spaltrichtungen deutlich erkennen lassen, die einen Winkel von idealerweise etwa 55° einschließen. Gemein ist ihnen der fortgeschrittene Zersetzungsgrad, der bei vielen Kristallen schlecht definierte Grenzen bedingt. Die Kristallgrößen der Amphibole sind nicht homogen und schwanken zwischen Zehntelmillimeter bis 1 mm.

Der akzessorisch auftretende Olivin erscheint zerbrochen in kleinen Kristallfragmenten, eingebettet in einer braunen Masse aus Eisenhydroxid. Sehr vereinzelt ist Chlorit erkennbar, der an Hand des negativen Zonencharakters von Antigorit unterschieden werden kann. Die Färbung sowie der Zonencharakter dieser spärlichen Minerale deuten auf Mg-reiche Phasen.

In Form von Spaltenfüllungen liegt fasriger Talk in geringen Mengen sowie Karbonat als feinkörnige braune Masse vor. Magnetit als opake Phase ist über das gesamte Sichtfeld verteilt und zeigt hypidiomorphe bis xenomorphe Kristallform. Eine Einregelung der vorliegenden Minerale ist nicht festzustellen. Es kann jedoch innerhalb des Schliffbildes eine stark serpentinisierte Zone mit Olivinrelikten und einem Eisenhydroxidbelag beobachtet werden.

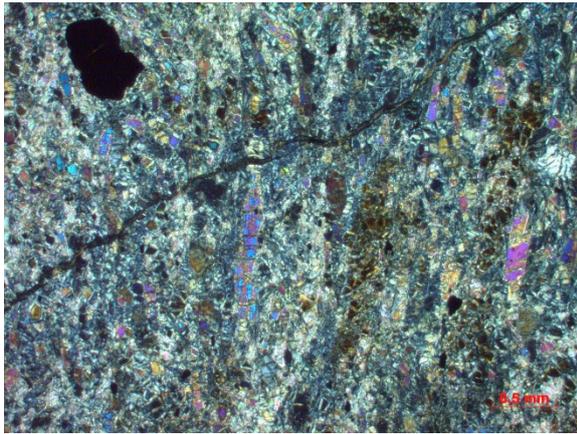


Abb.48: Dünnschliffbild der Probe U119. Neben Amphibol ist Magnetit (linkes oberes Eck) deutlich erkennbar. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

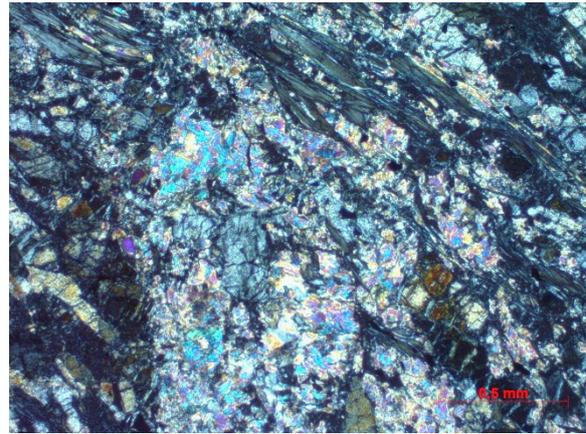


Abb.49: In der Grundmasse aus Serpentin und Talk (hohe IF) tritt auch Chlorit in Blättchenform (obere Bildhälfte) auf. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Der Dünnschliff der Probe U119 besitzt einen wesentlichen Anteil an Amphibolmineralen (30%), daneben treten Serpentinminerale (35%), Talk (20%) und einige Olivinkörner (etwa 10%) auf. Mit ca. 2% erscheint Chlorit. Die opake Phase weist einen prozentuellen Anteil von etwa 3% auf.

Beschreibung

Die vorliegenden farblosen Amphibole, die subparallel in einem eingeregeltertem Gefüge erscheinen, zeigen fast ausschließlich hypidiomorph langsäuligen Habitus (Abb.48). Sie sind bisweilen stark zerbrochen, vertalkt und serpentinisiert. An manchen Mineralen ist eine pseudomorphe Umwandlung nach Amphibol festzustellen. Nur wenige Schnitte zeigen einen Basisschnitt mit den für Amphibole charakteristischen Spaltflächen (unter 124° bzw. 56° schneidend). Die Auslöschungsschiefe liegt im Mittel bei etwa 18° , wodurch diese Phase als Tremolit angesehen wird. Der Olivin liegt zumeist nur in Form von kleinen Kristallen ($<0,1$ mm) vor. Die stark gerundete Form der Olivinkörner und die hohe Lichtbrechung sind besonders unter linear polarisiertem Licht deutlich zu erkennen. Die hohen Interferenzfarben (hohe Doppelbrechung) sind nur an wenigen Körnern ersichtlich. Die Olivinkristalle erscheinen blass und durch das anwesende Eisenhydroxid teilweise braun gefärbt.

Die Amphibole und Olivine werden von feinkörnigem Serpentin und Talk umgeben. Der Serpentin zeigt nur bereichsweise eine erkennbare Gitterstruktur und ist generell feinkörnig, ohne deutliche Ausbildungsformen. Der Talk fällt ebenso durch seine Feinkörnigkeit sowie durch die hohen Interferenzfarben auf. Beide Minerale (Talk und Serpentin) wurde mittels Ramansonde nachgewiesen, wobei vermutlich Lizardit als Serpentinphase vorliegt – siehe dazu Kapitel 8.2.9.

Weiters sind in diesem Schliff blättrig bis feinschuppig erscheinende Chlorite ersichtlich, die parallel zu den Amphibolen eingeregelt und stellenweise geknickt erscheinen (Abb.49). Auffallend ist der farblose Eindruck unter linear polarisiertem Licht, der auf einen geringen Eisengehalt hindeutet. Unter gekreuzten Polarisatoren zeigen die blättrigen Minerale eine anormal graue IF der Mg-Chlorite. Die Blättchen können bis zu 0,5 mm Kantenlänge erreichen und eine vollkommene Spaltbarkeit nach {001} anzeigen. Eine bevorzugte Bindung an die vorhandene opake Mineralphase ist nicht erkennbar. Die opake Phase wird als Magnetit interpretiert.

8.2.3 Probe U126 (Tanzmeistergraben, westliche Hangflanke, 871 m Seehöhe)

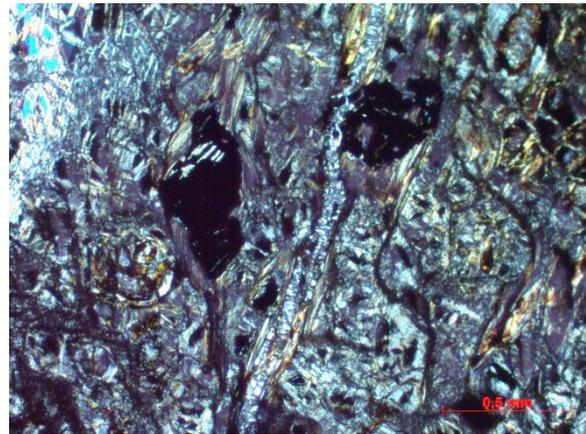
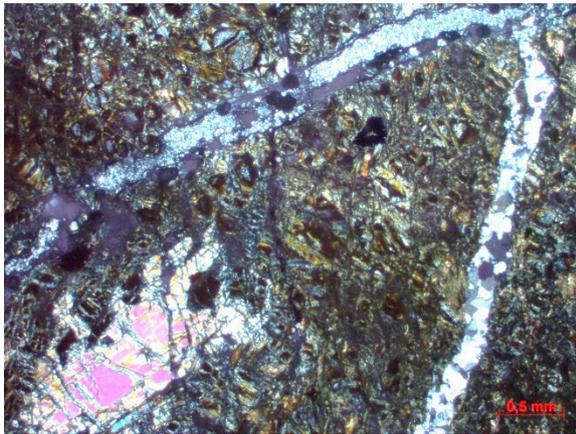


Abb.50: Dünnschliffbild der Probe U126. Das Gestein wird von Quarzadern (helle Minerale) durchzogen. In der linken unteren Ecke zeigt sich ein großes erhaltenes Amphibolmineral. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Abb.51: Die opake Phase (links des Zentrums) wird von Chlorit verdrängt. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Einen Mineralbestand im Dünnschliff der Probe U126 zu bestimmen gestaltet sich schwierig, da die Minerale bereits intensiv verwittert und zersetzt sind. Doch besteht der überwiegende Anteil aus Serpentin (65%) mit Olivinrelikten (noch nicht vollständig serpentinisiert, <5%), Resten zersetzter Amphibole (5-10%) und Talk (5-10%). Die opaken Minerale liegen ebenso wie Quarz mit einem Anteil von <5% vor und Chlorit mit etwa 2-3%. Weiters tritt Eisenhydroxid auf.

Beschreibung

Die Serpentinminerale durchziehen das gesamte Gesichtsfeld und besonders die Risse in den Olivinkristallen. Letztere sind zumeist nur in Form von Relikten vorhanden, die nur selten die charakteristischen hohen Interferenzfarben zeigen. Am besten lässt sich der Olivin unter parallelen Polarisatoren an Hand der hohen Lichtbrechung (Relief) erkennen. Zuweilen zeigen ursprüngliche Olivinkörner eine pseudomorphe Substitution durch feinkörnigen Quarz bei gleichzeitiger Umrahmung durch eine rotbraune Mineralphase. Die auftretenden Amphibole sind stark zersetzt und nicht immer eindeutig als solche zu erkennen. Selten zeigen sie feinnadelige Ausbildung mit

hohen Interferenzfarben ähnlich Probe U54 (in KOFLER 2014). Nur an wenigen Körnern ist die ursprüngliche, stengelige Ausbildung vorhanden und eine charakteristische Spaltbarkeit festzustellen. Das größte im Schliff erhaltene Amphibolmineral ist in Abb.50 dargestellt und wurde mittels Raman-Spektroskopie als Tremolit identifiziert.

Der auftretende Talk ist zumeist als Umwandlungsprodukt an die Amphibole gebunden, wobei die leicht verfälschten Farben im Dünnschliff der etwas zu hohen Schliffdicke geschuldet ist.

Der Chromit als opake Mineralphase erscheint in Form von unregelmäßigen und teilweise zerbrochenen Kristallen. Im Nahbereich sind verstärkt Chlorite anzutreffen. Insbesondere an den größeren Chromitmineralen ist eine intensive Verdrängung durch Chlorite festzustellen, wie beispielsweise in Abb.51 dargestellt. Das Phyllosilikat tritt aber auch abseits der Chromite im Schliff auf.

Risse, die eine Breite von 0,5 mm nicht übersteigen, sind mit idiomorph bis hypidiomorph ausgebildeten Quarzkristallen gefüllt (Abb.50). Stellenweise werden Minerale (z.B. Amphibole) von diesen Quarzadern durchschlagen, was einen genetischen Zusammenhang der Quarzadern mit den Amphibolphasen im Gestein ausschließt. Die Verkieselung des Gesteins (Quarzadern, Substitution der Olivinkerne) könnte durch neogene Verwitterung verursacht sein. Das Eisenhydroxid tritt besonders an den Mineralrändern und hier verstärkt im Nahbereich zu den Quarzadern auf.

8.2.4 Probe U138 (Kamm nördlich des Nissenberges, 994 m Seehöhe)

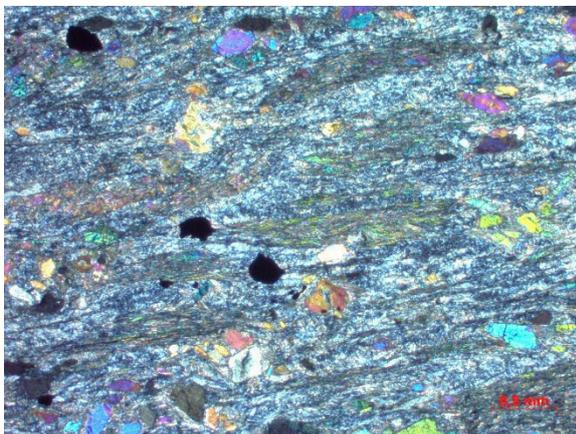


Abb.52: Dünnschliffbild der Probe U138. Die zum Teil zersetzten Amphibole zeigen deutliche Einregelung und teilweise Rotation (untere Bildhälfte). Die Grundmasse besteht aus Serpentin. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

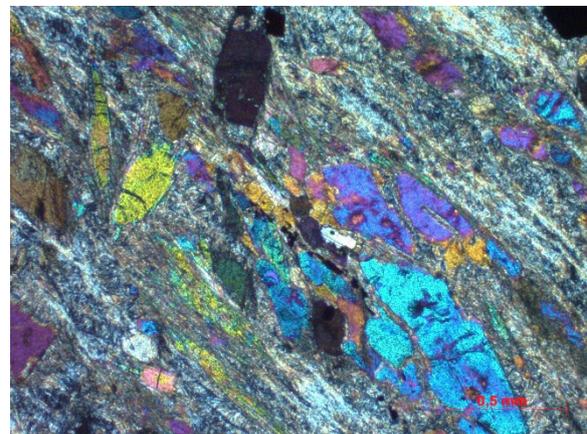


Abb.53: Gut erhaltene, nadelig zersetzte sowie in Talk umgewandelte Amphibole nebeneinander. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Der Dünnschliff der Probe U138 enthält Amphibol (30%), Talk (35%), Serpentin (30%) sowie eine opake Phase (1-2%).

Beschreibung

Ein mylonitisches Gefüge mit deutlich ausgebildeten Scherbändern und Porphyroklasten repräsentiert dieses Dünnschliffbild. Die Amphibole liegen in zwei Mineralphasen vor, die sich an Hand der unterschiedlichen Auslöschungsschiefe unterscheiden lassen. Die eine mit einem Winkel zwischen 15-20° entspricht Tremolit, was auch an Hand der charakteristischen Kristallform ableitbar ist. Die zweite, untergeordnet auftretende Phase, weist eine gerade Auslöschung auf und wird als Anthophyllit interpretiert. Letzterer zeigt einen stengeligen bis blättrigen Habitus. Mitunter weisen sie eine geringfügig höhere Lichtbrechung auf, was für aus Ultramafit entstandene Anthophyllitkristalle, auf Grund des verstärkten Eiseneinbaus in das Kristallgitter, nicht unüblich erscheint (TRÖGER 1969). Manche Tremolite zeigen entlang der säuligen Längsschnitte Verzwilligung und in den Basisschnitten die für Amphibole charakteristischen Spaltwinkel (56° bzw. 124°).

Auffällig ist die Umwandlung der Amphibole in feinschuppige, orientierte Aggregate, die häufig vom Druckschatten noch erhaltener, eingeregelter Minerale ausgeht. Dabei handelt es sich um Talk, der die Amphibole von den Randbereichen ausgehend umwandelt. An zahlreichen Mineralen sind die ursprünglichen Amphibolquerschnitte noch erkennbar. Es ist zu beobachten, dass die Umwandlung der Amphibole bevorzugt im Druckschatten der Minerale auftritt. Besonders an den säuligen Kristallausbildungen erscheint der Amphibol auch feinnadelig zersetzt, was nicht zwangsläufig auf Talk als resultierendes Umwandlungsprodukt hindeutet. Eine solche Umwandlung ist neben anderen Erhaltungszuständen in Abb.53 ersichtlich.

Die Serpentinminerale erscheinen weitgehend zu feinkörnig um einen Habitus beschreiben zu können, doch kann festgestellt werden, dass sie homogen über das gesamte Sichtfeld verteilt auftreten. Das Gefüge ist generell als eingeregelt zu beschreiben (Abb.52), wobei einige Amphibolkristalle nicht dieser Einregelung entsprechen und damit erst nach dem Deformationsereignis gebildet worden sein dürften.

Die in geringem Maße auftretende opake Mineralphase wird als Magnetit bestimmt.

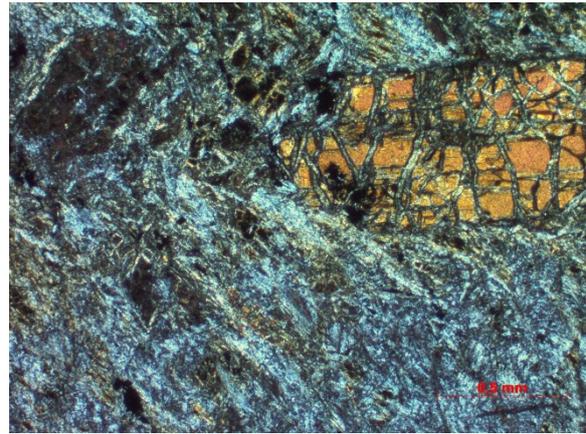
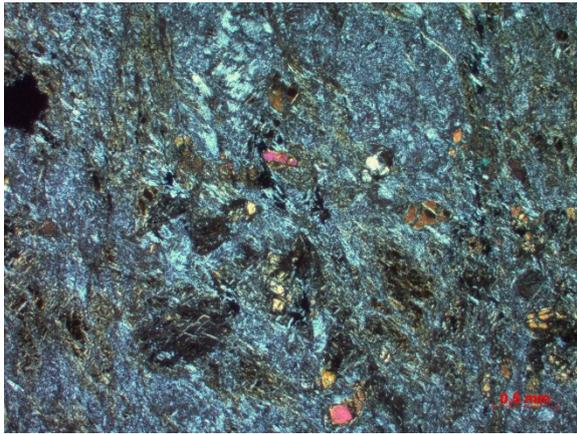


Abb.54: Dünnschliffbild der Probe U147. Ein Großteil des Sichtfeldes zeigt Serpentin, darin vereinzelte Amphibolkristalle. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Abb.55: Ein zerbrochener und teilweise serpentinisierter Amphibol. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Der Schliff der Probe U147 zeigt in der Masse Serpentin (85%), mit vereinzelten Amphibolmineralen (5%) und wenige als solche erkennbare Olivine (<5%). Ergänzt wird das Sichtfeld durch eine opake Phase (5%). Talk liegt akzessorisch vor.

Beschreibung

Wie in Abb.54 und Abb.55 ersichtlich, wird die Hauptmasse des Dünnschliffs von Serpentin aufgebaut. Die schuppige bis blättrige Ausbildung und die teilweise erkennbare Gitterstruktur legt nahe, dass es sich dabei um Antigorit handelt, was mit Hilfe der Raman-Spektroskopie bestätigt wurde.

Die wenigen vorliegenden Amphibolminerale sind stark zerbrochen und umgewandelt. Diese Umwandlung erfolgt ähnlich wie bei den Olivinen von Rissen im Mineral ausgehend, wie es in Abb.55 deutlich zu sehen ist. Da diese meist im Basis- und kaum im Längsschnitt vorliegen, zeigen sie häufig die charakteristischen Spaltwinkel der Amphibolspaltbarkeit (annähernd 56° bzw. 124°). Dies erleichtert die Unterscheidung zu den ebenfalls stark serpentinisierten und an Hand der Interferenzfarbe nur noch selten unterscheidbaren Olivinkristallen. Bei den meisten dieser Kristalle ist die Umwandlung bereits so stark fortgeschritten, dass die Körner nur mehr als dunkelbraun gefärbte Erhebungen mit einem farblosen Punkt im Zentrum des ursprünglichen Minerals vorhanden sind. Die Kristallgröße der Olivine kann vereinzelt noch etwa 1 mm erreichen (unter Kumulation der zerbrochenen Fragmente).

Bei der opaken Phase handelt es sich um Magnetit, der über die ganze Schlifffläche verteilt auftritt und in Form feinsten Körner und mit bis zu 1 mm Größe vorliegt. Die Risse und Spalten im

Gesichtsfeld sind mit einem hellen, faserigen Mineral gefüllt. Für eine verlässliche Bestimmung ist die Ausbildung zu fein, doch könnte es sich dabei um Talk handeln.

8.2.6 Probe U148 (Kamm nördlich des Nissenberges, 998 m Seehöhe)

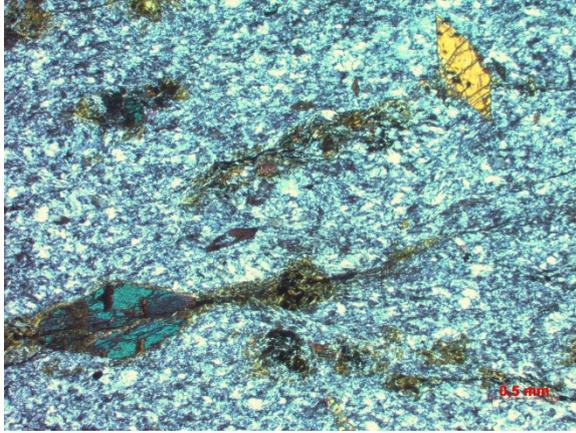


Abb.56: Dünnschliffbild der Probe U148. In der Serpentinmasse erscheinen vereinzelt Tremolitkristalle und Olivinrelikte. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

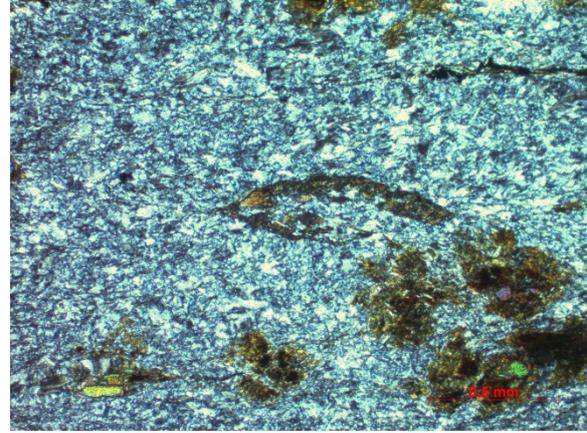


Abb.57: Eine deutlich erkennbare Pseudomorphose von Serpentin nach Tremolit, in Bildmitte. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Neben der dominierenden Phase des Serpentin (75-80%) tritt Amphibol (5-10%) sowie vereinzelt Olivin (etwa 5%) und eine opake Phase (5%) auf.

Beschreibung

Die dominierende Phase des Serpentin ist durch seine blättrige Struktur als Antigorit anzusehen. In manchen Rissen erscheint er grobschuppiger als in der Masse.

Der Olivin ist weitgehend stark umgewandelt, aber an Hand der Licht- und Doppelbrechung oft noch als solcher zu erkennen. Große Kristalle sind nicht mehr vorhanden, die kleinen nestartig konzentrierten Fragmente lassen noch auf das ursprüngliche Mineral rückschließen. Zahlreiche Olivinkristalle sind durch Verwitterungslösungen dunkelbraun verfärbt.

Amphibole sind sowohl als stengelige Aggregate wie auch im Basisschnitt als rautenförmige Kristalle enthalten (Abb.56). Sie zeigen 13 bis 18° Auslöschung an Mineralen mit ausreichendem Erhaltungszustand, wodurch sie der Aktinolith-Reihe zugeordnet werden können. Die Kristallausbildung zeigt typische Charakteristika der Tremolite, deren Anwesenheit mittels Ramansonde bestätigt wird. Manche Körner zeigen deutliche Pseudomorphose von Serpentin nach Amphibol, wie in Abb.57. Bei Mineralen, die noch nicht vollständig umgewandelt wurden, ist teilweise eine feinschuppige bis stellenweise feinnadelige Masse erkennbar.

Die opake Phase wird als Magnetit angesehen.

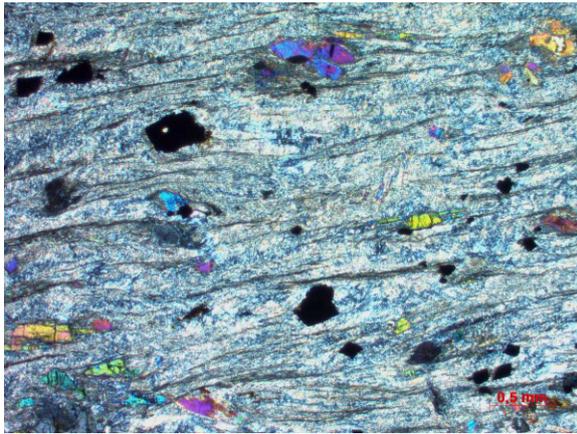


Abb.58: Dünnschliffbild der Probe U150. Eine deutliche Einregelung der meisten Amphibolminerale ist ersichtlich. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

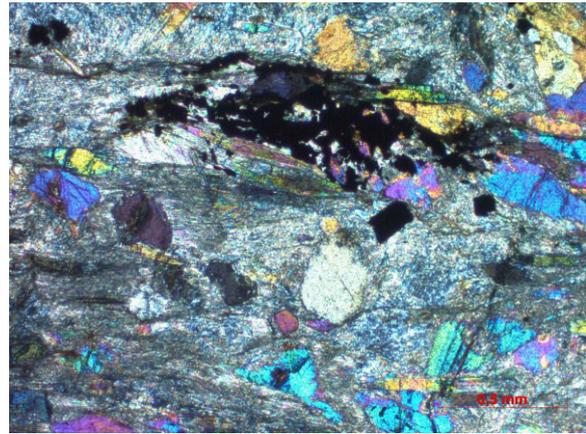


Abb.59: Die Anhäufung an opakem Magnetit (obere Bildhälfte) ist an umgewandelte Amphibole gebunden. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Das Schliffbild der Probe U150 zeigt Amphibole (20%), Serpentinminerale (30%) sowie Talk (40%). Außerdem ist eine lichtundurchlässige Mineralphase anwesend (<5%). Akzessorisch sind Relikte von Orthopyroxenen erkennbar.

Beschreibung

Das Gefüge ist als mylonitisch zu bezeichnen, mit deutlich ausgebildeten Scherbändern, sowie deformierten, teilweise rotierten und boudinierten Mineralkörnern. Ein wesentlicher Anteil der deformierten Minerale besteht aus Amphibolen. Der durchschnittliche Auslöschungswinkel von 18° weist auf Tremolit als Amphibolphase hin. An zahlreichen Mineralen im Basisschnitt ist zudem die charakteristische Amphibolspaltbarkeit ersichtlich, an manchen eine Verzwilligung mit einer Zwischenlamelle nach $\{100\}$. Zu einem großen Teil zeigen die Amphibole intensive Umwandlungserscheinungen in feinschuppige Talk-Aggregate. Besonders an diesen Phasen sind Einregelung und Deformation des Gesteins deutlich zu sehen (Abb.58). An manchen Körnern ist ein Übergang in Serpentinminerale und andererseits in Talk zu erkennen. Manche Tremolit-Kristalle überwachsen die Deformationsgefüge, was darauf hindeutet, dass diese erst nach dem Deformationsereignis entstanden sind. Die Kristallgröße liegt stets bei weniger als 1 mm, wobei die Kristalle im Längsschnitt tendenziell größer sind.

Die vorliegenden Serpentinminerale sind sehr feinkörnig, womit der Habitus nur schwer bestimmt werden kann. Es sind jedoch teilweise blättrige Aggregate erkennbar, wodurch die Phase als Antigorit angesehen wird. Wie oben erwähnt „nagen“ diese Antigorite die Amphibolminerale an und wandeln diese um.

Das Auftreten der opaken Phase erfolgt oftmals markant innerhalb der stark umgewandelten Amphibolminerale (Abb.59), wobei diese Kristalle nur Größen von wenigen Zehntelmillimetern aufweisen. Sie liegt selten in dreieckigen oder sechseckigen, zumeist viereckigen, hypidiomorph bis idiomorphen Kristallen vor und wird als Magnetit angesehen. Auf Grund der charakteristischen Kristallform könnte es sich bei manchen Körnern auch um Pyrit oder Pseudomorphosen von Magnetit nach Pyrit handeln.

Manche Mineralkörner mit niedriger Interferenz und gerader Auslöschung werden als Orthopyroxen identifiziert, wobei festgehalten wird, dass kein deutliches Relief (hohe Lichtbrechung) mehr erkennbar ist.

8.2.8 Probe U153 (Grubergraben, östlich des Nissenberges, 897 m Seehöhe)

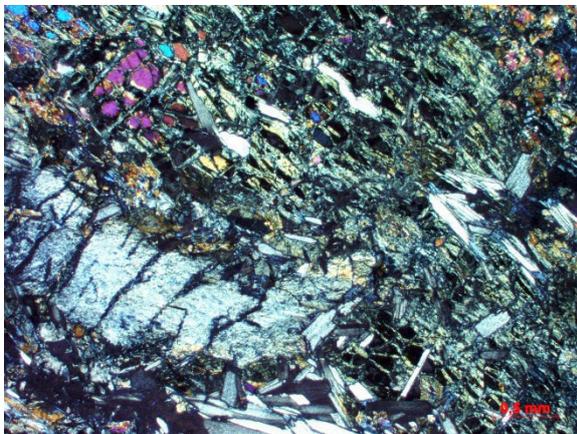


Abb.60: Dünnschliffbild der Probe U153. Neben Olivin (bunte Minerale in der linken oberen Ecke) ist blättriger Chlorit in Büschelform (z.B. Mitte am unteren Bildrand) deutlich zu erkennen. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

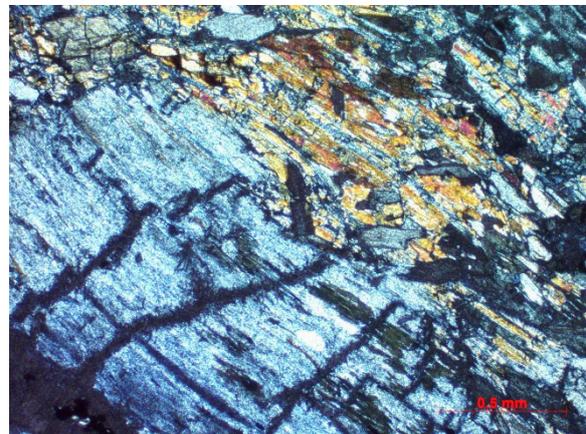


Abb.61: Ein deformierter, umgewandelter Kristall (linke Bildhälfte), weist in einer Ramanspektroskopischen Analyse Chrysotil als Mineralphase aus. Daneben sind zersetzte Amphibole zu erkennen. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Der Schliff der Probe U153 zeigt neben Serpentin (45%), stark zerbrochenen oder teilweise umgewandelten Amphibol (30%) und Olivin (5%). Weiters erscheint Chlorit (15%) und Talk (<5%) im Schliffbild. Eine opake Phase ist nur in geringem Umfang von 1-2% enthalten.

Beschreibung

Das Sichtfeld zeigt einen großen Anteil an Serpentinmineralen, die aus den übrigen erkennbaren Mineralaggregaten hervorgegangen sind. An zahlreichen Phasen kann an Hand der systematisch auslöschenden Serpentinminerale eine pseudomorphe Umwandlung vermutet werden. Auf Grund der vorliegenden Feinkörnigkeit der Serpentinphase ist eher ein Vorliegen von Lizardit wahrscheinlich – siehe dazu Kapitel 8.2.9. An den noch erhalten gebliebenen, zerbrochenen Olivinkristallen ist eine beginnende Serpentinisierung entlang der Risse feststellbar (Abb.60). In ihrer ursprünglichen Ausbildung dürften deren Kristallgrößen knapp 2 mm erreicht haben. Im Gefüge scheint der Olivin

linsenförmig im Gesichtsfeld aufzutreten und wird von Bereichen mit Serpentin, Chlorit und Amphibolen umgeben. Letztere liegen in Form stark zersetzter Aggregate vor (Abb.61), die kaum noch deutlich ausgebildete Mineralstrukturen zeigen. Nur an wenigen ist der 56° bzw. 124° Spaltwinkel (im Basisschnitt) der Amphibole erkennbar. Der Auslöschungswinkel von etwa 15° bis 18° deutet auf Tremolit hin. An manchen Körnern ist, wie oben erwähnt, eine pseudomorphe Umwandlung von Serpentin zu beobachten. Selten ist zu sehen, dass das Mineral in Talk umgewandelt wurde. Die Doppelbrechung (Interferenzfarben) erscheint unterdurchschnittlich, was jedoch auch an einer etwas zu geringen Schliffdicke begründet sein kann. Der Chlorit weist eine gering höhere Lichtbrechung als der Serpentin auf. Gelegentlich kann eine lamellare Verzwillingung an den knapp 1 mm großen, blättrigen Aggregaten erkannt werden.

Die feinverteilte lichtundurchlässige Mineralphase ist zum einen Chromit und zum anderen Magnetit. Die vier auffallend großen, grauen Mineralkörner im Schliffbild, mit ausgefransten Kristallrändern und teilweise geknickten Aggregaten scheinen eine umgewandelte Mineralphase darzustellen. Mittels Raman-Spektroskopie wurde Chrysotil identifiziert. Das primäre Mineral kann nicht mehr rekonstruiert werden.

8.2.9 Zusammenfassung

Zunächst wird angemerkt, dass die Probe P13 – von dieser Probe liegt keine textuelle Schliffbeschreibung vor – dem Schliffbild der Probe U153 ähnelt. Bezüglich der mineralogischen Zusammensetzung dieser Probe wird auf Tab.D10 und Tab.D11 im Anhang D verwiesen.

Mehrere Dünnschliffe der Tremolit-Serpentinite zeigen weitgehende mineralogische wie strukturelle Übereinstimmung. So besitzen die Schliffbilder der Proben U138 und U150, der Proben U153 und P13 sowie U147 und U148 jeweils große Ähnlichkeiten.

Kennzeichnend in letzterem Probenpaar ist der hohe Serpentinisierungsgrad der Olivine und Tremolite, wobei die Tremolit-Kristalle noch deutlich besser erhalten geblieben sind. Die in diesen Gesteinen vorliegenden Olivinreste scheinen durch Sprödetektonik zerkleinert worden zu sein (Protoklasten nach ANGEL 1964). Während in diesen Schliffen kein Talk vorhanden ist, fällt in den Proben U138 und U150 neben der deutlichen Einregelung der Minerale, der hohe Talkgehalt auf. Zahlreiche Pseudomorphosen von Talk nach Amphibol (Tremolit) sind erkennbar. PUHL (2000) beschreibt ebenso stark tektonisierte Gesteine, die aus feinsten Tremolitfilzen in Scherbändern bestehen. Der vorliegende Talkgehalt scheint daher weitgehend auf die Umwandlung der Tremolite zurückzuführen zu sein, die unter epizonaler Scherbeanspruchung bevorzugt in Talk übergehen (TRÖGER 1969). Dieses Bildungsmilieu würde auch die These einer vorliegenden Antigoritphase stützen, die auf Grund der teilweisen Feinkörnigkeit als nicht gesichert gilt.

Die Problematik der Unterscheidung der drei wesentlichen Serpentinminerale (Antigorit, Lizardit und Chrysotil) mit Hilfe der Raman-Spektroskopie wird im Folgenden dargelegt.

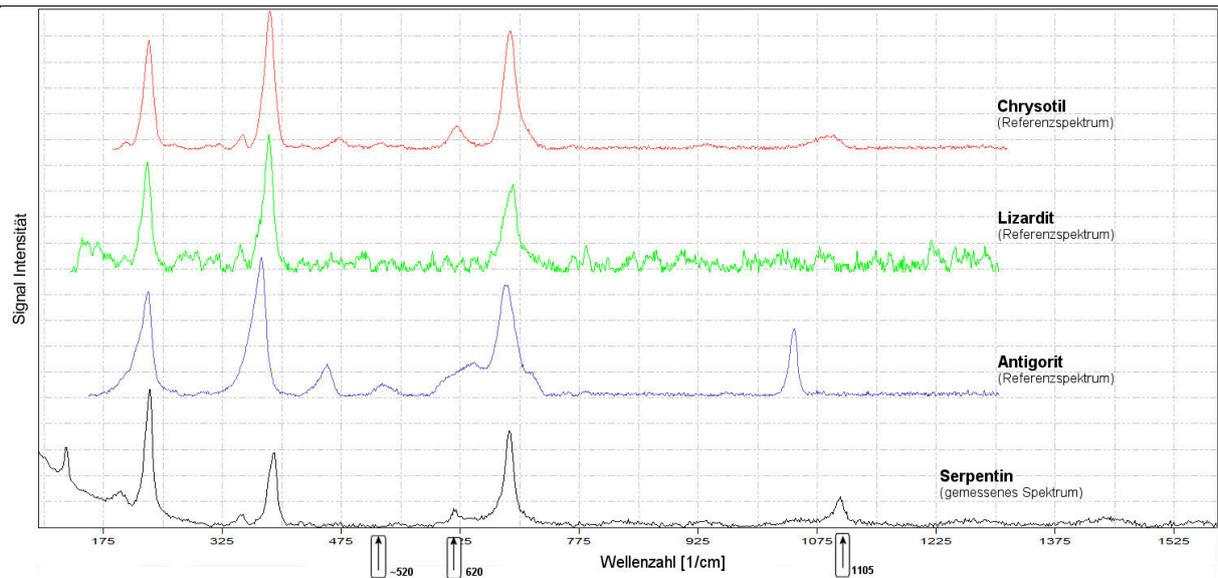


Abb.62: Vergleich des Raman-Spektrums der Serpentinphase aus der Probe U153 mit Referenzspektren anderer Serpentinminerale. Die untere (schwarze) Kurve entspricht dem gemessenen Spektrum. Weiters sind Referenzspektren von Antigorit (blaue Linie), Lizardit (grüne Linie) und Chrysotil (rote Linie) aus der RRUFF-Datenbank aufgetragen. Die gemessene Kurve zeigt 70%ige Übereinstimmung mit dem dargestellten Chrysotil-Spektrum. Erläuterungen im Text.

Aus Abb.62 (oben) wird deutlich, dass sich die Differenzierung insbesondere zwischen Chrysotil und Lizardit als schwierig gestaltet. Es kommt hinzu, dass die Referenzlinie des Lizardits aus der RRUFF-Datenbank sehr undeutlich ausgeprägt ist (grüne Linie in Abb.62).

Nach RINAUDO & GASTALDI (2003) kann für Chrysotil ein kleiner Peak bei 1.105 cm^{-1} und ein weiterer bei 620 cm^{-1} als charakteristisch angesehen werden. Hingegen wären für Lizardit zwei Peaks zwischen 500 cm^{-1} und 550 cm^{-1} typisch, die im vorliegenden Linienverlauf nicht vorhanden sind (siehe Markierungen in Abb.62). Diese Anzeichen sprechen dafür, dass es sich hierbei (Serpentinmineral in Probe U153) um Chrysotil handelt, doch kann auf Grund weiterer Spektren die Existenz von Lizardit in diesem Schliff nicht ausgeschlossen werden.

Die Proben U119 und U126 entsprechen mehr oder weniger verwitterten Gesteinen. Im Gegensatz zu den Schliffen U147 und U148 werden die auftretenden Olivine in den Proben U119 und U126 zumindest teilweise als metamorphe Neubildungen angesehen. ANGEL (1964) unterscheidet diese an Hand der deutlich kleineren Kristallgröße von $<0,1 \text{ mm}$ und der unverletzten (nicht zerbrochenen) Kristallform gegenüber den primären Olivinkristallen.

Im Gegensatz zu den Proben U138, U147, U148, U150 weisen die Schliffe U119 und U126 sowie U153 und P13 Chlorit als Phyllosilikatphase aus. Die Chlorite werden in diesen Schliffen durch eisenarmen Mg-Chlorit repräsentiert.

In manchen Schliffen sind die vorliegenden Chromitkörner von Chlorit umwachsen (z.B. in Schliff U126 ersichtlich). Diese Beobachtung veranlasste ANGEL (1964) zur Annahme, dass die Chlorite den Chromiten Substanz zum Aufbau entnommen hätten. Diese Überlegung trifft nicht zwingend zu, da

die Chlorite auch ungebunden von Chromit auftreten – u.a. ebenfalls in Probe U126 erkennbar. Dennoch sind für hydrothermale Bedingungen Umwandlungserscheinungen von Chromit dokumentiert, etwa durch Kämmererit (Cr-Chlorit), der in einem fortgeschrittenen Stadium den Chromit aufzehren kann (TRÖGER 1969). Durch den Einbau von Chrom treten blassrosa bis kräftig violettrosa Farbtöne im Dünnschliff auf, die jedoch in keinem dieser Schlitze beobachtet werden konnten.

In Probe U119 ist ähnlich den Proben U138 und U150 ein nennenswerter aus Amphibol hervorgegangener Talkgehalt festzustellen. Die Chlorite erweisen sich jedoch als stabil und werden vom Talk nicht verdrängt (ANGEL 1964).

8.3 Harzburgit

8.3.1 Probe U125 (vorderer Tanzmeistergraben, westliche Hangflanke, 785 m Seehöhe)

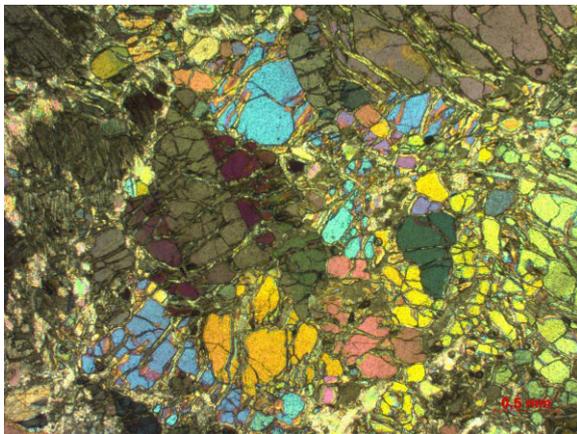


Abb.63: Dünnschliffbild der Probe U125. Die Hauptphase des Gesichtsfeldes wird von Olivin dargestellt. Daneben treten zersetzte Orthopyroxene auf (graues Mineral am linken Bildrand). (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

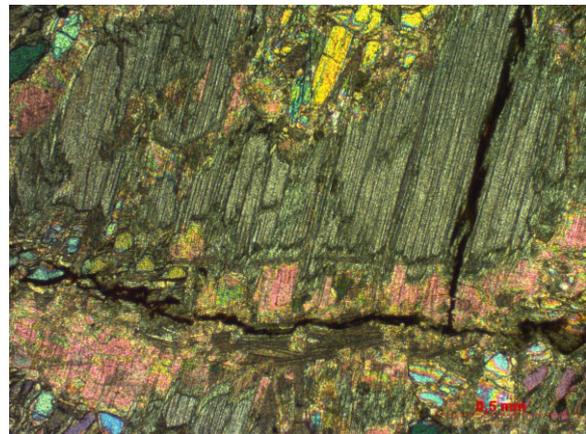


Abb.64: Detailbild eines zersetzten Orthopyroxens. Entlang des horizontalen Risses (untere Bildhälfte) tritt Talk und Chlorit auf. Weiters sind Tremolitkristalle (gelbes Mineral in der oberen Bildmitte) vertreten. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Die Probe U125 weist im Dünnschliff Olivin (80%), Orthopyroxen (<10%), Amphibole (2-3%) sowie Talk (2-3%) und Serpentin (2-3%) auf. Akzessorisch tritt Chlorit und eine opake Phase auf.

Beschreibung

Das dominierende Mineral ist Olivin, der durch seine gerundeten Körner und hohen Licht- und Doppelbrechung eindeutig erkennbar ist. An wenigen Kristallen ist eine Verwilligung zu beobachten. Zumeist ist er zerbrochen und entlang der unregelmäßigen Risse von Serpentinmineralen durchzogen (Abb.63). Eine ramanspektroskopische Untersuchung ergab ein Serpentinmineral-Spektrum mit für Lizardit charakteristischen Mustern (siehe Kapitel 8.2.9, oben). Die Kristallgröße der Olivine liegt

größtenteils im mittelkörnigen Bereich, wobei auch Körner mit mehr als 5 mm bzw. <1 mm Größe vorliegen.

Die Orthopyroxenkristalle, mit charakteristischer gerader Auslöschung, sind stark angegriffen und weisen entlang von Rissen im Mineral und am Mineralrand verstärkt eine Vertalkung auf (Abb.64). Eine Umwandlung von Orthopyroxen in Talk kann auf metamorphe Bedingungen zurückgeführt werden (PUHL 2000). Die Orthopyroxenkristalle sind mehrere Millimeter groß und schließen nicht selten auf poikilitische Art rundliche Olivinkristalle ein. Allein an diesem Schliff ist nicht bestimmbar ob dies eine Folge der Kristallisationsabfolge (Olivin vor Orthopyroxen) darstellt oder ob es sich um einen Restit handelt (siehe Kapitel 9.1.3). Entlang der Risse fallen neben Talk auch kleine Olivinkriställchen auf (Abb.64), die gemeinsam mit Talk aus dem Orthopyroxen gebildet wurden.

Die vorliegenden Amphibole liegen als kurz- bis langprismatische wie auch als rautenförmige Körner vor und entsprechen gemäß ihrer Auslöschung Mineralen der Aktinolith-Reihe (Tremolit). Teilweise sind typische, sechseckige Basisschnitte der Amphibole mit den unter 56° bzw. 124° schneidenden Spaltsystemen erkennbar, manche Kristalle zeigen zudem Zwillingslamellen. In Abb.64 ist erkennbar, dass Tremolit die Orthopyroxenrelikte verdrängt.

Der Chlorit fällt durch seinen blättrigen Habitus und seine anormale Interferenzfarbe auf. Der blassrosa Farbeindruck deutet auf einen erhöhten Chromgehalt hin. Die Chloritblättchen sind auffälliger Weise häufig an die opake Phase gebunden, treten aber auch entlang von Rissen in Orthopyroxenen, wie in Abb.64, auf. Die lichtundurchlässige (opake) Phase ist Chromit.

8.4 Tremolitfels

8.4.1 Probe U118 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 878 m Seehöhe)

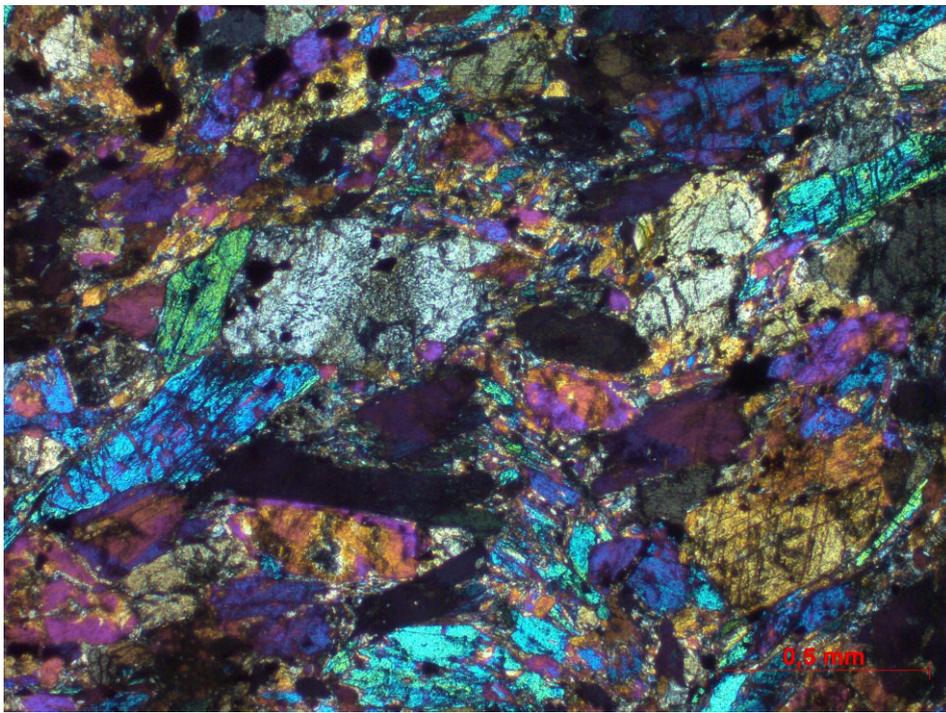


Abb.65: Dünnschliffbild der Probe U118. Auffällig ist der hohe Anteil an Amphibolmineralen bei untergeordnetem Auftreten von Serpentin. An dem gelben Kristall rechts unterhalb des Zentrums ist die typische Amphibolspaltbarkeit ersichtlich. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Das Hauptgemengteil im Schliff der Probe U118 ist Amphibol mit etwa 60% Anteil. Daneben treten Talk (20%), Serpentin (15%) und opake Phasen (<5%) auf. Akzessorisch ist Klinopyroxen enthalten.

Beschreibung

Die vorherrschenden Amphibole können an Hand ihrer Auslöschungsschiefe (13 bis 18°) und ihrer oftmals beobachtbaren charakteristischen Spaltbarkeit (eingeschlossener Winkel ca. 56°) identifiziert werden. Neben langsäuligen und stengeligen Kristallformen sind teilweise auch die für Tremolite charakteristischen Basisschnitte (rautenförmig) erkennbar (Abb.65), die oftmals auch in Form xenomorpher Kristalle vorliegen. Die charakteristische Spaltbarkeit der Amphibole ist sehr deutlich festzustellen. Oftmals ist eine Verwilligung der Amphibolkristalle zu sehen. Die Kristallgrößen variieren von Zehntelmillimeter bis etwa 1 mm Größe. Einige wenige Amphibolkristalle zeigen gerade Auslöschung, was auf die Anwesenheit von Anthophyllit hindeutet. Die Amphibole sind bereichsweise stark umgewandelt, was einen recht hohen Talkgehalt verschuldet.

Der Serpentin ist zuweilen feinkörnig, zeigt jedoch bereichsweise blättrigen Habitus sowie vielfach Verwilligung mit undulöser Auslöschung. Es dürfte sich hierbei um Antigorit handeln. Bereiche mit feinkörnigeren Amphibolen scheinen stärker serpentiniert als die Bereiche mit größeren

Kristallgrößen. Die opaken Minerale zeigen gut ausgebildete Kristallgrenzen (hypidiomorph bis idiomorph) und werden als Magnetit angesprochen. An den Kristallrändern und in den Mineralrissen ist Eisenhydroxid vorhanden.

8.4.2 Probe U156 (Sommergraben, südliches Quellgebiet, 903 m Seehöhe)

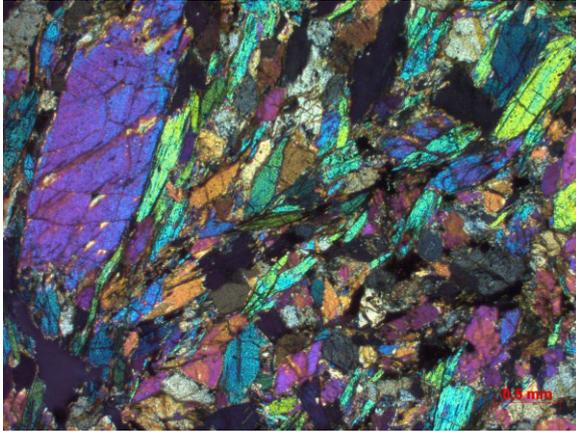


Abb.66: Dünnschliffbild der Probe U156. Die Minerale mit hohen IF sind durchwegs Amphibolminerale. In der linken Bildhälfte befindet sich ein großer Tremolitkristall (blauviolette IF). (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

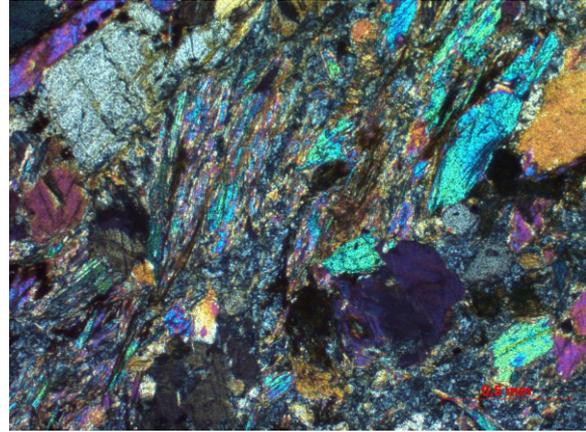


Abb.67: Zersetzte, feinnadelige Amphibolminerale neben noch erhaltenen groben Amphibolkristallen. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Ein Großteil der Probe U156 wird von Amphibolen (ca. 75%) aufgebaut. Daneben treten Serpentin (10-15%), Talk (5%) und eine lichtundurchlässige Phase (ca. 2%) auf. Weiters wird angemerkt, dass eine geringe Menge an Eisenhydroxid anwesend ist (akzessorisch).

Beschreibung

Die Amphibole liegen zum einen im Längsschnitt (prismatisch bis stengelig) und zum anderen im Basisschnitt (rautenförmig) mit sich unter 56° bzw. 124° schneidenden Spaltrissen vor. Die Ausbildung ist zumeist hypidiomorph, zeigt bei stark umgewandelten Mineralen auch feinnadelige bis feinschuppige Aggregate mit hoher Interferenzfarbe (Abb.67). Die Kristallgröße der besser erhaltenen Amphibole zeigt eine homogene Größenverteilung im Bereich von 0,5 mm bis 1 mm, wobei ein Ausreißer mit knapp 3,5 mm Kantenlänge gemessen werden konnte (Abb.66). An diesem Kristall wurde mittels Raman-Spektroskopie ein Tremolit identifiziert. Im Längsschnitt wird an den meisten Kristallen eine schiefe Auslöschung mit etwa 15° bis 20° gemessen, was die Erkenntnis Tremolit (siehe oben) bestätigt. An wenigen, kleineren Kristallen kann hingegen eine gerade Auslöschung festgestellt werden, was auf Anthophyllit hindeutet. Der Amphibol zeigt in manchen Bereichen Zerfallerscheinungen, die zum einen in feinen Amphibolnadeln resultieren (Abb.67) und zum anderen in Talk umgewandelten Amphibolen entsprechen.

Der Grad der Mineralumwandlung im Schliff ist inhomogen verteilt, wobei in Bereichen höheren Umwandlungsgrades eine Serpentinphase zu erkennen ist, die gemeinsam mit dem Umwandlungsprodukt der Amphibole die feinkörnige Masse zwischen dem Altbestand aufbaut.

Bei den lichtundurchlässigen (opaken) Mineralen scheint eine Phase anwesend zu sein, die besonders durch ihre geringen Kristallgrößen im Vergleich zu den meisten anderen Schliffen auffällt und als Magnetit identifiziert wird. Es wird darauf hingewiesen, dass das Schliffbild dieser Probe einen hohen Anteil an Ausbrüchen (Löcher im Schliff) aufweist (ca. 5% der Schlifffläche), was auf ein stark aufgelockertes, „mürbes“ Gesteinsgefüge hindeutet. Das Gefüge ist als panidiomorph-körnig zu bezeichnen.

8.4.3 Zusammenfassung

In den betreffenden Schliffbildern fällt der dominierende Amphibolanteil auf, wobei überwiegend Tremolit auftritt und Anthophyllit sehr untergeordnet anwesend ist. Neben den Umwandlungsprodukten Talk und Serpentin stellen die Amphibole die einzige wesentliche Mineralphase dar. Die massive Tremolitbildung könnte in Folge einer metasomatischen Ca-Anreicherung entstanden sein, wie es auch PUHL (2000) für Olivin-Tremolitfels von Kraubath für möglich hält. Eine andere Möglichkeit wäre das Hervorgehen von Tremolit aus Klinopyroxeniten oder Websteriten im Zuge der Metamorphose, ähnlich den Metapyroxeniten (Kapitel 8.6). Die Umwandlung von Amphibol in Talk erfolgt nach denselben Gesichtspunkten wie unter Punkt 8.2.9 beschrieben.

Die Probe P21 (keine textuelle Dünnschliffbeschreibung vorliegend), weist eine weitgehende mineralogische wie strukturelle Übereinstimmung mit der Probe U156 auf. Der akzessorische Gehalt an Klinopyroxen korreliert mit Probe U118. Eine Aufstellung der mineralogischen Zusammensetzung ist in Tab.D10 und Tab.D11 im Anhang D angeführt.

8.5 Hornblendit (Smaragdit)

8.5.1 Probe U120 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 915 m Seehöhe)

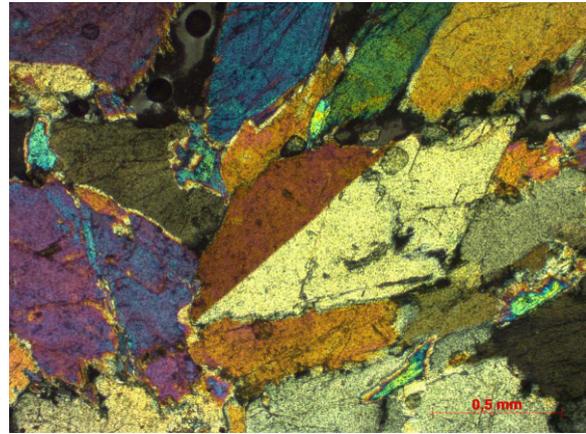
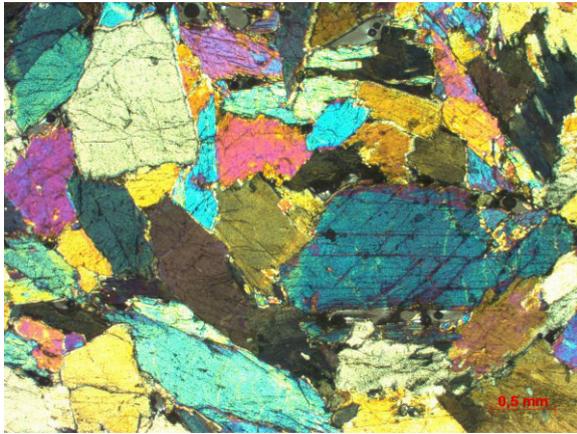


Abb.68: Dünnschliffbild der Probe U120. Amphibolminerale an ihrer hohen IF und der charakteristischen Spaltbarkeit (blaues Mineral in rechten Bildhälfte) erkennbar. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Abb.69: Deutlich erkennbare Verzwillingung (in Bildmitte) eines Klinoamphibols im Basisschnitt. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Der Schliff der Probe U120 besteht praktisch zur Gänze aus Amphibolmineralen (100%).

Beschreibung

Auffällig ist die große durchschnittliche Kristallgröße (1 bis 3 mm) – insbesondere im Vergleich zu den übrigen Dünnschliffen – die über weite Teile des Sichtfeldes als mittelkörnig bezeichnet werden können. Die Amphibolminerale sind sowohl im Längs- wie auch im Basisschnitt vorliegend. Auch kann die typische einfache Verzwillingungen im Basisschnitt beobachtet werden (Abb.69). Der Farbeindruck unter linear polarisiertem Licht schwankt zwischen blassgrünlich mit kaum bemerkbarem grünlichen Pleochroismus bis zu kräftig graugrün, teilweise bräunlich. Es dürfte sich hierbei um einen Vertreter der Hornblende-Gruppe handeln.

Die zum Großteil undeutlich ausgebildeten Kristallgrenzen scheinen durch gegenseitiges Zersetzen der einzelnen Körner verursacht zu sein. Dies ist etwa oberhalb des verzwilligten Minerals in Abb.69 zu erkennen.

Bei dieser Probe dürfte es sich um ein in der Literatur aus Kraubath als Smaragdit beschriebenes, hornblendenreiches Gestein handeln (CLAR 1929, ANGEL 1964).

8.6 Metapyroxenit

8.6.1 Probe U113 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 855 m Seehöhe)

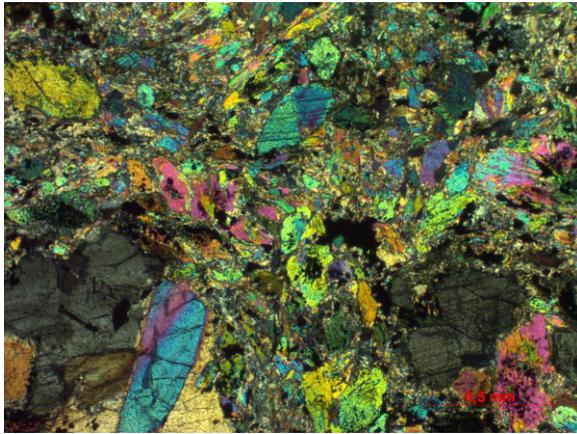


Abb.70: Dünnschliffbild der Probe U113. Die größeren Komponenten repräsentieren Diopsid (z.B. blaue bzw. blassgelbe Mineralphase in linker unterer Ecke), die kleineren Aggregate sind Amphibole. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

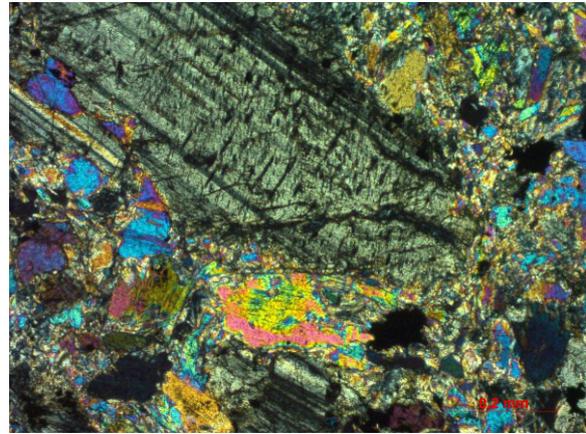


Abb.71: Ein großer Klinopyroxenkristall (grauer Kristall in oberer Bildhälfte) mit deutlich erkennbaren Druckzwillingen und Umwandlungserscheinungen. Als Resultat treten Amphibolminerale auf (z.B. hell gelbgrünes Mineral im Zentrum). (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Das Schliffbild der Probe U113 wird hauptsächlich aus Klinopyroxen (ca. 35%) und Amphibol (30%) aufgebaut. Weiters treten Talk (15%), Serpentinminerale (10%) und Olivin (<5%) auf. Die opake Phase macht weniger als 5% der Mineralphasen aus.

Beschreibung

Die den Schliff dominierenden Klinopyroxene sind an Hand der typisch hohen Licht- und Doppelbrechung zu erkennen und werden durch ihre Auslöschungsschiefe (etwa 38-40°) als Diopsid identifiziert, doch ist eine Spaltbarkeit häufig nicht erkennbar. Von den Amphibolen sind sie zumeist an Hand der Lichtbrechung zu unterscheiden, da die Qualität der Kristallerhaltung eine Ermittlung der Auslöschung nicht immer ermöglicht. An zahlreichen Pyroxenkristallen sind Alterationslamellen erkennbar, die nicht genauer identifiziert werden können. Generell entsprechen die größeren Minerale – von mehr als 1 mm Kristallgröße – überwiegend den Klinopyroxenen, wobei auch kleinere Aggregate dieser Mineralphase zugerechnet werden können (Abb.70). Die feinkörnige „Grundmasse“ (Kristallgröße kleiner Zehntelmillimeterbereich) wird hauptsächlich aus Amphibolen, Talk und Serpentin repräsentiert. Erstere scheinen im Zuge von Umwandlungsprozessen in Talk umgewandelt worden zu sein, was unter Bedingungen epizonaler Scherbeanspruchung möglich erscheint (TRÖGER 1969). Dies wird insofern bestätigt, als dass die dritte wichtige Mineralphase der „Grundmasse“ durch schuppenförmige Serpentinminerale repräsentiert wird, bei denen es sich um Antigorit handelt, die in ähnlichem Milieu gebildet werden. Diese Aggregate sind feinkörnig und zeigen bereichsweise blassgrüne Farbe, was auf einen leicht erhöhten Eisengehalt hindeutet.

Die enthaltenen Amphibolminerale liegen in Form von kurzsäuligen bzw. rautenförmigen Kristallen vor, mit Kristallgrößen von kleiner 0,5 mm. Gemäß dieser Kristallformen sowie der Auslöschungsschiefe und Farbe lässt sich hierbei auf Tremolit als Amphibolphase schließen. Anhand ihrer Erscheinungsform und den erkennbaren Kontaktflächen scheinen sie als Umwandlungsprodukt aus Diopsid hervorgegangen zu sein (Abb.71). Die vorhandenen Olivinkristalle sind großteils zerbrochen und werden im Nahbereich von einer feinkörnigen schmutzig graubraunen Eisenhydroxidmasse umgeben.

Die opaken Minerale werden als Magnetit angenommen. Idiomorphe Kristallformen sind nur vereinzelt, insbesondere bei kleineren Körnern, feststellbar. Sie treten bevorzugt entlang der Kristallgrenzen der größeren Klinopyroxenkrystalle und als feinkörnige disseminierte Aggregate im Serpentin auf. Das Gefüge erscheint ungeregelt und ist auf Grund der oben erwähnten Gegebenheiten als ungleichkörnig zu bezeichnen.

8.6.2 Probe U115 (Tanzmeistergraben, östliche Hangflanke, 851 m Seehöhe)

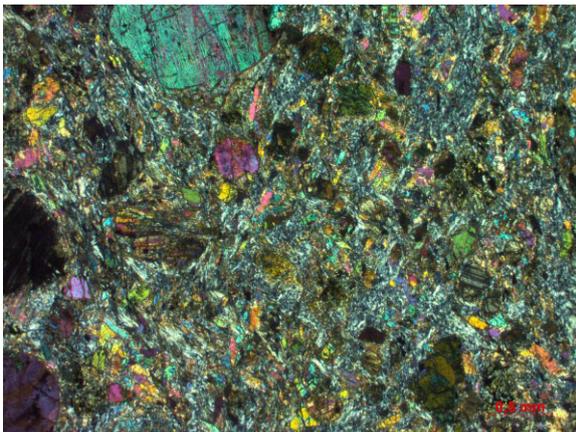


Abb.72: Dünnschliffbild der Probe U115. Die größeren Komponenten repräsentieren Diopsid, die kleineren zumeist Amphibole. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

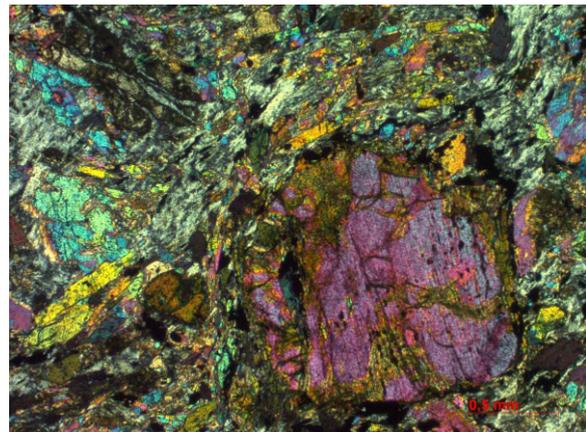


Abb.73: Ein großer Klinopyroxenkrystall (violetter Kristall in der rechter Bildhälfte) mit deutlichen Umwandlungserscheinungen. Die feinkörnigeren Minerale mit hoher IF sind zu einem großen Teil neugebildete Amphibole. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Die Probe Nr. U115 zeigt im Dünnschliff einen großen Anteil an Amphibolen (ca. 35%), Serpentin- (ca. 35%) und Klinopyroxenmineralen (etwa 20%). Als Nebengemengteil treten Olivin und eine opake Phase mit jeweils weniger als 5% auf. Chlorit liegt mit weniger als 3% vor.

Beschreibung

Über das gesamte Sichtfeld sind Minerale im Zehntelmillimeterbereich verteilt, die weitgehend Amphibolmineralen entsprechen. Die größeren bis 1,5 mm großen Kristalle entsprechen ausschließlich Klinopyroxen. Dieses Kristallgrößenverhältnis ist in Abb.72 veranschaulicht. Charakteristisch für letztere sind die hohe Doppelbrechung sowie der Auslöschungswinkel, der

zwischen 36° und 40° liegt, was auf Diopsid als Klinopyroxenphase schließen lässt. An zahlreichen Körnern ist eine Umwandlung in Tremolit deutlich erkennbar (Abb.73). Neben den durch Umwandlung entstandenen Tremoliten liegt die Mehrzahl dieser Mineralphase als Neubildung vor. Auf Grund des Auftretens innerhalb der Serpentinmasse dürfte diese Neubildung etwa zeitgleich mit dem Antigorit erfolgt sein. Es scheint auch der Fall aufzutreten, in dem der Diopsid in Serpentin übergeht, da teilweise ein direkter Übergang zu Klinopyroxen erkennbar ist. Insbesondere bei den größeren Klinopyroxenkristallen sind Lamellen erkennbar, bei denen es sich um feinste, spaltflächenparallele Alterationslamellen handelt. Eine genaue Identifizierung dieser Lamellen war selbst mit dem Rasterelektronenmikroskop nicht möglich. Zudem sind an manchen Pyroxenkörnern Druckwillinge erkennbar.

Die Amphibolminerale liegen zum einen als hypidiomorph kurzsäulige Kristalle und zum anderen rautenförmig im Basisschnitt vor. Die schiefe Auslöschung von etwa 18° sowie die Kristallform lassen auf ein Amphibolmineral der Aktinolith-Reihe (Tremolit) schließen. Die Kristallgröße liegt stets unter 0,5 mm, wodurch diese Mineralphase bei der feinkörnigen Mineralfraktion gegenüber den Klinopyroxenen überwiegt. Ebenso wie die Pyroxene zeigen auch manche Amphibole einen direkten Übergang in Serpentin.

Auf Grund des teilweise zerbrochenen Zustandes der Körner und der stark vorangeschrittenen Serpentinisierung ist eine Unterscheidung zwischen den Amphibolen und dem Klinopyroxen, besonders bei den feinkörnigen Kristallen, unter dem Polarisationsmikroskop nicht immer eindeutig möglich. Manche Körner werden von der Serpentinmineralphase umwachsen, bei manchen ist eine deutliche Umwandlung der Kristalle zu erkennen.

Zahlreiche Serpentinminerale, auf Grund ihrer blättrig bis leistenförmigen Ausbildung als Antigorit angesehen, zeigen eine undulöse Auslöschung, was auf eine vielfache Verzwillingung der Kristalle zurückzuführen ist. Bereichsweise ist eine Deformation der Serpentinminerale erkennbar. Bei den wenigen vorliegenden opaken Mineralen handelt es sich um Magnetit, was auch die Analysen mittels Rasterelektronenmikroskop bestätigen.

Das in Abb.74 dargestellte Element-Mapping zeigt einen großen Diopsidkristall, der randlich in Tremolit umgewandelt wurde – deutlich am Kalziumkontrast bzw. unterschiedlichem Rückstreuvermögen erkennbar. Die Einschlüsse bestehen zum Teil aus Chlorit und zum Teil aus Magnetit (helle Phasen im BSE-Bild). In der unteren Bildhälfte verläuft eine kalziumreiche Ader quer durch den Pyroxenkristall, bei der es sich um eine Kalzit Ader handeln dürfte. Das umgebende nur teilweise Al-führende Material setzt sich aus Chlorit (mehr Al) und Antigorit (weniger Al) zusammen. Das Auftreten eines Tremolit-Kristalls in Mitten des dominierenden Diopsid sowie die zahlreichen Einschlüsse verschiedener Mineralphasen legen den Schluss nahe, dass es sich bei den großen Pyroxenen um sekundäre Kristalle handelt. Das Gestein dürfte ein Pyroxenit gewesen sein, der im

Zuge einer metamorphen Einwirkung Al abgegeben hat (Chloritbildung) und randlich in Tremolit umgewandelt wurde. Weiters entstanden dabei Antigorit und Tremolit als Mineralneubildungen.

In der Tabelle Tab.D9 im Anhang D sind einige mittels EDX (energiedispersiv) Methode am REM ermittelte Messungen aufgelistet. Mit den Ergebnissen wurde eine Sauerstoffnormierung durchgeführt. Als Erkenntnis daraus kann bei Diopsid eine meist geringe Substitution von Magnesium durch Eisen festgehalten werden (#Mg = 85,9 bis 90,2). Ähnliches kann auch bei Tremolit erkannt werden (#Mg = 95,4 bis 96,5). Die Serpentin-Analysen weisen etwas zu hohe Magnesium- und Siliziumgehalte auf – im Vergleich zur theoretischen Stöchiometrie. Bei dem analysierten Chlorit-Mineral fällt ein hoher Magnesiumanteil auf. Auch Eisen ist anwesend und der Aluminiumwert liegt am unteren Ende der möglichen Bandbreite.

Es wird noch darauf hingewiesen, dass Chlorit lediglich mittels REM nachgewiesen, nicht jedoch unter dem Polarisationsmikroskop identifiziert werden konnte.

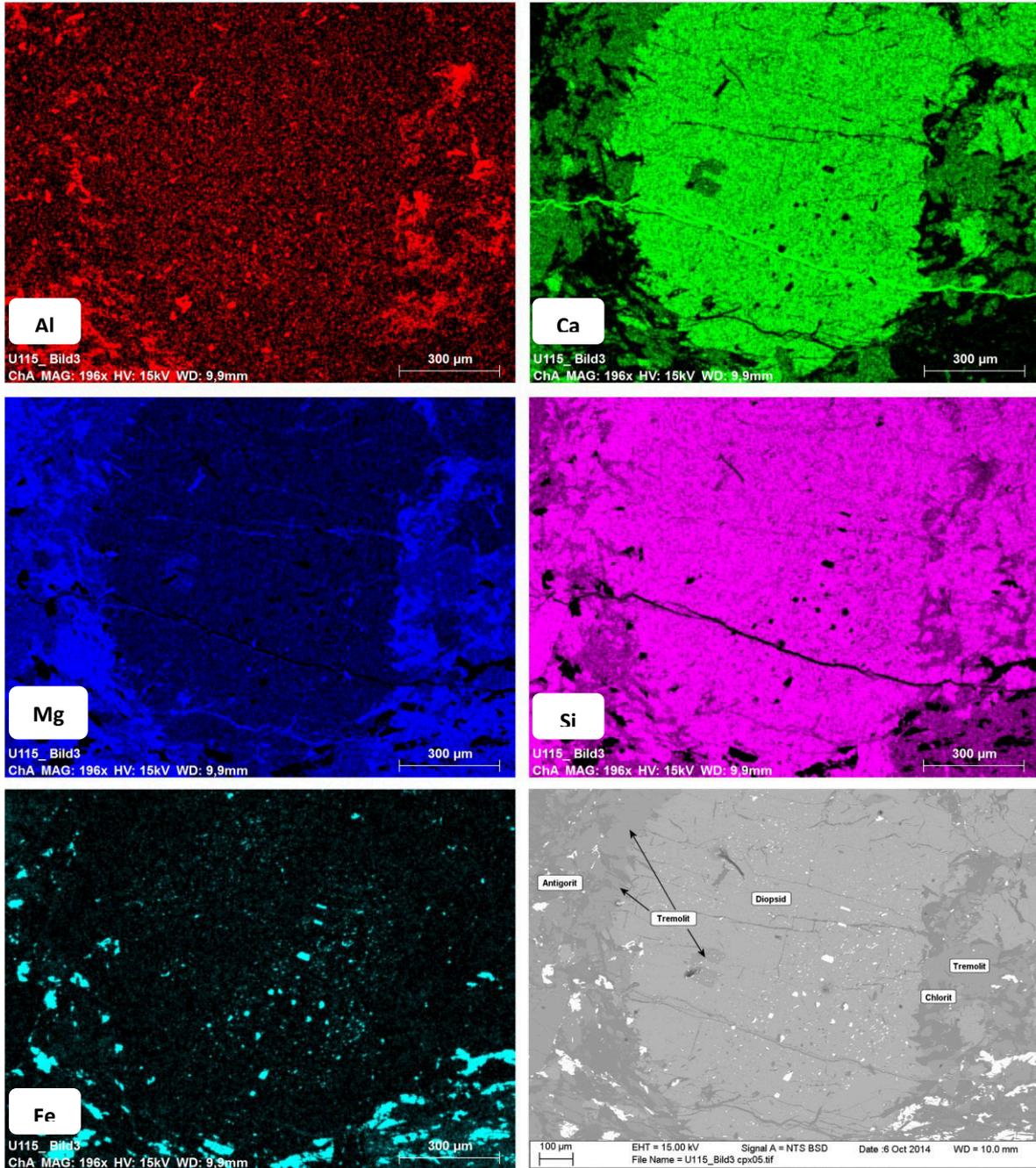


Abb.74: Mittels REM erstellte Element-Karten der Elemente Al, Ca, Mg, Si und Fe sowie ein BSE-Bild des bearbeiteten Ausschnitts von Probe U115. Erläuterungen im Text.

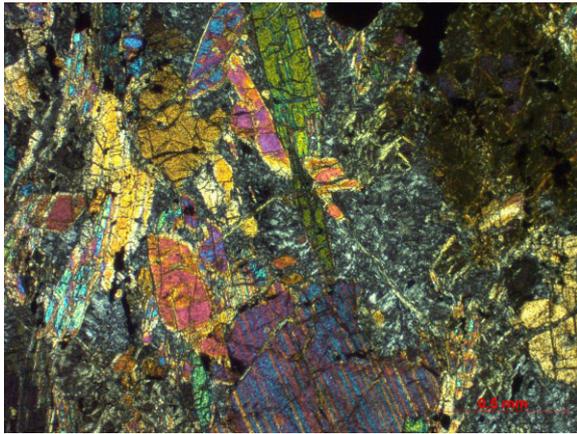


Abb.75: Dünnschliffbild der Probe U135. Sowohl an den Klinopyroxenen (unterer Bildrand) wie auch an den Amphibolen ist eine Umwandlung in Serpentin erkennbar. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

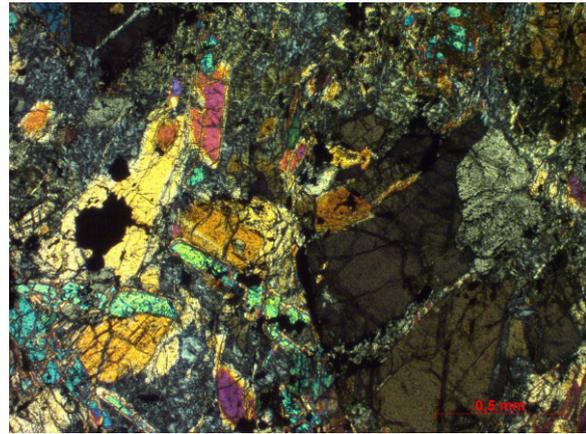


Abb.76: Klinopyroxene werden in Tremolit umgewandelt: Klinopyroxen in Dunkelstellung (braune Mineralphase), die graue Phase daneben ist Tremolit (rechte Bildhälfte). An den übrigen Amphibolmineralen ist eine Umwandlung in Serpentin zu erkennen – z.B. untere Bildmitte. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Der Schliff der Probe U135 weist neben Serpentin (35%) auch Amphibol (35%), Klinopyroxen (15%) und Olivin (5-10%) auf. Eine opake Phase (<5%) ist ebenfalls enthalten.

Beschreibung

Die Grundmasse besteht aus feinkörnigen Serpentinaggregaten mit schuppigen bis blättrigem Habitus, die auch die zerbrochenen Olivinkristalle durchziehen. Bei genauerer Untersuchung mittels Raman-Spektroskopie wurde die Rissfüllung der Olivine als Lizardit identifiziert und jene, die Grundmasse aufbauende Serpentinphase, als Antigorit. Somit sind in diesem Gestein zwei verschiedene Serpentinminerale nachgewiesen. Bereichsweise zeigt der Serpentin (Antigorit) eine gelbliche Eigenfarbe, was auf Eisen führende Bereiche zurückzuführen ist. Der Olivin erscheint stark zerbrochen und konzentriert geringe Mengen von Eisenhydroxid um die Mineralkomponenten.

Die zahlreichen Amphibolminerale liegen sowohl im Quer- wie auch im Längsschnitt vor, wodurch die charakteristische Spaltbarkeit und Auslöschungsschiefe ersichtlich ist. Der letztgenannte Parameter weist mit 17 bis 18° auf Tremolit hin. Die Klinopyroxenminerale sind mit durchschnittlich etwa 1 mm Kristallgröße größer als die Amphibole und sind von diesen am einfachsten durch die höhere Lichtbrechung sowie den größeren Auslöschungswinkel unterscheidbar. Zudem zeigen die Klinopyroxene Alterationslamellen.

Eine direkte Umwandlung von Klinopyroxen in Amphibol ist nur untergeordnet zu beobachten, wie z.B. in Abb.76. Weitgehend ist stattdessen das Eindringen von Serpentinmineralen (Grundmasse) sowohl in die Klinopyroxen- wie auch in die Amphibolminerale zu erkennen (Abb.75). Die vorliegenden

lichtundurchlässigen Minerale scheinen entlang von Rissen im Gestein konzentriert aufzutreten und können auf Grund ihrer xenomorphen Ausbildung als Magnetit angesprochen werden.

8.6.4 Probe U137 (Grubergraben, östlich des Nissenbergkammes, 990 m Seehöhe)

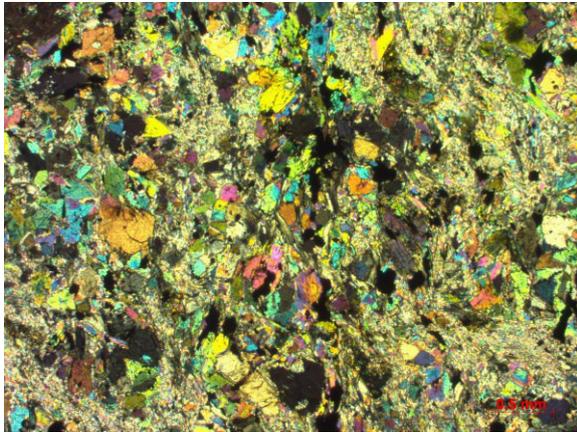


Abb.77: Dünnschliffbild der Probe U137. Die Minerale mit hoher IF werden von Klinopyroxen und Amphibol repräsentiert. Die feinkörnige Grundmasse besteht aus Talk und Serpentin. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

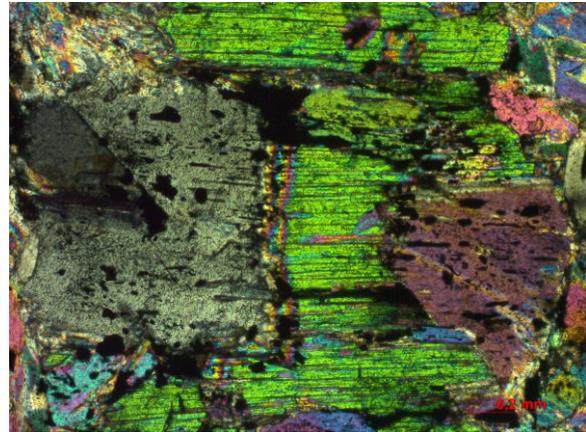


Abb.78: Die Umwandlung eines Klinopyroxenminerals (grün) in Tremolit (grau bzw. schmutzig violett). (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Die Probe U137 baut sich aus Amphibolen (40%) und Klinopyroxen (15%) sowie aus Talk (30%) und Serpentin (<5%) bestehenden Grundmasse auf. Daneben treten opake Phase (ca. 5%) und Chlorit (2-3%) auf.

Beschreibung

Generell handelt es sich um ein feinkörniges Gestein, bei dem nur wenige Klinopyroxenkristalle Kristallgrößen von über 1 mm erreichen (Abb.77). Manche dieser Kristalle weisen Alterationslamellen auf, die ob ihrer Feinheit nicht näher bestimmt werden können.

Neben diesen stellen Amphibole das zweite Mineral mit hoher Doppelbrechung in diesem Schliff dar. Diese sind durchwegs deutlich feinkörniger als die Pyroxene und meist nicht größer als 0,5 mm. Deutlich ausgebildete Kristallgrenzen sind bei beiden Mineralphasen selten, was an dem deutlich fortgeschrittenen Umwandlungsprozess liegt. Dabei werden die Klinopyroxenkristalle in Amphibole der Aktinolith-Reihe (Tremolit) umgewandelt, wie in Abb.78 deutlich veranschaulicht wird. Die feinkörnige Grundmasse ist durch eine Umwandlung aus den Tremoliten entstanden und wird zu einem großen Anteil aus Talk aufgebaut. Eine solche Umwandlung ist unter Scherbeanspruchung nicht selten (TRÖGER 1969). Serpentin erscheint in diesem Schliff sehr untergeordnet.

Das Phyllosilikat Chlorit kann an Hand seiner auffallenden anormalen Interferenzfarbe sowie seiner schuppig bis blättrigen Ausbildung ausgeschieden werden. Das farblose Mineral zeigt Pleochroismus von schwach gelb bis blassgrünlich. Die Polarisationsfarbe ist farblos bis schwach lederbraun. Die

Chloritbüschel zeigen durchwegs undulöse Auslöschung. Die lichtundurchlässige (opake) Phase Magnetit ist gleichmäßig über das gesamte Schliffbild verteilt.

8.6.5 Probe U143 (Wintergraben, südliches Quellgebiet, 941 m Seehöhe)

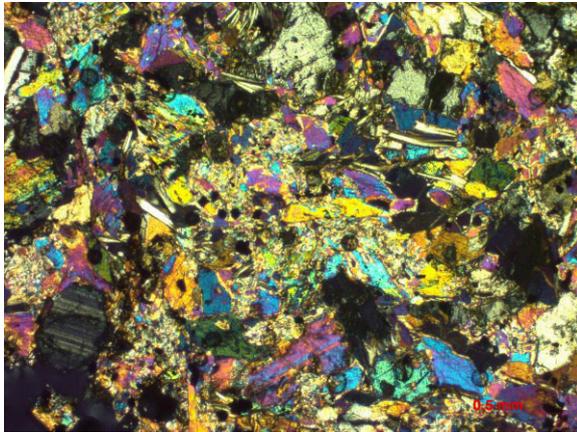


Abb.79: Dünnschliffbild der Probe U143. Die Pyroxen- und Amphibolminerale (hohe IF) werden in Talk und Chlorit umgewandelt. Die blättrige Phase mit niedriger Doppelbrechung ist Chlorit. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

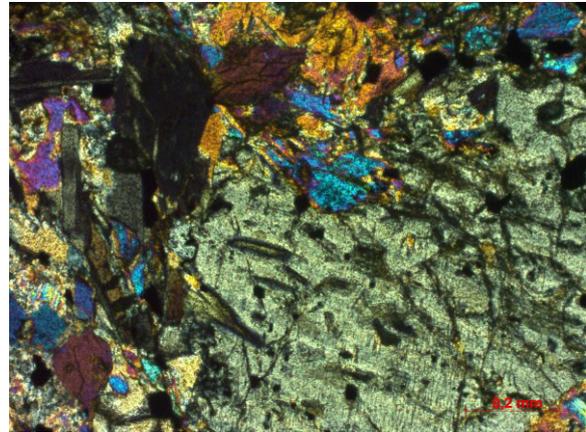


Abb.80: Ein Klinopyroxenkristall mit Chloriteinschlüssen umgeben von Amphibol-Aggregaten. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Die Probe U143 weist im Schliff einen hohen Anteil von Amphibol (65%) aus, begleitet von Klinopyroxen (15%), Talk (10%), Chlorit (<5%) und einer opaken Mineralphase (<5%).

Beschreibung

Die Klinopyroxene stellen die größten Mineralkörner von bis zu 2 mm dar. Die Auslöschungsschiefe deutet auf Diopsid als Pyroxenphase hin. Diese zeigen keinen gut ausgebildeten Habitus sondern meist nur Kristallrelikte die zuweilen von Amphibol bzw. dessen Umwandlungsprodukt verdrängt werden (Abb.79).

Quantitativ den größten Anteil machen feinkörnige Amphibolminerale aus, die in manchen Mineralschnitten die charakteristische Spaltbarkeit der Amphibole widerspiegeln. Die Erscheinung entspricht säuligem bis rautenförmigem (im Basisschnitt) Habitus, wobei letzterer in diesem Schliff zu überwiegen scheint. Die feinkörnige Grundmasse besteht überwiegend aus Talk, der im Zuge von Umwandlungsprozessen aus den Amphibolmineralen gebildet worden sein dürfte. In Abb.79 ersichtliche Gefügemerkmale deuten auf diesen Ursprung hin.

Über das gesamte Schliffbild verteilt tritt ohne erkennbare Systematik Chlorit in Erscheinung, der wiederum an seinem blättrigen Erscheinungsbild und der anormalen Interferenzfarbe erkennbar ist. Letzteres Kriterium klassifiziert ihn als Mg-reichen Chlorit. In manchen Pyroxenkristallen kann Chlorit als Einschluss ausgemacht werden, wie es auch in Abb.80 ersichtlich ist.

Die lichtundurchlässigen bzw. schwach durchlässigen Minerale setzen sich aus zwei Phasen zusammen: eine schwarze, vollständig lichtundurchlässige Mineralphase und eine zweite rotbraun gefärbte mit unregelmäßiger Begrenzung. Erstere wird als Magnetit angesehen, bei der zweiten handelt es sich nachweislich (Raman-Spektroskopie) um das Eisenhydroxid Goethit.

8.6.6 Zusammenfassung

Es wird darauf hingewiesen, dass die Probe P08A (keine textuelle Dünnschliffbeschreibung vorhanden) als ident mit der Probe U137 anzusehen ist. Die prozentuelle, mineralogische Zusammensetzung ist in Tab.D10 und Tab.D11 im Anhang D angegeben.

Die Dünnschliffe der Proben in diesem Unterkapitel zeigen weitgehende strukturelle sowie – bis zu einem gewissen Grad – mineralogische Übereinstimmung. Dabei stellen Amphibol bzw. Klinopyroxen die vorherrschenden Minerale dar. Gemein ist diesen Proben die Zersetzung und Umwandlung dieser beiden Mineralphasen. Die Umwandlungsprozesse weisen zudem dieselben Merkmale auf.

In Probe U113 ist Klinopyroxen das häufigste Mineral. In den übrigen sechs Proben überwiegt der Amphibolanteil gegenüber dem Diopsid (Klinopyroxen). Alle Proben weisen wenn auch nicht einheitliche Gehalte an Talk und Serpentin auf. Diese gelten als Umwandlungsprodukte der beiden erst genannten Mineralphasen. In den Schliffe der Proben U115 und U135 kann zudem ein geringer Anteil an Olivin nachgewiesen werden. Zusätzlich ist Chlorit in geringen Mengen vorhanden.

Die unterschiedlichen prozentuellen Verteilungen der Mineralphasen können auf unterschiedlich stark fortgeschrittene Umwandlungsprozesse hindeuten. Als Ausgangsgestein wird hierbei kinopyroxenreiches Gestein angesehen, das durch Metamorphose in sekundären Klinopyroxen (Diopsid) umgewandelt wurde und dabei Al abgegeben hat, was teilweise zur Bildung von Chlorit geführt hat. Der neu gebildete Klinopyroxen wird randlich in Tremolit umgewandelt und dieser wiederum in Anitgorit. Besonders deutlich wird diese an Hand der Element-Karten in Kapitel 8.6.2.

Die Unterschiede der untersuchten Metapyroxenite liegen besonders in der prozentuellen Zusammensetzung der Nebenkomponten und der Grundmasse. So zeigen die Proben U113 und U115 Olivinrelikte und als Umwandlungsprodukt dominiert Serpentin gegenüber Talk. Dem gegenüber enthalten die Proben U137, U143 und P08A keinen Olivin und nur wenig Serpentin, dafür ist Chlorit in größeren Mengen und Talk als dominierende Mineralphase in der Grundmasse vorliegend. Den größten Unterschied gibt es zur Probe U135, die Olivin, jedoch keinen Chlorit enthält (ähnlich U113) und Talk als Umwandlungsprodukt weitgehend fehlt. Die Grundmasse wird nahezu ausschließlich aus Serpentin gebildet.

Die vorliegende Paragenese von Klinopyroxen, Amphibol (Tremolit), Talk und Serpentin legt, unter Berücksichtigung der Gefügemerkmale, den Schluss nahe, dass es sich hierbei um das Resultat von

Metamorphose handelt. Dabei entsteht aus Diopsid im epizonalen Bereich Aktinolith, daneben Antigorit und unter scherendem Druck auch Talk.

8.7 Klinopyroxenit

8.7.1 Probe U151 (Grubergraben, östlich des Nissenberges, 910 m Seehöhe)

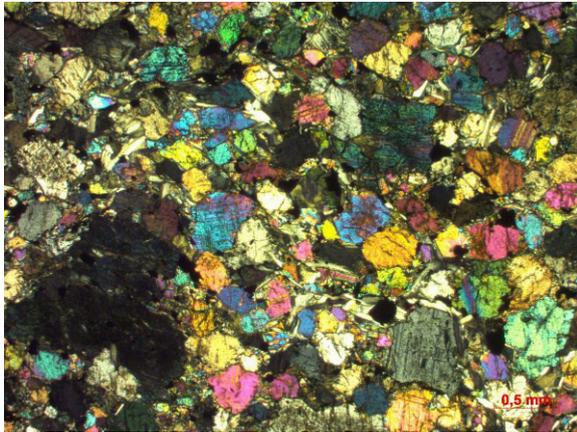


Abb.81: Dünnschliffbild der Probe U151. Das Sichtfeld besteht zu einem überwiegenden Anteil aus Klinopyroxen. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

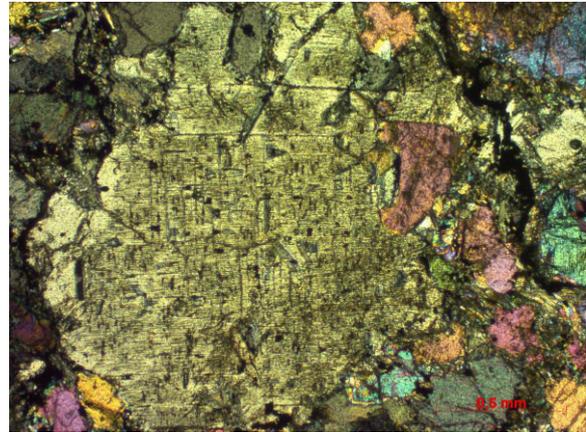


Abb.82: Ein Klinopyroxenkrystall mit Chloriteinschlüssen umgeben von kleineren Kristallen der Pyroxenphase. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Der Schliff der Probe U151 zeigt eine Dominanz von Klinopyroxen (etwa 80%). Daneben tritt Chlorit mit 15% als Nebengemengteile auf. Die opake Phase liegt mit <5% vor.

Beschreibung

Das wesentliche Mineral in dieser Probe ist Klinopyroxen, dessen Kristalle weitgehend deutlich erkennbar sind. Die Kristallform ist jedoch meist hypidiomorph und nur sehr selten annähernd idiomorph ausgeprägt. An manchen Kristallen ist eine Spaltbarkeit, meist nach {110}, erkennbar. Zudem ist eine schiefe Auslöschung mit etwa 38-40° messbar, wodurch für diesen Schliff Diopsid als Klinopyroxenphase angenommen wird. Selten ist in äquidimensionalen Schnittlagen der für dieses Mineral charakteristische, achteckige Pyroxenquerschnitt zu beobachten. Die Kristallgröße beträgt bis zu 2 mm. Viele Klinopyroxenminerale zeigen Lamellen die sowohl unter linear polarisiertem Licht, wie auch unter gekreuzten Polarisatoren erkennbar sind, jedoch nicht immer parallel zur Spaltrichtung verlaufen.

Im Schliff verteilt finden sich einzelne überdimensionale Pyroxenkrystalle deren Kristallgröße über 2 mm beträgt und deren Kristallform, ähnlich den kleineren Aggregaten, als hypidiomorph bis xenomorph erkennbar ist (Abb.82). Der in Abb.82 abgebildete Pyroxenkrystall lässt zwei nahezu 90° aufeinander orientierte Spaltrichtungen erkennen. Außerdem weist dieses Mineral Einschlüsse auf, die mittels Raman-Spektroskopie als Chlorit identifiziert wurden. An einem Kristall konnte zudem ein

optisches Achsenbild erstellt werden, dass durch den optisch zweiachsig positiven Charakter die Klassifizierung dieses Minerals als Diopsid bestätigt. In manchen Bereichen erscheinen die Klinopyroxene stark zersetzt, wobei das feinkörnige Umwandlungsprodukt unter dem Mikroskop nicht identifiziert werden kann.

Einen nicht unerheblichen Anteil im Dünnschliff stellt das Phyllosilikat Chlorit dar. Typisch für ultramafische Gesteine handelt es sich in diesem Gestein um Mg-reiche Chlorite, die unter linear polarisiertem Licht farblos, mit schwachem Pleochroismus in das blassgrünliche, erscheinen. Der Chlorit scheint in zweierlei Ausbildung vorzuliegen: Eine erste mit grauer Interferenz und deutlich ausgeprägter Kristallform und eine zweite, mit anormal olivgrüner Interferenzfarbe und büschelartiger Ausbildung. Der optische Zonencharakter der Hauptzone ist in beiden Fällen negativ. Es scheint somit möglich, dass es sich um dieselbe Chloritphase jedoch in unterschiedlichen Schnittlagen handelt. Erstere tritt mit höherer Häufigkeit auf. Die blättchenförmigen Chloritminerale sind richtungslos im Gefüge eingebaut und zeigen, besonders an den deutlich ausgebildeten Aggregaten, die typische vollkommene Spaltbarkeit nach {001}. An manchen Pyroxenkristallen scheinen sie an Zersetzungsprozessen beteiligt zu sein.

Die über den gesamten Schliff verteilte, teilweise schlierenförmig auftretende, opake Phase konnte unter dem Polarisationsmikroskop als Magnetit identifiziert werden. Die an manchen Kristallrändern auftretenden braunen Überzüge werden als Eisenhydroxide interpretiert.

8.8 Pyroxen-Antigoritit

8.8.1 Probe U129 (Tanzmeistergraben, westliche Hangflanke, 862 m Seehöhe)

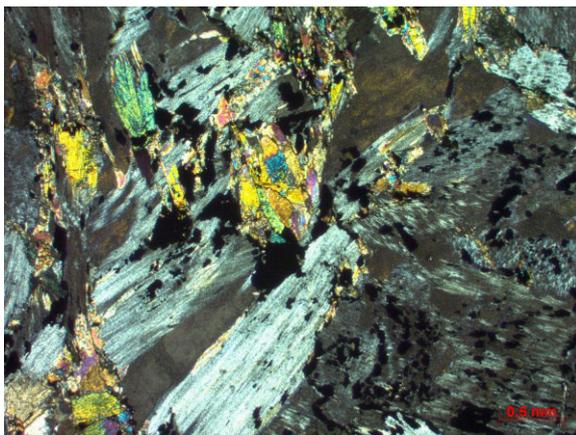


Abb.83: Dünnschliffbild der Probe U129. Die großen hellen blättchenförmigen Kristalle entsprechen Antigorit. Die Minerale mit anormal brauner IF sind Chlorite (z.B. in rechtem oberen Quadranten) und jene mit hoher IF (gelb, blau, grün) überwiegend Klinopyroxen bzw. untergeordnet Tremolit. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

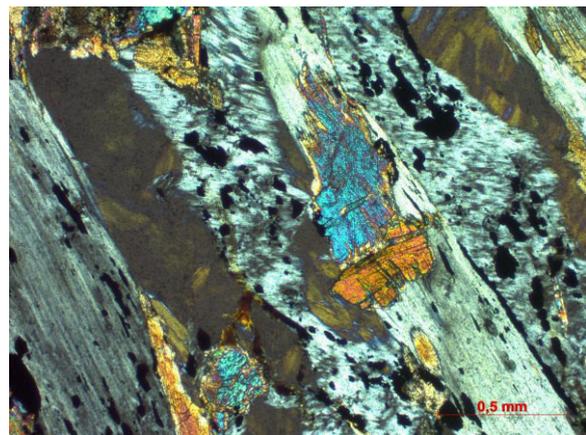


Abb.84: Ein Klinopyroxenkristall (hellblaues/oranges Mineral in Bildmitte) geht fließend in ein Antigoritblättchen (helle Phase) über. Die opake Phase ist fein verteilt an Serpentinminerale gebunden. Die lederbraunen Minerale sind Chloritblättchen. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Neben Serpentinmineralen (40%) tritt Chlorit (25%), Klinopyroxen (20%) und untergeordnet Amphibol (5%) auf. Weiters ist eine opake Phase (10%) vorliegend.

Beschreibung

Die Serpentinminerale weisen auffallend große, gerade auslöschende, blättchenförmige Aggregate von bis zu 5 mm Kantenlänge auf, wie es in Abb.83 und Abb.84 angedeutet ist. Gemäß ihrer Kristallform werden sie als Antigorite angesehen, die eine tendenzielle Einregelung erkennen lassen. Sie sind durchsetzt von xenomorph bis hypidiomorph ausgebildeten opaken Mineralkörnern, bei denen es sich um Magnetit teilweise vielleicht auch Martit handelt. Diese bis 0,5 mm großen Kristalle sind oft entlang der Spaltrichtung der Serpentinminerale eingeregelt oder zumindest an diese gebunden.

Daneben treten ebenfalls blättchenförmige Aggregate mit nahezu gerader Auslöschung auf, die sich von den Antigoritkristallen besonders deutlich in ihrer Interferenzfarbe unterscheiden. Diese ist als anormal lederbraun zu bezeichnen und zeigt kleinräumige Wechsel zu entenblauen Bereichen. Diese Farbunterschiede weisen auf wechselnde Eisengehalte hin, wobei die bläuliche IF auf eisenreiche Partien hinweist.

Demgegenüber erscheinen untergeordnet unregelmäßig angeordnete, in Umwandlung begriffene, anhedrale Kristalle, die auf Grund ihrer Doppelbrechung und Auslöschung als Diopsid (Klinopyroxen) identifiziert werden. Oft hat es den Anschein, dass die Pyroxenminerale eng mit den blättrigen Serpentinmineralen verwachsen sind (Abb.84), was nahelegt, dass die Antigorite aus diesen entstanden sind. In diesem Fall bleibt die Frage unbeantwortet, wohin das bei der Umwandlung frei werdende Kalzium der Diopside „verschwunden“ ist. Karbonatische Bereiche können im Dünnschliff nicht ausgemacht werden. Entlang von Kristallgrenzen und in Zwischenräumen kann Eisenhydroxid identifiziert werden.

Neben Antigorit existiert auch Tremolit als Umwandlungsprodukt von Diopsid. Besonders deutlich lassen sich die beiden Mineralphase mit Hilfe des REM unterscheiden. Bei den durchgeführten Element-Kartierungen werden die kontrastierenden Kalziumgehalte der Minerale – theoretische Werte von 18,8% CaO bei Tremolit und 25,9% CaO bei Diopsid (RÖSLER 1991) – deutlich erkennbar (Abb.85). In ähnlicher Weise können an Hand derselben Methode die Phasen von Chlorit und Antigorit mittels Aluminium-Kontrasten erkannt werden. Während bei Serpentin nur geringe Mengen an Aluminium durch Substitution von Magnesium enthalten sind, ist dieses Element in der stöchiometrischen Gleichung der Mg-Chlorite vertreten und kann in Form von Al_2O_3 mit 13,8% bis 21,3% vorliegen (RÖSLER 1991). Die Diopsid- und Tremolitkristalle weisen gute Übereinstimmung mit ihrer theoretischen Stöchiometrie auf. Für beide Mineralphasen ist eine Diadochie von Magnesium und Eisen erkennbar. Im BSE-Bild lassen sich die beiden letztgenannten Mineralphasen nicht

unterscheiden (Abb.85). Alle analysierten Minerale zeigen konstante #Mg-Werte zwischen 92,6 und 97,7 (Mittelwert 95,5). Einige gemessene Spektren der vorliegenden Minerale sind tabellarisch in Tab.D9 im Anhang D angeführt. Zur stöchiometrischen Überprüfung wurde eine Sauerstoffnormalisierung durchgeführt, die eine weitgehende Bestätigung der getroffenen Mineralbestimmungen liefert.

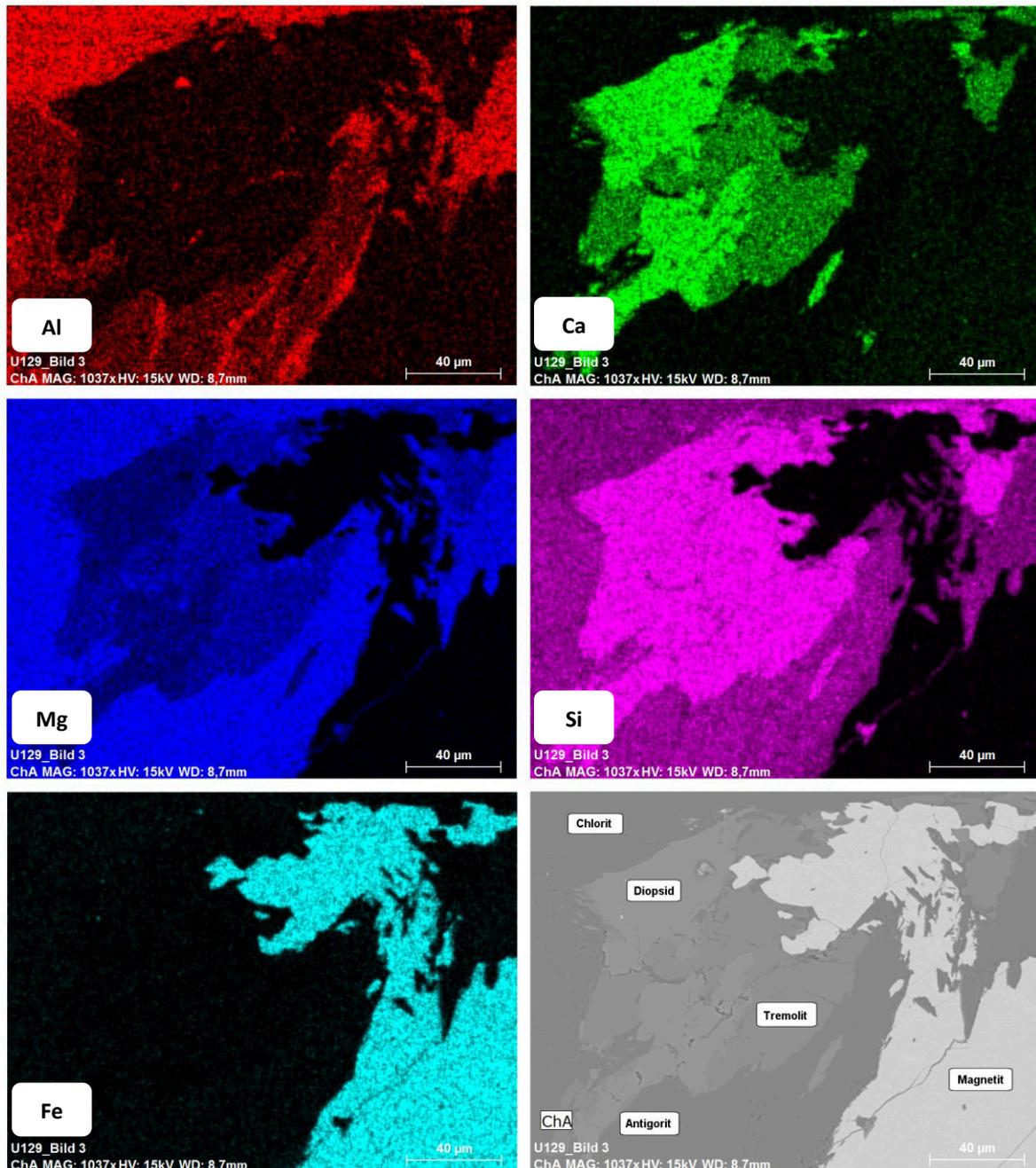


Abb.85: Mittels REM erstellte Element-Karten der Elemente Al, Ca, Mg, Si und Fe sowie ein BSE-Bild des bearbeiteten Ausschnitts von Probe U129. Erläuterungen im Text.

8.9 Zoisit-Amphibolit (Metagabbro)

8.9.1 Probe U139 (Kamm nördlich des Nissenberges, 990 m Seehöhe)

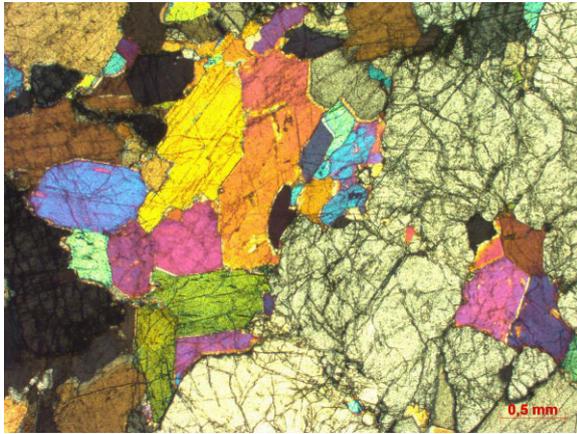


Abb.86: Dünnschliffbild der Probe U139. Neben Zoisit (helles Mineral in rechter Bildhälfte) tritt v.a. Hornblende (hohe IF) auf. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

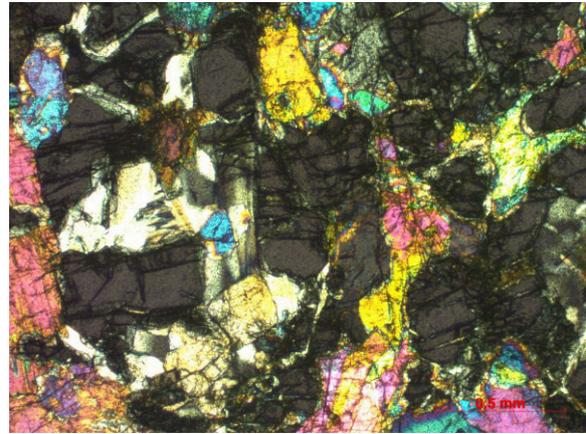


Abb.87: Granat Teilkörner (dunkelgraue Phase) von Hornblende bzw. Chlorit (helle Blättchen) und Klinozoisit (zitronengelbe Kristalle in der Mitte der unteren Bildhälfte) umgeben und durchstoßen. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Die Probe U139 zeigt im Dünnschliff Mineralphasen von Amphibol (65%) und Zoisit (20%). Weiters tritt Granat (5-10%), Chlorit (2-3%) und akzessorisch Klinozoisit sowie opake Minerale auf. Die prozentuelle Abschätzung gestaltet sich schwierig, da der Schliff aus zwei Bereichen mit unterschiedlichen Mineralkonzentrationen besteht.

Beschreibung

Das Gestein zeigt ein fein- bis mittelkörniges Gefüge. Die Minerale weisen lediglich randlich bzw. an den kleineren Kristallen leichte Umwandlungserscheinungen auf. Die vorliegenden Amphibolminerale gelten vorwiegend als hypidiomorph, dagegen zeigen die Zoisitkristalle mehrheitlich xenomorphe Ausbildung. Der Zoisit ist deutlich durch seine hohe Lichtbrechung (Relief), seine niedrige Doppelbrechung (Interferenzfarben) und gerade Auslöschung von den Amphibolen abzugrenzen (Abb.86). Als akzessorisches Gemengteil tritt im Nahbereich von Granat Klinozoisit auf (Abb.87). Charakteristisch ist seine anormale zitronengelbe Polarisationsfarbe.

Die Mineralphasen mit hoher Doppelbrechung (Amphibole) zeigen Kristallgrößen von wenigen Zehntelmillimeter bis etwa 2,5 mm. An zahlreichen Mineralen ist Spaltbarkeit zu erkennen, der typische sechseckige Querschnitt ist nur vereinzelt zu beobachten. Die Amphibole zeichnen sich an Hand des Auslöschungswinkels von 15 bis 20° aus. Die Eigenfarbe von schwach gelb bis grün lässt vermuten, dass es sich um Hornblende handelt. Die bereichsweise auftretenden feinen Einschlüsse können auf Grund ihrer geringen Größe nicht näher bestimmt werden.

Weiters existiert Granat als isotrope Mineralphase mit hoher Lichtbrechung. Der Farbeindruck ist farblos bis schwach rosa. Deutliche Kristallgrenzen sind nur an wenigen der durchwegs feinkörnigen Kristalle (<0,5 mm) erkennbar und zeigen für diesen Fall einen vier- oder sechseckigen Querschnitt. Die Masse dieser Kristalle ist als Folge der Durchwachsung von Hornblende in Form von Teilkörnern oder Lappen vorliegend.

Die Chlorite zeigen ihren üblichen schuppigen bis blättrigen Habitus und können auf Grund ihrer Farbe (farblos) als Mg-Chlorite eingestuft werden. Wie in Abb.89 zu sehen, treten sie bevorzugt in den Zwischenräumen der Granatkörner auf. Die lichtundurchlässige Phase ist nur akzessorisch und fein verteilt entlang von Kristallgrenzen oder Rissen vorhanden. Die Kristallgröße liegt deutlich unter einem Zehntelmillimeter, was die Identifizierung dieser Phase sehr erschwert. Doch dürfte es sich hierbei um Magnetit handeln.

8.9.2 Zusammenfassung

Die Proben P10 sowie P14C weisen in ihren Schlibfbildern eine ähnliche Charakteristik wie Probe U139 (oben) auf. Einzig in Probe P10 wurde kein Granat gefunden. Von den beiden erst genannten liegt keine separate textuelle Schlibfbeschreibung vor. Die prozentuelle, mineralogische Zusammensetzung ist in Tab.D10 und Tab.D11 im Anhang D angegeben.

Ein Mineral, dessen Anwesenheit dieses Gestein von den übrigen untersuchten Proben maßgeblich unterscheidet, ist Zoisit, der auch im Handstück erkennbar ist (Kapitel 6.1). ANGEL (1964) beschrieb Zoisit α und Zoisit β als Gemengteil für diese Gesteine, die sich in ihrer Polarisationsfarbe (indigo-dunkelblau bzw. grau) unterscheiden. Beide Phasen wurden auch in diesen Proben angetroffen. Weiters wird Klinozoisit beschrieben, der ebenfalls in kleinerer Kristallgröße auftritt (z.B. Probe U139, Kapitel 8.9.1). Der auftretende Chlorit korrodiert die Hornblende und tritt bevorzugt im Nahbereich zu den Granaten auf. Auffallend sind zudem die Hellfarbigkeit der Hornblendens und die weitgehende Abstinenz von Plagioklas.

Diese Gesteine werden als typische für den Zwischenamphibolitzug (nach ANGEL 1964) angesehen und nur in diesem angetroffen. Ähnliche Gesteine werden ebenso im Gleinalmkristallin wie auch in Gneisen des Toiseck-Floning Kristallins angetroffen (ANGEL 1964). Diese Beobachtung lässt vermuten, dass diese Zoisit-Amphibolite in keiner näheren, genetischen Lagebeziehung mit der Ultramafitmasse stehen dürften (ANGEL 1964). MELCHER & MEISEL (2004) bezeichnen die Zoisit-Amphibolite als Metagabbros und sehen darin Gesteine, die aus harzburgitischen Mantelschmelzen hervorgegangen und in die hoch-differenzierten Gesteine intrudiert sind.

Der Zoisit tritt in der niederen bis oberen Stufe der Regionalmetamorphose als Ersatz für die bei Scherbeanspruchung schnell instabil werdenden Plagioklase auf. Zoisit kommt bevorzugt in regionalmetamorphen Gesteinen vor.

8.10 Weitere Nebengesteine

8.10.1 Probe P17B – Quarzit (Grubergraben, 903 m Seehöhe)

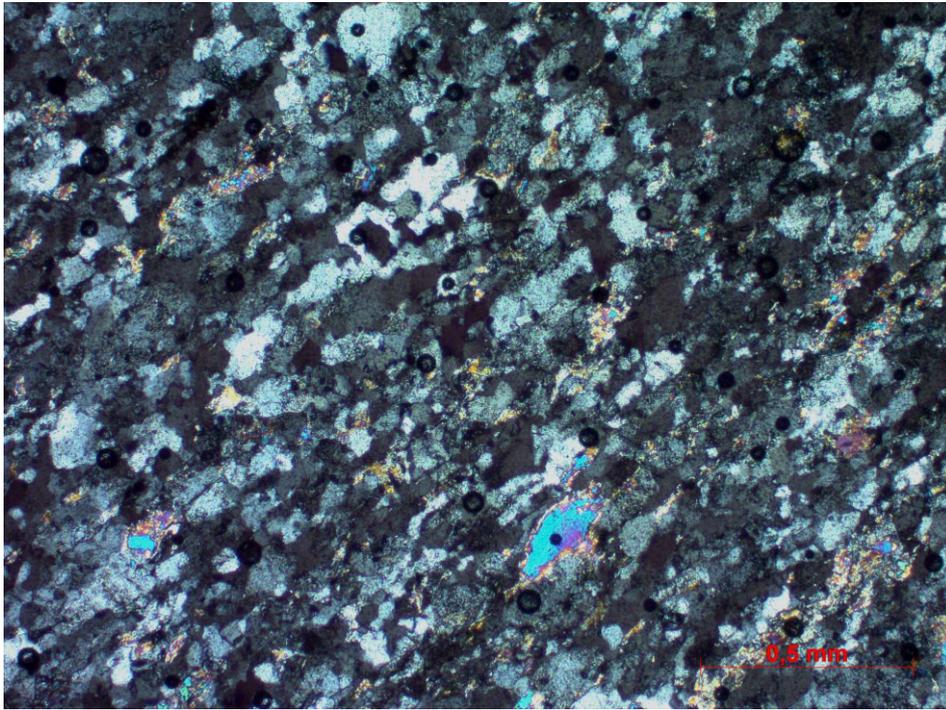


Abb.88: Dünnschliffbild der Probe P17B. Die Mineralphase mit heller Interferenzfarbe (untere Bildmitte) ist Muskovit. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Im Dünnschliff der Probe P17B ist neben Quarz mit über 95% Anteil am Schliffbild nur Muskovit (<5%) als weitere Phase zu nennen.

Beschreibung

Das Sichtfeld des Dünnschliffs der Probe P17B, baut sich zu mehr als 95% aus Quarz auf. Die Kristallgröße liegt gleichmäßig bei wenigen Zehntelmillimetern und wird somit als feinkörnig eingestuft. Die Kristallform ist durchwegs xenomorph, wobei an den meisten Körnern eine Rundung festgestellt werden kann. Diese Beobachtung legt nahe, dass es sich bei dieser Probe um ein Metasedimentgestein handelt und die Rundung durch Transportprozesse vor der Ablagerung verursacht wurde. An den länglich ausgebildeten Mineralaggregaten ist eine Orientierung (Einregelung) des Gesamtgefüges erkennbar. Die beobachtbare undulöse Auslöschung der Quarzphasen deutet auf eine tektonische Beanspruchung hin.

Zwischen den dominierenden Quarzkörnern treten immer wieder teilweise stark angegriffene Muskovitkristalle auf, die sich durch ihren blättrigen Habitus und die hohe Doppelbrechung (hohe Interferenzfarben) von den vorherrschenden Mineralkörnern abheben (Abb.88). Die Umwandlung ist zumeist schon stark fortgeschritten, was zur eindeutigen Bestimmung des Minerals den Einsatz der

Raman-Spektroskopie bedurfte. Die Kristallgröße dieser Phasen ist zuweilen kleiner als jene der Quarze.

8.10.2 Probe P22 – Amphibolschiefer (Preggraben, südlich, 963 m Seehöhe)

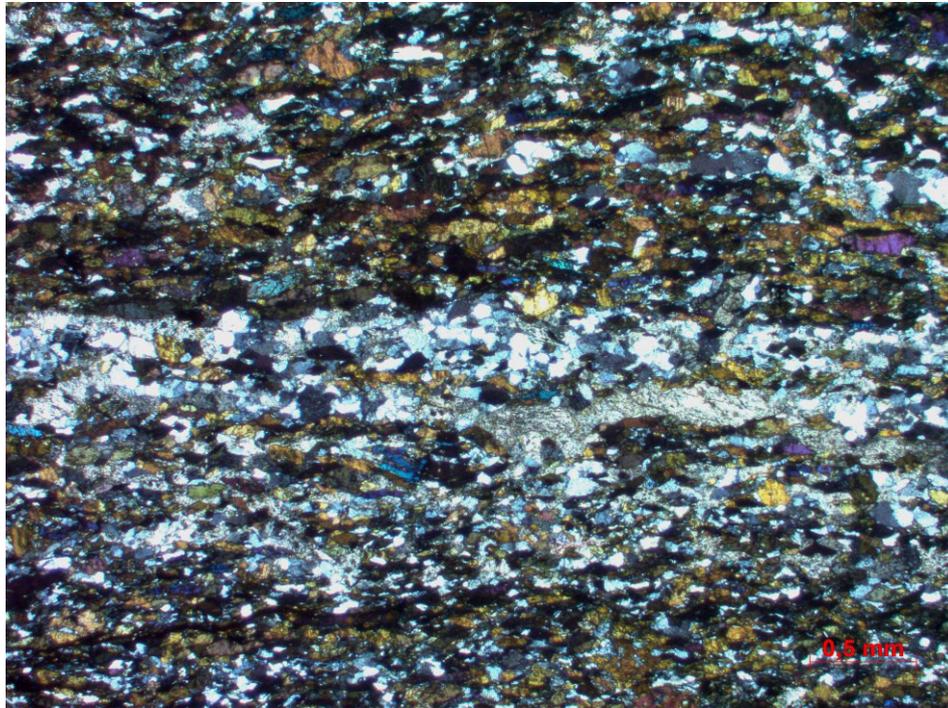


Abb.89: Dünnschliffbild der Probe P22. Die Einregelung des Gesamtgefüges ist deutlich erkennbar. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

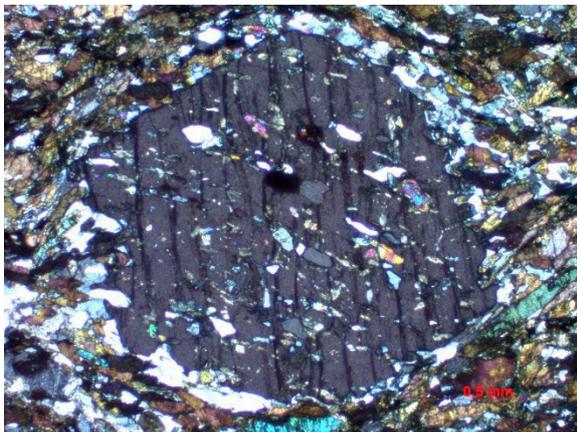


Abb.90: Granat mit Einschlüssen von Quarz (weiße Phase) und Apatit (graue Phase). (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

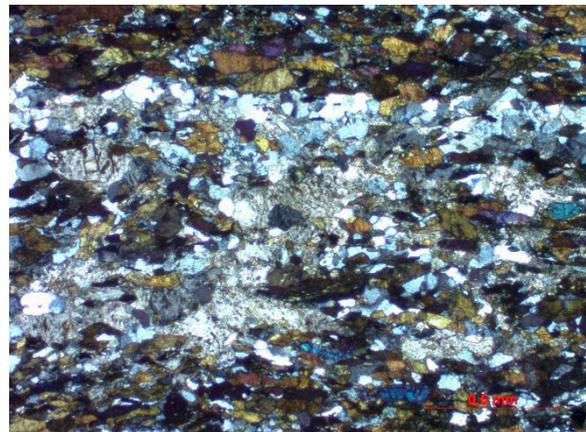


Abb.91: Kalzit und Quarz repräsentieren die hellen Mineralphasen. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Die Hauptmineralphase im Schliff der Probe P22 ist Amphibol (ca. 75%). Daneben treten Quarz (15%) und Kalzit (10%) auf. Granat (etwa 1%) und eine opake Phase treten akzessorisch auf.

Beschreibung

Die dominierende Phase wird durch die gemeine grüne Hornblende (Amphibol) repräsentiert. Diese ist an ihrem hohen Relief (v.a. gegenüber Quarz) sowie den kräftigen grünen bis grünlichgelben Farbtönen zu erkennen. Der Pleochroismus ist deutlich ausgeprägt. Die Auslöschung wurde in Längsschnitten mit etwa 20° gemessen. Ein charakteristischer sechseckiger Amphibolumriss ist nur an wenigen reliktschen Schnitten erkennbar, jedoch deuten diese die charakteristische Amphibolspaltbarkeit (unter 124° bzw. 56° schneidend) an.

Daneben erscheint, meist lagig auftretend aber bereichsweise auch das Gestein durchsetzend, Quarz in hypidiomorphen bis xenomorphen Körnern. Die leicht ausgelängten Kristalle deuten ebenso wie die erwähnte Lagenkonzentration des Minerals auf ein eingeregelttes Gefüge hin (Abb.89). Die Mehrheit der Quarzkristalle zeigt undulöse Auslöschung, was auf ihre tektonische Überprägung hinweist. Neben dem Quarz tritt eine weitere farblose, jedoch höher lichtbrechende Mineralphase auf. Ihre Interferenzfarbe erscheint schmutzig weiß. Zum Großteil erscheinen diese Aggregate ohne symmetrische Kristallgrenzen, in Form von unregelmäßig begrenzten Phasen (Abb.91). Es handelt sich dabei um Kalzit.

Als weitere Mineralphase tritt Granat in Erscheinung, der besonders an seinem hohen Relief und seiner Isotropie identifizierbar ist. Die größeren Kristalle zeigen tektonisch bedingte subparallele Risse, die normal auf die festgestellte Einregelung orientiert sind. Die wenigen in Form von Porphyroblasten vorliegenden Granate zeigen Durchmesser bis 1,50 mm. Zahlreiche Einschlüsse, vorwiegend Quarz und Apatit, „durchsieben“ die Kristalle (Abb.90). Eine Untersuchung unter dem Raman-Spektroskop ergab als mögliche Granatphasen Spessartin oder Almandin, eine genaue Feststellung ist mit Hilfe dieser Methode nicht möglich. Ein Zonarbau dieser Minerale konnte nicht erkannt werden. Die spärlich vorliegende opake Phase wird von Magnetit repräsentiert. Abgesehen von den akzessorisch auftretenden Granaten kann das Gefüge als feinkörnig bezeichnet werden, wobei die Kristallgrößen im Zehntelmillimeterbereich oder darunter liegen.

Ein möglicher Ursprung der mit Sicherheit sekundär gebildeten Kalzit-Phase liegt in der Umwandlung von Ca-reichen Feldspäten. Durch die Beeinflussung von CO₂-reichen Fluiden wurde das Kalzium abgeführt und Ca-ärmer Albit und Quarz blieben zurück. Auf Grund der Feinkörnigkeit der hellen Mineralphasen kann die Anwesenheit von Feldspat optisch nicht bestätigt werden. Eine genaue Bestimmung bedürfte einer Analyse mittels REM.

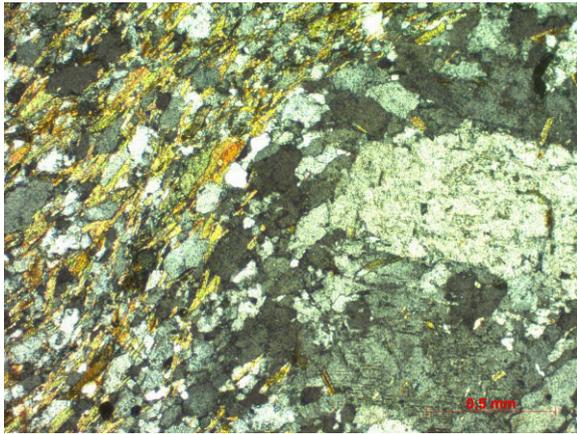


Abb.92: Dünnschliffbild der Probe P24. Die großen Plagioklasblasten (rechte Bildhälfte) werden von feinkörnigerem Quarz umgeben. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

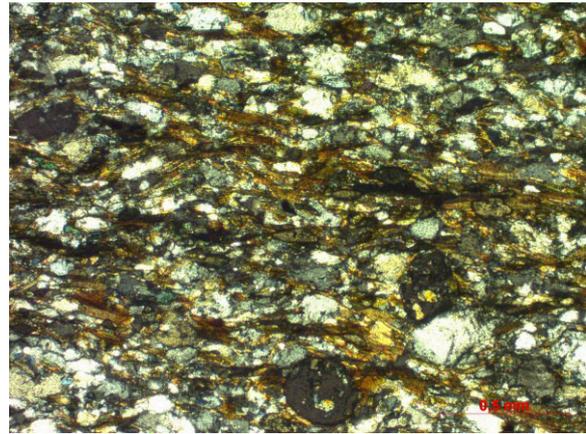


Abb.93: Rundliche Granate (Mitte am unteren Bildrand) und linsenförmige Titanite (Bildmitte) sind über das Schliffbild verteilt. (Bild unter gekreuzten Polarisatoren)

Mineralogische Zusammensetzung

Im Dünnschliff der Probe P24 tritt neben der dominierenden Quarzphase (70%), Biotit (15%) und Hornblende (ca. 7%) auf. Als weitere Bestandteile sind Plagioklas (etwa 3%), Granat (<3%) und Titanit (1%) enthalten. Es wird jedoch angemerkt, dass ein Teil der als Quarz angesprochenen Mineralphasen auf Grund der vorliegenden kleinen Kristallgröße optisch nicht eindeutig von Plagioklas unterschieden werden kann.

Beschreibung

Neben Quarz existiert Feldspat als zweite farblose Mineralphase mit niedriger Licht- und Doppelbrechung. Während der Quarz quantitativ überwiegt, ist letztere Phase nur untergeordnet vorhanden. Die Feldspäte weisen mit etwa 1,0 mm markant höhere Kristallgrößen als der Quarz auf und werden von diesem in feinkörniger Form umgeben (Abb.92). Sie weisen Einschlüsse, hauptsächlich aus Biotit bestehend, sowie charakteristische polysynthetische Verzwilligung auf. Ein Einschluss konnte mittels Raman-Spektroskopie als Epidot identifiziert werden. Deutliche Kristallgrenzen sind nicht ausgebildet, vielmehr scheinen die Plagioklase mit den umgebenden Quarzkörnern verwachsen zu sein. In einer Überblicksbetrachtung des Schliffbildes erscheinen die Feldspatkristalle als „Augen“ im Gestein. Der Anorthitgehalt wird an Hand der Auslöschungsschiefe auf 12-26% geschätzt ($An_{12}-An_{26}$), was in der Plagioklas-Mischungsreihe Oligoklas entsprechen würde. Vergleichende Raman-Spektren verweisen ebenfalls auf eine natrium-lastige Zusammensetzung dieser Plagioklase.

Der Biotit, typisch an seiner kräftig braunen Eigenfarbe und seinem blättrigen Habitus erkennbar, folgt derselben Orientierung (Schieferung) wie sie bereits bei den Quarzmineralen festgestellt wurde.

Meist subparallel zu diesem Phyllosilikat ausgerichtet tritt grüne Hornblende, mit durchwegs kräftig grüner bis gelblichgrüner Eigenfarbe, auf. Die Auslöschungsschiefe bei diesem Mineral bemisst etwa 15° bis 19°. Vorwiegend ist diese Mineralphase im Längsschnitt mit Kantenlängen bis 1 mm vorliegend.

Weiters treten über den Schliff verteilt kleine (<0,5 mm Kristallgröße) Granatkristalle mit unregelmäßiger Kristallform auf (Abb.93). Diese zeigen ein deutliches Relief (hohe Lichtbrechung) sowie optische Isotropie. Die zahlreichen Einschlüsse bestehen vorwiegend aus Quarz. Mittels Raman-Spektroskopie wurde wiederum – wie auch in Probe P22 – Spessartin und Almandin als mögliche Granatphasen identifiziert.

Weiters fällt ein linsenförmiges, über das gesamte Schliffbild verteiltes, eingeregelt Mineral mit hoher Lichtbrechung auf (Abb.93). Die Kristallgröße liegt stets bei weniger als 0,1 mm. Bei dieser Phase handelt es sich um Titanit, die besonders unter linear polarisiertem Licht gut erkennbar ist.

Entlang von Rissen im Schliffbild treten Eisenhydroxide auf.

8.11 Klassifikation der Gesteine

Im Folgenden sollen die in diesem Kapitel petrographisch bearbeiteten Gesteine über ihren modalen Mineralbestand klassifiziert werden. Zur Klassifikation der ultramafischen Gesteine wird das Schema für ultramafische Plutonite nach IUGS angewandt, bei dem die modalen Bestandteile von Olivin, Ortho- und Klinopyroxen berücksichtigt werden. Eine Gliederung nach diesem Schema ist nur für ultramafische Magmatite mit mehr als 90 vol.% mafischer Mineralkomponenten zulässig (LE BAS & STRECKEISEN 1991, OKRUSCH & MATTHES 2005). Für eine Klassifizierung der Metamorphite wird ein ähnliches Diagramm angewandt, in dem die Proben innerhalb eines Olivin-Pyroxen-Hornblende-Diagramm plotten (STRECKEISEN 1976). An dieser Stelle wird darauf hingewiesen, dass diese Klassifikation auf einem Mineralbestand basiert, der mehrheitlich durch metamorphe Umbildung (Klinopyroxen) bzw. Neubildung (Amphibol) entstanden ist (siehe dazu entsprechende Unterkapitel). Lediglich der Olivinanteil ist überwiegend primären Ursprungs. Die aus diesem Diagramm (Abb.95) erhaltene Gesteinseinteilung ist unter diesem Gesichtspunkt zu betrachten.

Vollständig serpentinierte Gesteine werden in der folgenden Auswertung nicht berücksichtigt. Die Proben P17B und P24 gelten auf Grund ihrer Mineralogie nicht als ultramafische bzw. mafische Gesteine und werden ebenfalls nicht geplottet.

Eine Übersicht der einzelnen Proben mit Mineralbestand bzw. deren normierter Komponenten ist in den Tabellen Tab.D10 und Tab.D11 im Anhang D angeführt.

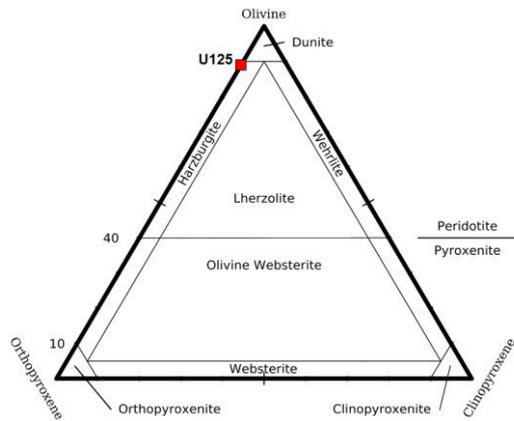


Abb.94: Klassifikation der mineralogisch-petrographisch untersuchten, ultramafischen Gesteine in einem Ol-Opx-Cpx-Diagramm (nach IUGS)

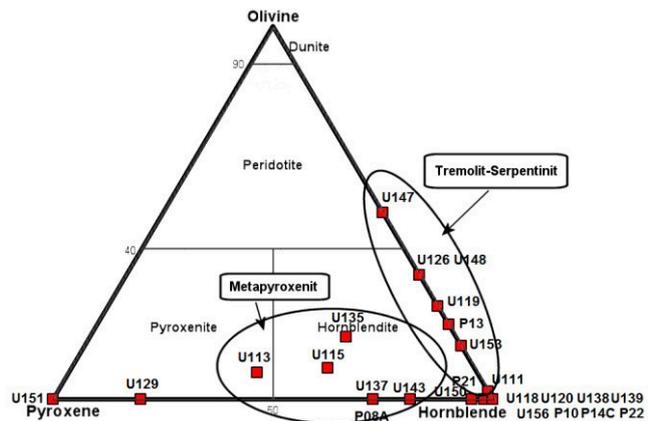


Abb.95: Klassifikation der mineralogisch-petrographisch untersuchten Metamorphite in einem Ol-Px-Hbl-Diagramm (nach IUGS). Unter dem Parameter Hornblende werden alle anwesenden Amphibolminerale zusammengefasst.

Die in diesem Kapitel beschriebenen Gesteine beinhalten lediglich eine Probe (U125), die der Gruppe ultramafischer Gesteine, ohne metamorphe Merkmale zugeordnet werden kann (Abb.94). Mit maximal 10% Orthopyroxen- und etwa 90% Olivinanteil ist dieses Gestein als Harzburgit zu bezeichnen. Die in Abb.95 geplotteten Gesteinsproben weisen metamorphe Gefügemerkmale bzw. Umwandlungen und Alterationen der anwesenden Mineralphasen auf, die auf metamorphe Prozesse zurückzuführen sind. Ein Großteil der dargestellten Proben plottet im amphibolreichen Bereich des Diagramms. Dabei sind zwei Hauptgruppen unterscheidbar: (1) eine „Metapyroxenit“-Gruppe und (2) eine „Tremolit-Serpentinit“-Gruppe. Da die Amphibole überwiegend durch Mineral-Umwandlungen entstanden sind, kann aus dem Diagramm die tendenzielle Herkunft der Gesteine abgeleitet werden. Die Metapyroxenite entstammen einem primär pyroxenreichen Gestein, während die Tremolit-Serpentinite aus olivinreichen Gesteinen hervorgehen.

Die in einer früheren Arbeit von KOFLER (2014) untersuchten Gesteine sind in Abb.96 und Abb.97 in denselben Klassifikationsdiagrammen ausgewertet. In dieser Probengruppe dominieren die magmatischen, olivinreichen Gesteine gegenüber den durch metamorphe Prozesse beeinflussten Gesteinen.

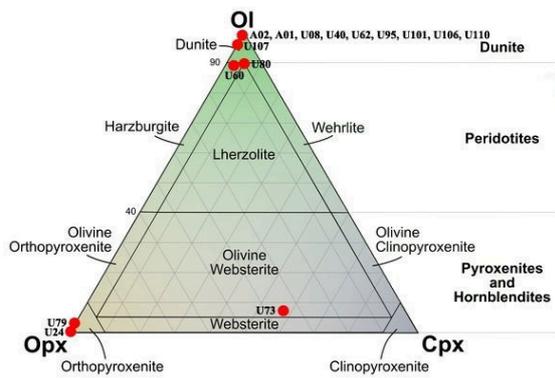


Abb.96: Klassifikation der untersuchten, magmatischen Ultramafite nach IUGS. (aus KOFLER 2014, verändert)

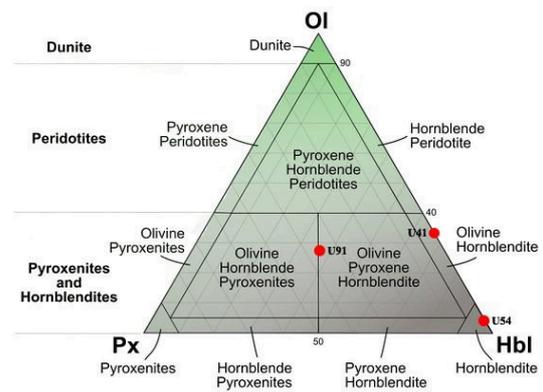


Abb.97: Klassifikation der untersuchten Metamorphite nach IUGS. (aus KOFLER 2014, verändert)

9 Chemische Analysen

Im Zuge dieser Arbeit wurden zahlreiche Analysen durchgeführt, die auf die Ermittlung der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung abzielen. Ein Überblick der eingesetzten Methoden wird in Kapitel 5 gegeben. Eine Übersicht aller an den jeweiligen Proben durchgeführten Analysen befindet sich in Tab.B1 in Anhang B.

9.1 Gesamtgesteinschemie

In einer ersten Phase wurde von 29 Proben der Gesamtgesteinschemismus hinsichtlich zwölf Haupt- und 18 Nebenelementen ermittelt. Um einen umfangreichen Überblick über die Elementgehalte im Arbeitsgebiet zu erhalten, wurden flächendeckend weitere 63 Proben ausgewählt, von denen ebenfalls Gesamtgesteinsanalysen durchgeführt wurden. Die erst genannten 29 Analysen wurden mittels RFA-Methode durchgeführt, die folgenden 63 in den Labors von Actlabs unter Anwendung verschiedener Methoden. Auf diese Tatsache wird hingewiesen, da sich die analysierten Komponenten zum Teil unterscheiden und auch die Nachweisgrenzen differieren. Die Ergebnisse sind in getrennten Tabellen (Tab.D1 bzw. Tab.D2 im Anhang D) aufgelistet. Die Entnahmepunkte der analysierten Proben sind der Karte E4 im Anhang E bzw. der Probenliste (Tabelle Tab.B1 im Anhang B) zu entnehmen. Eine grafische Darstellung der Analyseergebnisse ist in Form von Tortendiagrammen in Karte E5 in Anhang E vorhanden.

9.1.1 *Probenauswahl*

Die für die chemischen Untersuchungen ausgewählten Gesteine entsprechen zunächst den von KOFLER (2014) einer detaillierten petrographischen Untersuchung unterzogenen Handstücken (26 Proben) und konzentrieren sich auf den nördlichen Teil des Arbeitsgebietes. Für die Berechnung der Massenbilanzen im Zuge der durchgeführten Lösungsversuche wurden drei Gesteinsanalysen ergänzt. Bei weiteren 63 Proben wurden Gesteine mit möglichst hohen Magnesiumoxidgehalten, basierend auf vorangegangenen Analyseergebnissen vorwiegend dunitische Gesteine und Serpentine, ausgewählt. Zudem sollten die ausgewählten Proben einen Einblick über die lateral auftretenden Schwankungen im Gesteinschemismus von petrographisch und makroskopisch ähnlichen Gesteinstypen geben.

Bedingt durch die gute Aufschlussituation im nördlichen Sommergraben, sowie durch das Vorliegen an magnesiumreichen Dunit- und Serpentinogesteinen in diesem Bereich, ist für dieses Gebiet eine erhöhte Dichte an chemischen Analysen vorhanden. Alle analysierten Proben entstammen dem ultramafischen Gesteinskomplex.

9.1.2 *Probenvorbereitung*

Aus den entsprechenden Gesteinsbruchstücken wurde zunächst eine etwa 1 cm dicke Scheibe und daraus mehrere Fragmente herausgeschnitten. Diese wurden in der Folge mit einem Hammer bis auf eine Körnung von <0,5 mm zerkleinert und in einer Wolframkarbid-Kugelmühle auf Feinstkörnung (etwa 100 µm) gemahlen. Dieses Pulver wurde an das jeweilige Labor zur weiteren Analyse übermittelt. Die Probenmenge lag dabei durchwegs bei 25 g (± 0,8 g).

9.1.3 *Auswertung*

Zunächst wird festgehalten, dass mehr als 90% der analysierten Gesteine, gemäß dem Kriterium des Kieselsäuregehaltes (SiO₂), einer ultrabasischen Gesteinszusammensetzung entsprechen – SiO₂-Gehalt <45%. Jene 10% mit einem SiO₂-Anteil von 45% bis 52% werden entsprechend derselben Einteilung als basische Gesteine angesehen. Dazu zählen im vorliegenden Fall ausschließlich amphibolreiche Harzburgite, Orthopyroxenite und Hornblendite, die mehrheitlich in der basischen Gesteinsgruppe liegen. Die dunitischen Gesteine und Serpentinite entfallen gänzlich auf die ultrabasische Zusammensetzung.

Ein weiteres Charakteristikum betrifft den MgO-Gehalt, der bei den ultrabasischen Gesteinen (gemäß obiger Definition) zwischen 32% und 47% liegt – mit Ausnahme der stark verwitterten Serpentinite, die darunter liegen (z.B. U49 und U126). Nach STUMPFL & EL AGEED (1981) deutet der sehr hohe Mg-Gehalt auf eine Herkunft aus dem Mantel hin. Auch ultramafische Kumulate können sehr hohe Mg-Gehalte aufweisen. Die Magnesiumzahlen (#Mg = Mg/(Mg+Fe), Tab.D1 und Tab.D2 in Anhang D) der analysierten Proben liegen jedoch bei 81,6 bis 93,3 (Mittelwert 89,7; Medianwert 90,4), was typischen Werten für Mantelrestiten entspricht. Die niedrigeren #Mg sind auf amphibolreiche Gesteine und teilweise auf stark verwitterte Serpentinite zurückzuführen. Die Mittelwert für Harzburgite und Dunite liegt bei 90,3 und stimmt mit den Ergebnissen von PUHL (2000) exakt überein.

In weiterer Folge wurde an Hand der Proben, deren lithologische Zuordnung durch eine mineralogisch-petrographische Untersuchung gesichert ist, versucht geochemische Charakteristika der verschiedenen Lithologien zu erkennen. Die angesprochenen petrographischen Analysen entstammen KOFLER (2014) sowie der vorliegenden Arbeit in Kapitel 8. Dabei konnte festgestellt werden, dass das Auftragen des Verhältnis MgO/SiO₂ zu deren Glühverlust (GLV) zu lithologisch abgrenzbareren Bereichen im Diagrammfeld führt (Abb.98a). Auf Basis dieser Erkenntnis wurden in weiterer Folge alle Proben mit verfügbaren geochemischen Gesteinsanalysen in diesem Diagramm geplottet (Abb.98b).

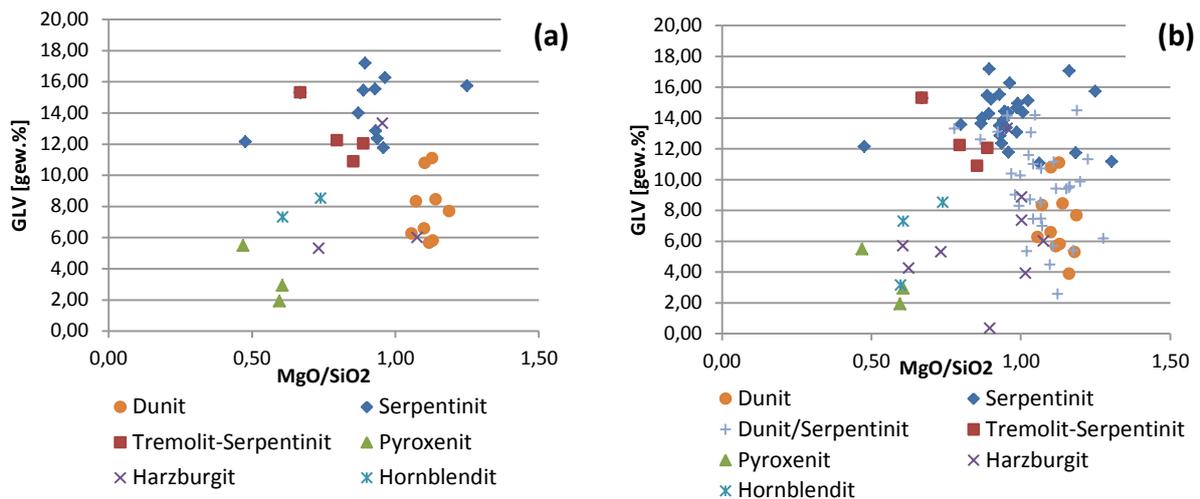


Abb.98: Geochemische Auswertung von Proben mit (a) vorliegender mineralogisch-petrographischer Untersuchung und (b) vorhandenen geochemischen Gesteinsanalysen, außer Probe A02 und A03. Durch die Lage im Diagrammfeld kann die lithologische Zuordnung überprüft werden. Als Dunit/Serpentin werden Gesteine bezeichnet, die auf Grund fehlender mineralogisch-petrographischer Analysen nicht eindeutig zugeordnet werden können. Weitere Erläuterungen im Text.

Dabei zeigen die dunitischen Gesteine die höchsten MgO/SiO_2 Verhältnisse (Medianwert 1,12) aller angeführten Lithologien. Dies ist auf deren dominierende Mineralphase Olivin zurückzuführen. Die Olivin-Zusammensetzung dieser Gesteine entspricht dem magnesiumreichen Mischreihenendglied Forsterit $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, der nur geringen Eisenanteil aufweist. Nach COLEMAN (1971) sollte dieses Verhältnis unverändert bleiben, sofern die Serpentinisierung nur durch Zugabe von Wasser erfolgt. Da die Serpentine tendenzielle ein merklich niedrigeres MgO/SiO_2 Verhältnis aufweisen, scheinen die in Kapitel 8.1.5 angegebenen Formeln (I) und (II) hier nicht zutreffend zu sein.

Der vorwiegend aus Dunit hervorgehende Serpentin enthält als wesentliches Mineral Serpentin in unterschiedlichen Phasen, jedoch mit identer chemischer Zusammensetzung $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. In einer vereinfachten Betrachtung liegt in der OH-Gruppe der gegenüber Dunit höhere GLV begründet. Die in Abb.98a erkennbaren „Ausreißer“ bedürfen hierbei einer genaueren Begründung: Die beiden Serpentin- bzw. Tremolit-Serpentin-Proben mit einem MgO/SiO_2 Verhältnis von etwa 0,60 oder weniger entsprechen stark verwitterten Gesteinen, mit nachweisbar verkieselten Bereichen (KOFLER 2014). Ein Serpentin, etwa bei Wert 1,30 auf der Abszisse in Abb.98a, zeichnet sich durch zahlreiche Olivinrelikte aus, worin möglicherweise der Grund seines hohen Verhältnisses liegt.

Die Tremolit-Serpentine scheinen eher dem Serpentin-Feld zu entsprechen als einer Zuordnung zu den Duniten. Der GLV liegt im Durchschnitt höher als bei den Duniten jedoch niedriger als bei den Serpentin. Das auf der Abszisse aufgetragene Verhältnis stimmt eher mit jenem der Serpentine überein.

Markant unterschiedlich gestalten sich beide Parameter für die analysierten Pyroxenite. Das MgO/SiO_2 Verhältnis ist unterdurchschnittlich, der GLV auffallend niedrig. Durch die begleitend

auftretenden Amphibolminerale liegt das MgO/SiO_2 Verhältnis noch im Bereich um 0,5. Der niedrige GLV liegt in der Hauptmineralphase Pyroxen (v.a. Orthopyroxen) begründet, der in seiner chemischen Formel keine flüchtigen Komponenten ausweist. Der Serpentin- bzw. Talkgehalt in diesen Gesteinen ist recht gering. Der leicht abseits liegende dritte Pyroxenitpunkt – in Abb.98a knapp unterhalb der 6% GLV Linie – ist durch einen hohen Anteil an Klinopyroxen (Diopsid) gegenüber den beiden anderen Orthopyroxen dominierten Proben gekennzeichnet. Dadurch ergibt sich ein noch niedrigeres MgO/SiO_2 Verhältnis für dieses Gestein.

Weniger eindeutig gestaltet sich die Situation bei den Harzburgiten. Als olivinreiches, Orthopyroxen führendes Gestein kann es auch nennenswerte Mengen an Amphibol und Klinopyroxen enthalten. Zudem kann der enthaltene Olivin stark serpentinisiert, der Pyroxen- und Amphibolgehalt schwankend sowie Talk anwesend sein. Alle diese Faktoren bewirken die deutliche Streuung dieser Lithologie im Diagrammfeld in Abb.98a. So besitzt jener Harzburgit im Dunit-Feld alle Kennzeichen der Dunite mit Ausnahme seines erhöhten Orthopyroxengehaltes (Probe U125, Kapitel 8.3.1). Jener Harzburgit im Serpentin-Feld (Probe U80) enthält nach KOFLER (2014) etwa 30% Serpentin und der Pyroxengehalt ist in diesem Gestein relativ gering. Die dritte in Abb.98a ausgewiesene Harzburgit-Probe (Probe U60) plottet im Diagramm im Nahbereich zum Pyroxenit-Feld, was seinem erhöhten Pyroxengehalt geschuldet ist (KOFLER 2014).

Die Hornblendite liegen bezüglich ihres MgO/SiO_2 Verhältnisses auf einer Linie mit den Pyroxeniten und Serpentiniten. Der auf der Ordinate aufgetragene GLV liegt für die Hornblendite tendenziell zwischen diesen beiden Gruppen, was durch das Hauptmineral Amphibol verursacht sein dürfte. Diese bauen OH-Gruppen ein, jedoch in geringerem Maße als die Serpentinminerale.

Alle übrigen geochemischen Gesteinsanalysen (ohne dazugehöriger petrographischer Detailanalyse) plotten in den, diesen Gesteinen zugeordneten, Diagrammfeldern und bestätigen somit ihre lithologische Zuordnung (Abb.98b). Es scheint somit eine Möglichkeit zur Gesteinscharakterisierung an Hand der geochemischen Analyse gefunden worden zu sein.

Darüber hinaus zeigen sich weitere Merkmale, die im Folgenden Erwähnung finden sollen. Neben dem geringen GLV für die Pyroxenite – insbesondere die orthopyroxenreichen Gesteine – fallen auch relativ erhöhte Na_2O -Gehalte für Hornblendite und pyroxenreiche Gesteine auf, die das bis zu 10-fache von durchschnittlichen Serpentin- oder Dunitgesteinen erreichen. Natrium wird von Amphibol und in geringen Mengen auch von Diopsid eingebaut. Erhöhte Na-Werte (<0,39%) werden vereinzelt auch bei Serpentiniten bzw. Duniten festgestellt, wodurch diese Beobachtung keinen diagnostischen Wert besitzt. Die generell niedrigen Na_2O -Werte unterstreichen den basischen bzw. ultrabasischen Charakter dieser Gesteine.

Die CaO-Gehalte liegen in einem ähnlich niedrigen Wertebereich wie der Na₂O-Gehalt. Mit Ausnahme einer Probe liegen die Gehalte von CaO stets unter 1,88%, wobei erhöhte Gehalte insbesondere auf Klinopyroxen (Diopsid) und Amphibol (Tremolit) zurückzuführen und daher auf Gesteine beschränkt sind, die diese Minerale in erhöhtem Maße enthalten. Eine Gesteinsprobe (Probe U73) weist 12,21% an CaO aus (Abb.99a), was in dessen hohem Klinopyroxengehalt begründet liegt (KOFLER 2014).

In einer gesonderten Betrachtung des SiO₂ Gehaltes (Abb.99b) wird festgestellt, dass tendenziell Harzburgite, Pyroxenite und Hornblendite höhere Anteile aufweisen als die Masse der Serpentinite und Dunite. Dieser Sachverhalt wurde bereits oben erwähnt und entspricht dem erwarteten Ergebnis. Die in Abb.99b mit über 50% SiO₂ ausgewiesene Serpentin-Probe repräsentiert ein verwittertes und verkieseltes Gesteinsstück (Probe U49).

Der Aluminiumanteil in Form von Al₂O₃ weist die für diese Gesteine typischen niedrigen Werte von größtenteils <1% auf (Abb.99c). Mineralogisch-petrographische Untersuchungsergebnisse liegen hier nur teilweise vor, doch dürften höhere Werte (bis 2,81%) auf erhöhte Präsenz von Amphibol und vor allem Chlorit zurückzuführen sein.

An Hand des Fe₂O₃-Anteils der Gesteine ist keine Tendenz festzustellen (Abb.99d), da Eisen von beinahe allen anwesenden Mineralen in unterschiedlichen Mengen eingebaut werden kann. Ungeachtet der Eisenlateritprobe (A03) die 73,79% Fe₂O₃ enthält (in Abb.99 nicht dargestellt), liegt dieser Wert für die analysierten Proben zwischen 6,23% und 14,66% und der statistische Medianwert bei 8,62%.

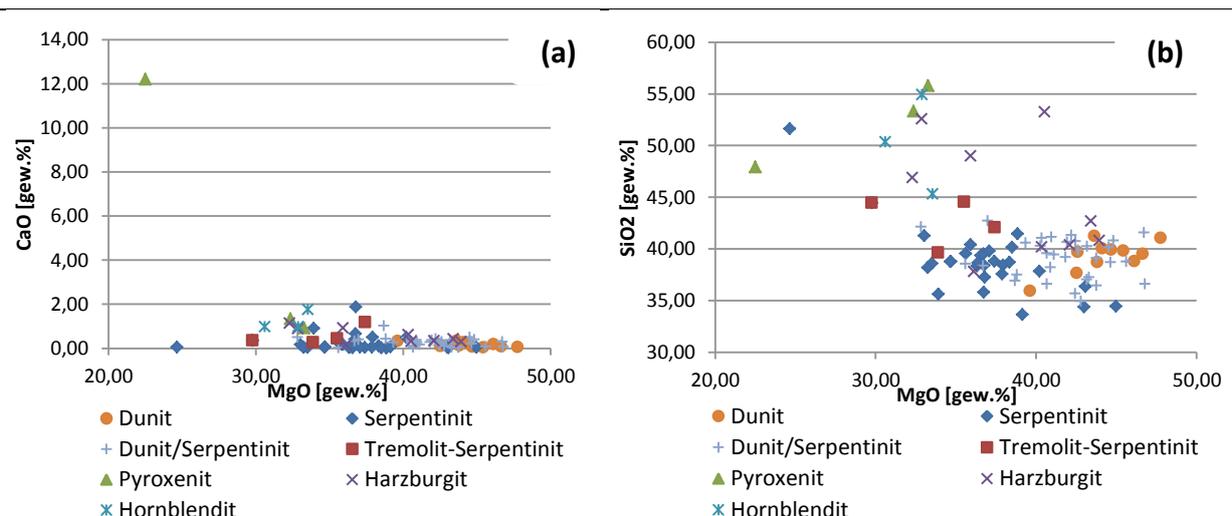


Abb.99: Geochemische Auswertung aller Proben mit vorhandenen geochemischen Gesteinsanalysen (außer A02 und A03), geplottet nach dem (a) CaO- (b) SiO₂- Gehalt. Erläuterungen im Text.

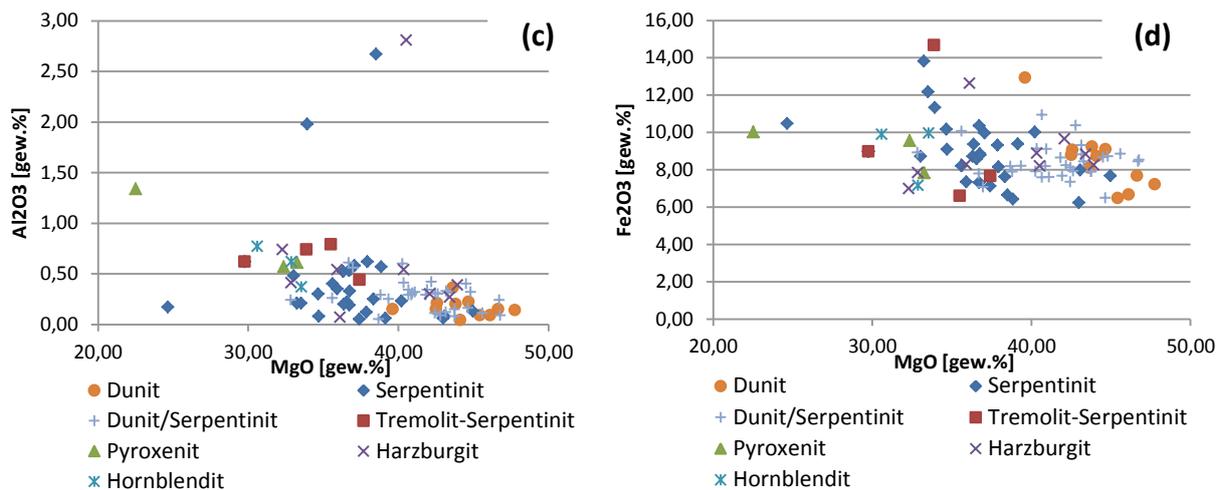


Abb.99 (Forts.): Geochemische Auswertung aller Proben mit vorhandenen geochemischen Gesteinsanalysen (außer A02 und A03), geplottet nach dem (c) Al_2O_3 - und (d) Fe_2O_3 -Gehalt. Erläuterungen im Text.

Ebenso kann aus den Chromgehalten der Gesteine keine zwingende Aussage abgeleitet werden (Abb.100a). Die Analyse des Nickelanteils lässt eine schwache Korrelation des MgO-Gehaltes mit der Nickelkonzentration erkennen (Abb.100b). Höhere MgO-Werte gehen mit erhöhten Ni-Gehalten einher, was Olivin als wesentlichen Ni-Träger wahrscheinlich macht.

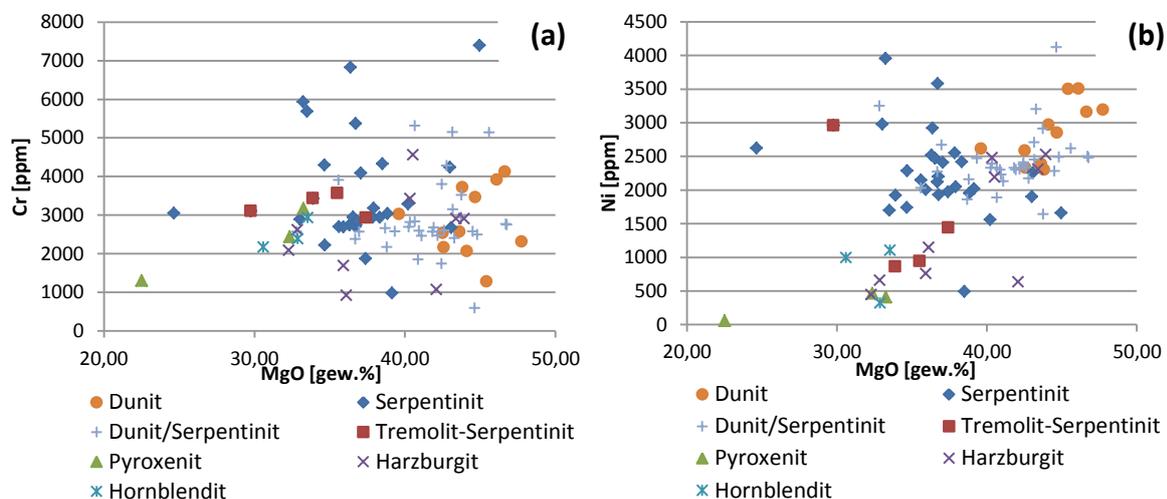


Abb.100: Geochemische Auswertung aller Proben mit vorhandenen geochemischen Gesteinsanalysen (außer A02 und A03), geplottet nach der (a) Cr- (b) Ni-Konzentration.

Die kombinierte Darstellung von Chrom- und Nickel-Konzentration in einem Diagramm lässt hingegen eine klare Tendenz erkennen, die in Abb.101a und Abb.101b ersichtlich wird. Es wird festgestellt, dass die höchsten Chrom- und Nickelgehalte nicht in den amphibol- oder pyroxenreichen Gesteinen (Pyroxenit, Hornblendit, tlw. Harzburgit) auftreten sondern in den Olivin und Serpentin dominierten Lithologien Dunit und Serpentin (wie bereits oben erwähnt). Wie aus den beiden Diagrammen in

Abb.101 deutlich hervor geht, heben sich die Duniten und Serpentinite besonders bezüglich ihres Nickelgehaltes von Pyroxenit, Hornblendit und auch Harzburgit ab. Als Ausnahme gelten hierbei Harzburgite, die, wie bereits oben erwähnt, auf Grund ihrer dunitischen mineralogischen Zusammensetzung im Dunit- und Serpentin-Feld plotten (z.B. Probe U125). Die Tremolit-Serpentinite scheinen bezüglich ihres Nickelanteils ebenfalls hinter den genannten zurück zu bleiben. Die Erkenntnisse aus diesen Darstellungen legen nahe, dass Nickel vor allem silikatisch im Olivin oder Serpentin gebunden sein muss. Olivin kann nach RÖSLER (1991) 0,1% bis 0,6% NiO durch isovalente Diadochie enthalten. Serpentin kann ebenfalls geringe Mengen an Nickel durch Substitution von Magnesium einbauen, ebenso wie Enstatit (bis 0,2% NiO). In geringer Menge ist auch Pentlandit als Nickelquelle vorhanden (mittels Mikrosonde nachgewiesen).

Für den Chromgehalt der Gesteine stellt Chromit das hauptverantwortliche Mineral dar. Lösungsversuche (Kapitel 9.2) belegen, dass in Abhängigkeit der Lithologie beträchtliche Anteile des enthaltenen Chroms in Lösung gehen können. Die Tatsache, dass Chromit in Salzsäure unlöslich ist bedingt die Annahme, dass Chrom auch in anderen Mineralen einen nicht unwesentlichen Teil am Gesamtchromgehalt beisteuert. Von PUHL (2000) wurde in den Kraubather Gesteinen für Olivin nur geringe Gehalte an Cr_2O_3 dokumentiert ($<0,02\%$). Höhere Werte konnten für Orthopyroxene und Amphibole (bis $0,30\%$ Cr_2O_3) nachgewiesen werden (PUHL 2000). Auch Diopsid kann Chrom durch Substitution von Magnesium einbauen (RÖSLER 1991). Ein weiteres Mineral, das über gebundenes Chrom verfügt ist der für das Gebiet von Kraubath dokumentierte (Kapitel 3.2) und mittels Mikrosonde nachgewiesene (Kapitel 9.3.2) Kämmererit (Chromchlorit).

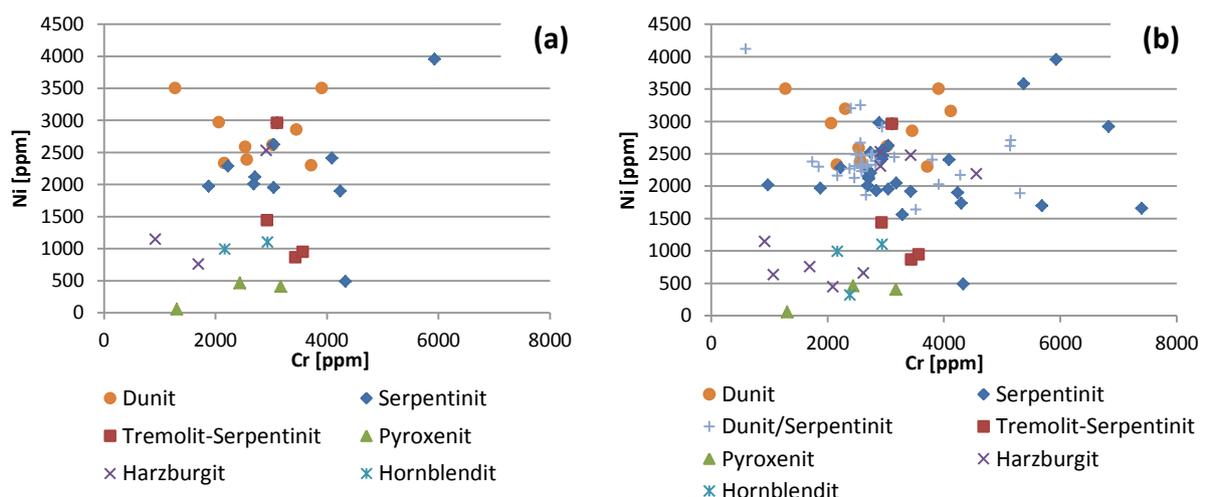


Abb.101: Geochemische Auswertung des Cr und Ni-Gehaltes von Proben mit (a) vorliegender mineralogisch-petrographischer Untersuchung und (b) vorhandenen geochemischen Gesteinsanalysen, außer Proben A02 und A03. Erläuterungen im Text.

Die in der obigen Auswertung nicht berücksichtigte Eisenlateritprobe (A03) weist mit 73,8% Fe_2O_3 -Anteil eine erhebliche Eisenanreicherung auf. Zudem zeigt der Cr_2O_3 -Gehalt mit 5,91% nach der Gesteinsprobe des Chromitflözes (Probe A02) den zweithöchsten Wert aller im Zuge dieser Arbeit analysierten Proben. Charakteristisch ist ebenso der geringe SiO_2 - (3,98%) und MgO - (0,49%) Gehalt sowie die Anreicherung an Al_2O_3 (3,72%) in dieser Probe.

Die stark verwitterte Probe U155 wurde im Gebiet des Rablstollens, aus dem Liegenden des dortigen Erzvorkommens entnommen. Der Fe_2O_3 -Gehalt dieses Gesteins liegt mit 13,81% höher als der durchschnittliche Gehalt von 8,62% im Serpentin. Der Cr_2O_3 -Anteil weist einen Wert von 0,86% auf, der SiO_2 -Gehalt liegt bei 38,18%. Die Fe_2O_3 - bzw. Cr_2O_3 -Werte können als zumindest moderate Anreicherung interpretiert werden. Charakteristisch ist zudem der relativ hohe Nickelgehalt von 3.956 ppm, was deutlich über durchschnittlichen Werten liegt und somit eine deutliche Anreicherung anzeigt.

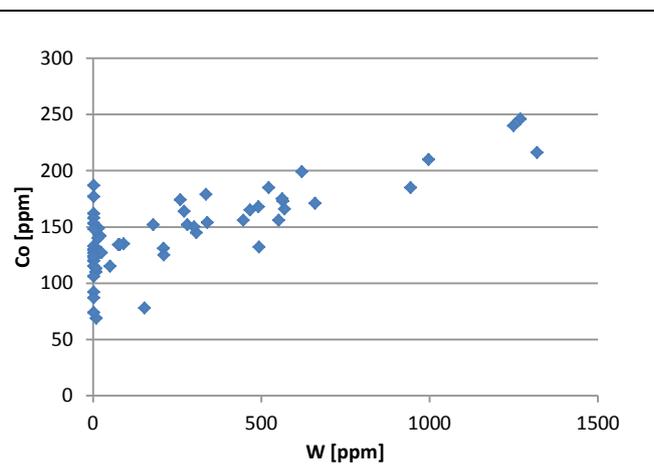


Abb.102: Korrelation von Kobalt (Co) und Wolfram (W). Steigende W-Gehalte gehen mit ansteigendem Kobaltanteil einher. Erläuterungen im Text.

Da Wolfram an saure Gesteine gebunden auftritt und in ultrabasischen Gesteinen in sehr geringen Mengen vorhanden ist ($\ll 1$ ppm), kann angenommen werden, dass die in Abb.102 dargestellten, teilweise sehr hohen W-Gehalte auf eine Kontamination, durch die bei der Probenaufbereitung verwendeten Wolframkarbidmühle, zurückzuführen ist. Ein weiteres Indiz für eine Kontamination ist der mit dem Wolfram (W) korrelierende Anstieg von Kobalt (Co), der zum Teil

ebenfalls durch den erwähnten Aufbereitungsprozess verursacht sein dürfte. Somit entsprechen die tatsächlichen Co-Gehalte der Gesteine etwa der Werteskala der Ordinate bei Abszisse „0“ (W-Gehalte ~ 0 ppm) von ca. 60 bis 190 ppm. Unter diesem Gesichtspunkt ist auch die folgende Spurenelementauswertung zu betrachten. Wolfram wird darin nicht berücksichtigt.

In Tab.D12 im Anhang D erfolgt eine Auflistung einiger Spurenelementgehalte, die auch Unterschiede in den einzelnen Lithologien aufzeigt. Dabei bestätigt sich zum einen der weitgehend Lithologie unabhängige Chromgehalt mit 2.300 bis 3.300 ppm (beides Medianwerte) und zum anderen der von der Lithologie gesteuerte Nickelanteil, der bei dunitischen Gesteinen und Serpentiniten im Mittel

(Medianwert) bei 2.000 bis 3.000 ppm liegt und bei den übrigen Gesteinen (Pyroxenit, Harzburgit, Hornblendit) deutlich darunter (<1.200 ppm). Diese Tendenzen sind ebenso in Abb.101 ersichtlich.

Für das Spurenelement Zink (Zn) wird festgestellt, dass es in allen Lithologien mit etwa 40 bis 50 ppm enthalten ist. Auffallend sind eine Serpentinprobe mit 33 ppb Au-Gehalt (alle anderen Analysen liegen unter der Nachweisgrenze von 5 ppb), sowie eine weitere Serpentinanalyse mit 454 ppm As-Anteil, was etwa dem 100-fachen der übrigen Proben entspricht.

Der Vanadiumgehalt liegt bei Pyroxeniten und Hornblenditen (75 bzw. 70 ppm) im Mittel etwa doppelt so hoch als bei dunitischen und serpentinierten Gesteinen (20 bis 37 ppm). Innerhalb der Pyroxenitgruppe zeigt sich für klinopyroxenreiche Gesteine ein höherer Scandium- (68 ppm), Vanadium- (744 ppm) und Kupferanteil (45 ppm) gegenüber Orthopyroxen dominierten Proben (Sc 10-17 ppm, V 56-75 ppm, Cu <10 ppm). Die Chrom- und Nickelgehalte zeigen für orthopyroxenreiche Gesteine deutlich höhere Gehalte (Cr >2.300 ppm, Ni >400 ppm) als die klinopyroxen dominierten Proben.

Die analysierte Eisenerzprobe (A03) enthält neben auffallend hohen V-, Cr-, Co- und Zr-Gehalten auch gegenüber den anderen Gesteinen erhöhte Ba-, Cu-, La-, Sr- und Zn-Werte. Das untersuchte Chromiterz (Probe A02) weist ähnlich hohe V- und Zn-Gehalte auf sowie erwartungsgemäß den höchsten Chromanteil aller analysierten Proben (118.933 ppm).

9.1.4 Diskussion

Ausführliche geochemische Analysen der Gesteine des Kraubather Ultramafitkomplexes wurden auch von HADITSCH (1979) durchgeführt. In der folgenden Tabelle Tab.2 sind die mittleren chemischen Zusammensetzungen der einzelnen Gesteinstypen zusammengefasst.

	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO ₂	36,13	40,02	41,75	49,75	47,03	52,93	50,35	52,53
MgO	41,94	38,62	35,02	32,67	29,44	22,63	22,38	21,19
CaO	0,32	0,36	2,17	0,80	3,95	8,35	13,75	14,09
Cr	0,34	0,33	0,33	0,28	0,27	0,18	0,21	0,28
Ni	0,19	0,21	0,15	0,11	0,07	0,04	0,03	0,03

Tab.2: Mittlere chemische Zusammensetzung der acht Gesteinstypen (A-H) des Kraubather Ultramafitkomplexes nach HADITSCH. A → Dunit, B → Pyroxen-Peridotit, C → Pyroxen-Hornblende-Peridotit, D → Olivin-Pyroxenit, E → Olivin-Hornblende-Pyroxenit, F → Hornblende-Pyroxenit, G → Olivin-Pyroxen-Hornblendit, H → Pyroxen-Hornblendit. (HADITSCH 1979)

Die in Tab.2 ausgewiesenen Gesteinstypen sind durch eine markante Zunahme an CaO vom Typ A bis Typ H charakterisiert, was auf den zunehmenden Anteil von Klinopyroxen und besonders Amphibol zurückzuführen ist (HADITSCH ET AL. 1981). Generell kann dieser Trend bestätigt werden (Abb.99a),

wenn auch nicht in selber Deutlichkeit auf Grund der wenigen Messdaten für pyroxen- und amphibolreiche Lithologien. Ebenso kann an Hand der Messwerte in Tab.2 ein abnehmendes MgO/SiO₂ Verhältnis von den dunitischen (1,16 für Typ A) zu den pyroxen- und amphibolreichen Gesteinen (0,40 für Typ H) festgestellt werden. Auch diese Tendenz korreliert mit den Ergebnissen aus Kapitel 9.1.3. Die Chrom- und Nickelgehalte in Tab.2 liefern dieselbe Aussage wie aus Abb.101a und Abb.101b abgeleitet werden kann. Die Chromwerte zeigen nur eine schwache Abnahme von den olivinreichen Gesteinen (Typen A, B und C) zu den Pyroxeniten und Hornblenditen. Während in ersteren der Chromgehalt hauptsächlich durch Chromit repräsentiert wird, ist er in den beiden letzteren auf den Einbau im Pyroxen- und Amphibolgitter zurückzuführen (Kapitel 9.1.3). Nickel zeigt im Gegensatz zum Chrom eine signifikante Korrelation mit MgO, was auf die Substitution von Ni im Olivingitter zurückzuführen ist (Kapitel 9.1.3).

Eine regionale Darstellung der geochemischen Daten ergab nach HADITSCH (1979) für die Komponente MgO im nördlichen Tanzmeistergraben sowie in einem kleinen Bereich im Sommergraben Konzentrationsmaxima (Abb.103). Eine kombinierte Darstellung der regionalen Verteilung von MgO, Nickel sowie CaO erfolgt in Abb.104.



Abb.103: MgO-Verteilung im Ultramafitkomplex von Kraubath östlich der Mur. Der rote Rahmen markiert das Arbeitsgebiet. (HADITSCH 1979, verändert)

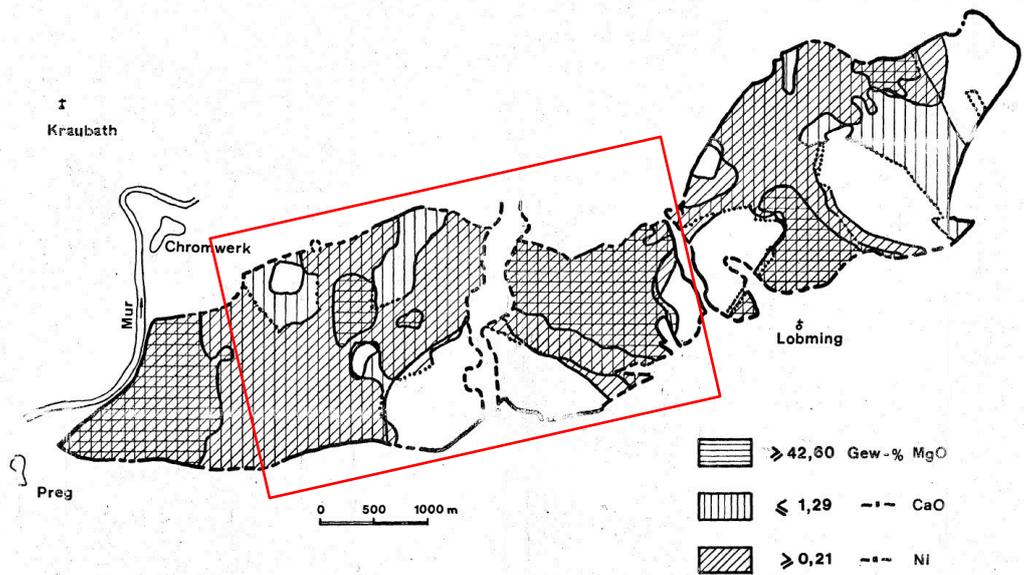


Abb.104: Regionale Verteilung der Komponenten MgO, CaO und Ni für das Gebiet östlich der Mur. Der rote Rahmen markiert das Arbeitsgebiet. (HADITSCH 1979, verändert)

Tendenziell stimmt die regionale Verteilung der geochemischen Daten aus Abb.104 mit den Ergebnissen in der vorliegenden Arbeit überein. Jedoch wird der höffige Bereich für MgO im Sommergraben etwas weiter nach Norden reichend und mit größerer O-W Erstreckung gesehen als es in dieser Abbildung dargestellt ist. Bezogen auf dieselbe Abbildung können für den Tanzmeistergraben erhöhte Magnesiumgehalte bestätigt werden doch erscheint der ausgewiesene Bereich nach HADITSCH als zu weit nach Süden reichend.

9.2 Lösungsversuche

Die Lösungsversuche umfassen die Durchführung der Versuche sowie die nachfolgende Analyse der Lösung sowie des unlöslichen Rückstandes. Die erhaltenen Messwerte finden in der Erstellung einer Massenbilanz Anwendung.

9.2.1 Aufgabenstellung

Als wesentliche Fragestellung soll das Löslichkeitsverhalten der verschiedenen Lithologien im bearbeiteten Gebiet untersucht werden. Konkret geht es um die Frage, welcher prozentuelle Anteil des ursprünglich im Gestein vorhandenen Elementgehaltes jeweils herausgelöst werden kann bzw. welcher Anteil im Rückstand verbleibt. Daraus kann bereits teilweise abgeleitet werden, an welche Mineralphasen bestimmte Elemente gebunden sein könnten. Da für die Gesteine des Untersuchungsgebietes keine Erfahrungswerte betreffend erforderlicher Dauer des Lösungsverfahrens bzw. Korngrößenabhängigkeit der Löslichkeit vorliegen, erweitert sich die

Aufgabenstellung dahingehend, den Versuch mit verschiedenen Korngrößenfraktionen je Lithologie durchzuführen.

Besonderes Augenmerk liegt bei diesem Versuch auf dem Löslichkeitsverhalten von MgO. Gesteine mit hohen Gehalten an MgO, das zudem möglichst vollständig herausgelöst werden kann, zählen zu den Hoffungsgebieten für weitere Prospektionstätigkeiten.

Die Löslichkeitsversuche werden mit 90°C Grad heißer, 18%iger Salzsäure (HCl) durchgeführt.

9.2.2 Probenauswahl

Um einen Überblick des Löslichkeitsverhaltens der Gesteine zu erhalten, wurden sieben unterschiedliche Handstücke aus dem betreffenden Gebiet ausgewählt (Tab.3). Dabei handelt es sich um Gesteine, die im Gelände eine entsprechend große regionale Verbreitung aufweisen, um eine erste Einschätzung des Löslichkeitspotentials der Gesteine zu unterstützen. Zusätzlich wurde in diese Versuchsreihe eine Probe aus dem, im Nahbereich zum Kartiergebiet gelegenen, Steinbuch Lobming eingebunden. Diese Probe wurde von DI Martin Gassner (Fa. MINEX) bereitgestellt.

Probe	Lithologie	Lage	Koordinaten (Kartenbezugssystem WGS 84)
A03	Eisenlaterit	Tanzmeistergraben	N47 16.895 E14 59.459
A04	Serpentinit	Steinbruch Lobming	k.A.
U08	serpentinisierter Dunit	Sommergraben	N47 17.604 E14 58.278
U70	Serpentinit	Wintergraben	N47 17.259 E14 57.696
U75	Tremolit-Serpentinit	Wintergraben	N47 17.008 E14 58.152
U79	Amphibol-Orthopyroxenit	Wintergraben	N47 17.443 E14 57.739
U110	Dunit	Tanzmeistergraben	N47 17.618 E14 59.674
U155	verwitterter Serpentinit	Sommergraben	N47 16.989 E14 58.885

Tab.3: Liste der ausgewählten Proben für die Lösungsversuche mit lithologischer Bezeichnung sowie Lage und Koordinaten der Probenentnahme. Die lithologische Ansprache erfolgt auf Basis der Arbeit von KOFLER (2014).

Eine Karte mit der Lage der ausgewählten Proben ist im Anhang E (Karte E4) angefügt. Eine ausführliche mineralogische und petrographische Beschreibung der Gesteine U08 bis U110 wurde von KOFLER (2014) durchgeführt. Fotos der entsprechenden Handstücke sind in Abb.105 dargestellt.



Abb.105: Handstücke der Proben **a)** A03 **b)** U08 **c)** U70 **d)** U75 **e)** U79 **f)** U110 **g)** U155. Für die Probe A04 ist kein Handstück vorliegend.

9.2.3 *Probenvorbereitung*

Aus den ausgewählten Handstücken (A03, U08, U70, U75, U79, U110, U155) wurden mit einer Gesteinssäge jeweils etwa 1 cm dicke Scheiben und daraus ein oder mehrere würfelige Stücke herausgeschnitten. Diese Stücke wurden möglichst aus den zentralen Bereichen, die keine Verwitterungskrusten aufwiesen, entnommen, um eine etwaige Verfälschung der chemischen Zusammensetzung zu vermeiden. Anschließend wurden diese Gesteinsstücke im Trockenschrank bei 50°C mehrere Stunden getrocknet, danach mit einem Hammer zerkleinert und mittels Maschensieben in fünf Korngrößenfraktionen klassiert. Dabei erfolgte eine Abtrennung in die Fraktionen <63 µm, 63/125 µm, 125/250 µm, 250/500 µm, 0,5/1 mm sowie >1 mm, wobei letztere Fraktion für weitere Untersuchungen nicht berücksichtigt wurde. Aus jeder Kornfraktion (außer >1 mm) wurden mindestens 6 g Probenmaterial für die nachfolgenden Lösungsversuche vorgesehen. Diese Anforderung ergibt sich aus der zu erwartenden Löslichkeit und der für die weitere Analyse des Rückstandes (mittels RFA) notwendige Mindestprobenmenge. Die Gesteinsprobe aus dem Lobminger Steinbruch (A04) wurde bereits in gemahlener Form (Korngröße <63 µm) und somit in der kleinsten untersuchten Kornfraktion von DI Martin Gassner vorgelegt.

9.2.4 *Durchführung und Analysen*

Insgesamt wurden 36 Lösungsversuche durchgeführt, die auf vier hintereinander folgende Durchgänge aufgeteilt wurden. Auf Grund der fehlenden Erfahrungswerte wurde der Lösungsfortschritt optisch an Hand der Farbe der Lösung bzw. an Hand der Rückstandsfärbung bestimmt.

Zunächst wurden 6,0000 g ($\pm 0,001$) auf einer Präzessionswaage eingewogen und in ein Becherglas (250 ml Volumen) gefüllt. Anschließend wurde das Becherglas bis zur Marke bei 100 ml mit 18%iger Salzsäure aufgefüllt und der Becher samt Inhalt leicht geschwenkt. Dadurch sollte ein Benetzen aller Gesteinspartikel mit der Säure begünstigt werden. Danach wurde das Becherglas auf das erhitzte Sandbett (90°C) gestellt. Um einer raschen Verdunstung der Lösung entgegenzuwirken, wurde das Becherglas mit einem Uhrglas abgedeckt. Im Falle eines markanten Abfalls des Lösungsvolumens im Glas unter die Marke von 100 ml, wurde Salzsäure (18%ig) nachgefüllt. Während des Lösungsversuches wurden die Bechergläser, für eine Durchmischung von Säure und Feststoff, in regelmäßigen Abständen leicht geschwenkt.

Der erste Lösungsdurchgang wurde 48 h durchgeführt, die folgenden drei Durchgänge, gemäß der gesammelten Erkenntnisse, jeweils 24 h (siehe Tab.D3 im Anhang D).

Aufbereitung des Rückstandes

Nach Beendigung des Lösungsdurchgangs wurden die Bechergläser vom Sandbett genommen und mit Salzsäure (18%ig) auf die 100 ml Marke aufgefüllt (sofern notwendig). Anschließend wurde die

kondensierte Flüssigkeit vom Uhrglas mit einem Tropfen entionisiertem Wasser abgespült und in das Becherglas getropft. Zuletzt wurde der Inhalt ein letztes Mal leicht geschwenkt und zum Absetzen der feinen Partikel mindestens 1 h bzw. je nach optischer Beurteilung abgestellt.

Mit ruhiger Hand wurde ein Teil der Lösung aus dem Becherglas – 50 ml sind ausreichend – in ein ausgewaschenes verschließbares Behältnis (z.B. Kunststoffbecher) geleert. Es war darauf zu achten, den sedimentierten Lösungsrückstand möglichst nicht aufzuwirbeln. Der abgefüllte Lösungsteil wurde in weiterer Folge für die Analyse der gelösten Elemente verwendet (siehe unten). Mittels Dekantieren wurde die im Becherglas verbliebene Lösung (Dekantant) vom Lösungsrückstand (Sediment) abgetrennt. Der Rückstand wurde mehrmals, zunächst mit Leitungswasser (zwei- bis dreimal) und anschließend mit entionisiertem Wasser (dreimal), durchgewaschen, wobei dazwischen immer die Sedimentation der feinen Feststoffpartikel berücksichtigt werden musste – je nach Korngrößenfraktion zwischen 15 min und 1 h Sedimentationszeit. Anschließend wurden die Bechergläser mit den gereinigten Lösungsrückständen im Trockenschrank (50°C) getrocknet. Danach wurden die bereits abgekühlten Gläser inklusive der Rückstände auf der Präzessionswaage eingewogen ($m_{\text{Becher+Rückstand}}$, siehe Tab.D3 im Anhang D). Der verbliebene Rückstand wurde mit einem Achatmörser zermahlen, in einem Kunststoffbecher abgefüllt und später für die Rückstandsanalyse herangezogen. Das entleerte Becherglas wurde sauber ausgewaschen und im Trockenschrank getrocknet. Nach der Abkühlung wurde es ohne Inhalt auf der Präzessionswaage eingewogen ($m_{\text{Becher-Rückstand}}$, siehe Tab.D3 im Anhang D).

In der Folge wurden sowohl die Lösung als auch der Lösungsrückstand bezüglich ihrer Zusammensetzung analysiert.

Analyse der Lösung

Mittels Flammen-Atomabsorptionsspektrometer (Flammen-AAS) wurde der in Lösung gegangene Gehalt einiger relevanter Elemente (siehe Tab.D4 und Tab.D5 im Anhang D) ermittelt. Dafür wurden verschiedene Verdünnungen der im Zuge der Rückstandsaufbereitung separat abgefüllten Lösungen hergestellt. Der Verdünnungsfaktor richtet sich nach dem jeweils zu erwartenden Elementgehalt in der Lösung. Teilweise war auch innerhalb derselben Lithologie, insbesondere bei den Feinfraktionen, die Herstellung von differierenden Verdünnungen erforderlich (siehe Tab.D4 im Anhang D).

Bei der Herstellung der Verdünnungen ist generell auf sauber ausgewaschene Messkolben (50 ml Volumen) zu achten, um Kontaminationen zu vermeiden. Je nach erforderlicher Verdünnung wurden in den Messkolben 5 ml (10-fach), 500 µl (100-fach) bzw. 50 µl (1000-fach) der ursprünglichen Lösung pipettiert. Für die Analyse des Elements Mg wurde der Messkolben bis zur Marke bei 50 ml mit entionisiertem Wasser aufgefüllt. Die Verdünnungen der übrigen untersuchten Elemente (Mn, Ca, Fe, Cr, Ni, Co) wurden zu etwa $\frac{2}{3}$ mit einer Pufferlösung – spektroskopischer Puffer beinhaltet LaCl_3 und

CsCl – und das verbleibende Volumen bis zur Marke (50 ml) mit entionisiertem Wasser aufgefüllt. Die Pufferlösung wird für die Messung zur Unterdrückung physikalischer Interferenzen, Ionisationsstörungen und chemischen Störungen hinzugegeben. Bei der Herstellung der 1000-fachen Verdünnungen wurde zur Erhöhung der Messgenauigkeit eine „doppelte Verdünnung“ durchgeführt. Dabei wurde zunächst eine 10-fache und aus dieser eine 100-fache Verdünnung erstellt. Die Messkolben wurden abschließend mit einem Stopfen verschlossen und zur Durchmischung mehrmals überkippt.

Element	Std. Konzentrationen
Mg	5 / 10 / 20
Mn	3 / 6 / 12
Ca	10 / 20 / 40
Fe	10 / 20 / 40
Cr	3 / 6 / 12
Ni	3 / 6 / 12
Co	1 / 2 / 4

Tab.4: Auflistung der Konzentrationen der Kalibrierungsstandards.

Die Messmethode der Flammen-AAS verlangt nach Kalibrierungsstandards deren gewählte Konzentrationen, ebenso wie die Verdünnungen der Lösungen, von den Gehalten der Elemente in der Lösung abhängen. Die gewählten Standardkonzentrationen sind der Tab.4 zu entnehmen. Die Kalibrierungsstandards wurden ebenfalls mit einer Pufferlösung sowie entionisiertem Wasser aufgefüllt und anschließend durchgeschüttelt. Mit Hilfe dieser Standards wird vor Beginn der Messung im Gerät eine Kalibrierungskurve erstellt. Die Messungen wurden in Bezug zu dieser Kurve aufgenommen.

Analyse des Lösungsrückstandes

Der gemahlene Lösungsrückstand wurde in der Folge mittels Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA) analysiert. Dabei sollte die elementare Zusammensetzung des im Rückstand verbliebenen Probenmaterials ermittelt werden. Das Material wurde auf zwölf Haupt- sowie 18 Nebenelemente untersucht (siehe Tab.D6 im Anhang D). Diese Analyse wurde am Institut für Allgemeine und Analytische Chemie der Montanuniversität Leoben durch Hubert Falk durchgeführt.

9.2.5 Auswertung

Die Messwerte aus der AAS-Analyse wurden mittels Umrechnungsformel auf die ursprüngliche Probenmenge, das Lösungsvolumen sowie den Verdünnungsfaktor bezogen um den tatsächlichen Anteil des jeweiligen Elementes zu erhalten. Die Hauptelemente wurden zudem mit Hilfe von Konvertierungsfaktoren in das jeweilige Oxid (z.B. Mg zu MgO) umgerechnet. Die Nebenelemente wurden in ppm angegeben.

Für die Umrechnung der Hauptelemente (Mg, Mn, Ca, Fe) gilt folgende Formel (MW = AAS-Messwert, EW = Einwaage für den Lösungsversuch):

$$(1) \frac{MW * Volumen * Verdünnungsfaktor}{EW * 10.000} * Konvertierungsfaktor = [\%]$$

Für die Umrechnung der Nebenelemente (Cr, Ni, Co) wurde folgende Formel angewandt:

$$(2) \frac{MW * Volumen * Verdünnungsfaktor}{EW} = [ppm]$$

Die jeweiligen Messergebnisse aus der AAS-Messung können der Tab.D4 (Anhang D) entnommen werden. Die mit Hilfe der oben angeführten Formeln (1) und (2) errechneten Ergebnisse sind in Tab.D5 (Anhang D) angeführt.

Die Ergebnisse aus der Atomabsorptionsspektrometrie sowie der Röntgenfluoreszenzanalyse wurden kombiniert und in einer Massenbilanz dargestellt und ausgewertet. Von diesen Gesteinen stand zusätzlich eine Gesamtgesteinsgeochemie des unbehandelten Materials zur Verfügung. Dadurch ergab sich die Möglichkeit, die aus dem Lösungsversuch erhaltenen Ergebnisse jenen der Gesamtgesteinsanalyse gegenüber zu stellen. In der Massenbilanz wurden jene bei der AAS-Analyse untersuchten Elemente genauer betrachtet.

Für die Berechnungen sind die Masse der Einwaage für den Lösungsversuch (m_{Einwaage} , siehe Tab.D3 im Anhang D) sowie die Masse des Lösungsrückstandes ($m_{\text{Rückstand}}$, siehe Tab.D3 im Anhang D) wichtige Parameter. Letzterer wurde aus der Differenz der Masse „Becherglas mit Rückstand“ ($m_{\text{Becher+Rückstand}}$) und der Masse „Becherglas ohne Rückstand“ ($m_{\text{Becher-Rückstand}}$) erhalten (siehe Tab.D3 im Anhang D).

Folgende Rechenschritte (Formeln (3) bis (8)) wurden in der Massenbilanz jeweils für die vier Hauptelemente Mg, Mn, Ca, Fe sowie die Nebenelemente Cr, Ni, Co durchgeführt. Es ist zu beachten, dass in den folgenden Formeln die Gehalte der Nebenelemente ebenfalls in Prozent und nicht in ppm eingesetzt wurden.

$$(3) \frac{m_{\text{Rückstand}}[g] * \text{Anteil}_{\text{imRückstand(RFA)}}[\%]}{100[\%]} = m_{\text{imRückstand(RFA)}}[g]$$

$$(4) \frac{m_{\text{Einwaage}}[g] * \text{Anteil}_{\text{inLösung(AAS)}}[\%]}{100[\%]} = m_{\text{inLösung(AAS)}}[g]$$

$$(5) \sum m_{\text{gesamt}}[g] = m_{\text{imRückstand(RFA)}}[g] + m_{\text{inLösung(AAS)}}[g]$$

An Hand der Formel (3) wurde über die Masse des Lösungsrückstandes und dem aus der RFA-Analyse ermittelten Anteil des Elementes im Rückstand, die absolute Masse im Rückstand ermittelt. Analog erfolgte die Ermittlung der absoluten Masse des Elementes in der Lösung in Formel (4). Wie in Formel (5) formuliert, wurden diese Massen addiert, was die absolute Gesamtmasse des betreffenden Elementes ergibt.

Gemäß den beiden folgenden Formeln (6) und (7) wurde der prozentuelle Anteil errechnet, der davon jeweils im Rückstand verblieben (6) bzw. der in Lösung (7) gegangen ist. Diese beiden Werte liefern die Kernaussage der Massenbilanz.

$$(6) \frac{m_{\text{imRückstand(RFA)}} * 100[\%]}{m_{\text{gesamt}}} = \text{Anteil}_{\text{imRückstand}}[\%]$$

$$(7) \frac{m_{\text{inLösung(AAS)}} * 100[\%]}{m_{\text{gesamt}}} = \text{Anteil}_{\text{inLösung}}[\%]$$

Für Messergebnisse aus der Rückstandsanalyse (RFA-Analyse) ist zu berücksichtigen, dass für Werte, die unterhalb der Nachweisgrenze liegen (betrifft teilweise CaO, MnO sowie Ni und Co), keine eindeutige Aussage getroffen werden kann. Um diese rechnerisch in die Auswertung einbinden zu können, wurde für diese Gehalte der halbierte Wert der Nachweisgrenze eingesetzt. Hierbei ist zu beachten, dass es sich um eine statistische Annäherung handelt, die eine entsprechende Unsicherheit beinhaltet. Betreffende Werte sind in der Tabelle der Massenbilanz gekennzeichnet (siehe Tab.D7 im Anhang D).

Zur Kontrolle der Berechnungen aus der Massenbilanz kann folgende Formel herangezogen werden, deren Ergebnis annähernd mit jenem der Gesamtgesteinsanalyse übereinstimmen sollte. Einige Hinweise zu auftretenden Abweichungen sind in Punkt 9.2.6 (unten) angeführt.

$$(8) \frac{m_{\text{gesamt}}[g] * 100[\%]}{m_{\text{Einwaage}}[g]} = \text{Anteil}_{\text{gesamt}}[\%]$$

9.2.6 Ergebnisse und Rückschlüsse

Ergebnisse

Die SiO₂-Gehalte der dem Lösungsprozess zugeführten Proben liegt im unbehandelten Gestein zwischen knapp 4% (Probe A03) und 53% (U79), der MgO-Anteil zwischen 0,5% (A03) und etwa 45% (U110). Die Werte für Fe₂O₃ schwanken zwischen 7% (U70) und 74% (A03), für Nickel (Ni) zwischen

460 ppm (U79) und knapp 4.000 ppm (U155) und für Chrom (Cr) liegen die Gehalte bei 2.400 ppm (U79) bis 4,05% (A03).

Alle Ergebnisse der gesamtgesteinsgeochemischen Untersuchungen sind den Tabellen Tab.D1 und Tab.D2 im Anhang D zu entnehmen.

Vom Ausgangsmaterial (etwa 6 g) blieben durchwegs etwa 2,5 g (entspricht ca. 42%) als unlöslicher Rückstand zurück. Abweichend davon lag der Rückstandanteil bei der Probe U79 mit etwa 82% deutlich darüber und bei der Probe A03 mit nur knapp 10% markant unter dieser Marke. Erstere Probe besitzt einen hohen Volumsanteil an unlöslichen Mineralen (KOFLENER 2014), der auch bedingt, dass sich die Komponenten mehrheitlich im Rückstand anreichern. Für die Probe A03 gilt umgekehrter Sachverhalt, da sich das vorwiegend aus Eisenhydroxid bestehende Gestein (Eisenlaterit) in HCl leicht lösen lässt. Auffällig ist der hohe Anteil an schwarzen Kristallaggregaten im Rückstand, bei dem es sich um Chromit handelt, der den relativ hohen Chromanteil von etwa 4,5% im Rückstand repräsentiert.

Das Hauptaugenmerk bei den Lösungsversuchen lag auf der Löslichkeit des MgO, die für die Proben U110 und U155 die höchsten Werte erreichte. Für die Probe U110 kommt hinzu, dass diese die höchsten MgO Werte (44,68%) aller, dem Lösungsversuch zugeführten, Proben aufweist. Dagegen besitzt die Probe U155 im Ausgangsgestein mit 33,24% MgO bereits deutlich geringere Anteile. Die Proben A04 und U08 weisen in der Gesamtgesteinsgeochemie ähnlich hohe MgO-Gehalte wie die Probe U110 auf, zeigen jedoch im Vergleich eine geringere Löslichkeit. Die Proben A03 und U79 zeigen für MgO einen über 50%-igen Rückstandsanteil an.

Für den im Ausgangsgestein durchwegs niedrigen CaO-Gehalt (<1,34%) kann festgehalten werden, dass dieser ausschließlich auf anwesende Amphibole und Pyroxene zurückzuführen ist. Auf Grund der weitgehenden Unlöslichkeit dieser Mineralphasen verbleibt bei den meisten Proben der überwiegende CaO-Anteil im Rückstand. Für die Probe U155 liegt der CaO-Gehalt im Rückstand teilweise unterhalb der Nachweisgrenze (Tab.D6 im Anhang D) wodurch hierbei für die Berechnung der Massenbilanz der halbierte Grenzwert eingesetzt wurde.

Der hohe Fe₂O₃-Anteil der Eisenlaterit-Probe (A03) geht nahezu vollständig in Lösung, was auf deren hohen, leicht löslichen Eisenhydroxidgehalt zurückzuführen ist. Auch bei den anderen analysierten Proben (außer Probe U79) mit deutlich weniger Eisen im Ausgangsgestein ist die hohe Löslichkeit festzustellen.

Ähnlich wie der Fe₂O₃-Gehalt ist auch bei Nickel eine nahezu vollständige Überführung des Elements in Lösung zu beobachten. Der Anteil im Rückstand liegt hier lediglich noch bei 250 ppm (U79) bis rund 15 ppm (U155), wobei die Ausgangskonzentrationen im Gestein zwischen 3956 ppm (U155) und

463 ppm bei Probe U79 gelegen sind. Letztere weist mit dem oben genannten Anteil im Rückstand den niedrigsten Lösungsanteil auf.

Für Chrom gestalten sich die Ergebnisse aus der Massenbilanz durchwachsen, doch scheint in Proben, in denen das Chrom vorwiegend als Chromit vorliegt, der Rückstandsanteil deutlich zu überwiegen. Dies betrifft in besonderem Maße die dunitischen Gesteine der Proben U08, U110 und U155. Demgegenüber weisen die serpentinierten Gesteine (Probe U70 und U75) einen deutlich höheren Anteil von gelöstem Chrom auf.

Innerhalb der Kornfraktionen weist die feinste Fraktion (<63µm) der Gesteine tendenziell den höchsten gelösten Anteil auf. Bei den übrigen, gröberen Fraktionen ist keine wesentliche Korngrößenabhängige Tendenz erkennbar.

Auffallend ist der bereits mehrfach erwähnte hohe Rückstandsanteil aller Komponenten bei Probe U79, die sich damit wesentlich von den übrigen Proben unterscheidet. Bei dieser Probe handelt es sich um einen bronzitreichen Orthopyroxenit, der in Salzsäure schwer löslich ist. Weitere Details sind der Massenbilanz aus Tab.D7 in Anhang D zu entnehmen.

Rückschlüsse und Diskussion

Aus den durchgeführten Versuchen ergeben sich Rückschlüsse, die für weitere Analysen eine hilfreiche Grundlage bilden können.

- (1) Bezüglich der Dauer des Lösungsverfahrens lassen die Messergebnisse sowie die optische Beurteilung des Rückstandes darauf schließen, dass bei den verwendeten Korngrößenfraktionen eine Lösungsdauer von 24 Stunden eine mehr als ausreichende Dauer darstellt. Bei Fraktionen <1 mm dürften wenige Stunden ausreichen um lösungsfähige Elemente aus dem Gesteinsverband herauszulösen.

- (2) Beim Löslichkeitsverhalten der verschiedenen Korngrößenfraktionen ist festzuhalten, dass bei der gewählten Lösungsdauer keine Unterschiede festgestellt werden. Auffällig ist jedoch, dass sich die feinste Fraktion (<63 µm), bezüglich des Verhältnisses Anteil im Rückstand zu Anteil in Lösung, am deutlichsten von den übrigen Fraktionen unterscheidet. In der feinsten Fraktion ist häufig ein höherer gelöster Anteil festzustellen als bei den gröberen Fraktionen. Besonders deutlich wird dies bei Proben, die in den höheren Kornfraktionen deutliche Anteile im Rückstand aufweisen (z.B. Probe U79). Eine von TEIR ET AL. (2007) durchgeführte Studie stellte fest, dass bei Lösungsversuchen an Serpentiniten mit 70°C heißer HCl innerhalb von zwei Stunden Korngrößenabhängig 100% des Magnesiums herausgelöst werden kann. Hierbei brachte die feinste Kornfraktion (74 µm bis 125 µm) die besten Ergebnisse, wobei

festgehalten wird, dass die Fraktionen zwischen 125 µm und 500 µm keine Unterschiede aufweisen.

- (3) Die gewählte Probenmenge von 6 g pro Fraktion wird als zu knapp bemessen angesehen. Um Problemen auf Grund von Materialmangel bei nachfolgenden Untersuchungen und Analysen entgegenzuwirken, wird hierbei angeraten, eine höhere Ausgangsmenge vorzusehen. Bei der gewählten Zerkleinerungsmethode ist für das Erhalten der feineren Korngrößen (v.a. <63 µm und 63/125 µm) ein höherer Zeitaufwand erforderlich. In diesem Zusammenhang ist weiters anzumerken, dass dieses Zerkleinerungsverhalten nicht bei jeder Lithologie in gleicher Deutlichkeit ausgeprägt ist. So zeigt beispielsweise die Probe A03 (Eisenlaterit) eine geringe Tendenz zu gröberer Fraktionen und zerbröckelt bevorzugt in Partikel mit Korngrößen <250 µm. Die Probe U79 fällt mit einer relativ ausgeglichenen Korngrößenverteilung auf. Auf Grund der angeführten Fakten wird eine Gesamtprobenmenge von etwa 150 g oder mehr vorgeschlagen.
- (4) Für den Lösungsprozess wurde bei allen Gesteinsproben 100 ml als Gesamtvolumen gewählt. Es ist darauf zu achten, dass das Säure-Feststoff-Verhältnis, insbesondere bei Gesteinen mit hohem Löslichkeitsvermögen, nicht über der Sättigung liegt.
- (5) Für die Abtrennung des Lösungsrückstandes von der Lösung wurde von der Methode des Filtrierens als physikalische Trennungsmethode Abstand genommen. Auf Grund der enthaltenen feinstkörnigen Partikel sowie der zum Teil stark ausgeprägten Zähflüssigkeit der Lösung stellte sich diese Methode wegen des damit verbundenen enormen Zeitaufwandes als unbrauchbar heraus. Bei dem alternativ gewählten Prozess des Dekantierens ist auf die korngrößenabhängige Sedimentationszeit zu achten. Je feinkörniger das Material desto länger ist die Sedimentationszeit. Zur Beschleunigung der Partikelsedimentation wurde im ersten Lösungsdurchgang ein Flockungshilfsmittel (Goldcrest Polygold®) eingesetzt. Dieses brachte jedoch keine Verbesserung und wurde daher in den weiteren Durchgängen nicht mehr eingesetzt.
- (6) Der Rückstand der meisten Proben weist eine weiße bis schwach gräuliche Farbe auf. Der Rückstand der Probe U79 zeigt eine grünlich bis schwach bräunliche Farbe. Diese dürfte besonders auf die in gröberer Fraktionen erkennbaren, schwer löslichen Pyroxenkristalle zurückzuführen sein. Probe A04 weist einen auffallend grau gefärbten Rückstand auf. Das diese Farbe verursachende Mineral konnte nicht identifiziert werden. Als weitere

Beobachtung wird festgestellt, dass jene Lithologien mit höheren Cr_2O_3 -Gehalten im Rückstand, bevorzugt in den feineren Fraktionen, einen erhöhten Anteil an schwarzen Mineralkörnern (Chromit) aufweisen. Daraus wird klar, dass der im unlöslichen Rückstand detektierte Chromgehalt auf den unlöslichen Chromit zurückzuführen ist – besonders deutlich in Probe U08 und U110 – und ein gegebenenfalls in Lösung enthaltener Chrom-Anteil aus silikatisch gebundenem Chrom herrührt – z.B. in Probe U75. Diese Thematik wird auch in Kapitel 9.1.3 (oben) diskutiert.

- (7) Beim Herstellen der Verdünnungen für die AAS-Analyse ist zu berücksichtigen, dass starke Verdünnungen (1000-fach) prozessbedingt meist eine große Ungenauigkeit beinhalten. Hierbei erwies sich die „doppelte Verdünnung“ – bei der zunächst eine 10-fache und daraus eine 100-fache Verdünnung hergestellt wird – als deutlich verlässlichere und genauere Variante, obgleich auch bei dieser Methode teilweise eine Diskrepanz zu den Gehalten aus der Gesamtgesteinsanalyse ersichtlich ist.
- (8) Die Rückstandsanalyse (mittels RFA) liefert zum Teil Werte, die unter der Nachweisgrenze liegen. Damit ist in den Berechnungen für die Massenbilanz eine entsprechende Ungenauigkeit für die betreffenden Fraktionen unvermeidbar. Wie in der Auswertung (9.2.5, oben) angeführt, wird in diesen Fällen die halbe Nachweisgrenze als Wert angesetzt, um eine rechnerische Berücksichtigung zu ermöglichen. Für weitere Interpretationen muss dieses Faktum beachtet werden.
- (9) Beim Vergleich der Gehalte aus der Gesamtgesteinsanalyse (siehe Tab.D1 im Anhang D) mit den Ergebnissen aus der Massenbilanz können zum Teil markante Abweichungen festgestellt werden. Die Gründe für diese Diskrepanzen liegen möglicherweise in den zahlreichen Verunreinigungsquellen der Versuchsdurchführung. Während MnO weitgehend eine gute Übereinstimmung zeigt, liegen die errechneten Werte der anderen Hauptelemente (MgO , CaO , Fe_2O_3) tendenziell über jenen der Gesamtgesteinsanalyse. Dagegen weisen die Nebenelemente (Cr, Ni und Co) eine zufriedenstellende Kongruenz auf. Lediglich Cr zeigt hier teilweise Abweichungen. Es ist auch zu berücksichtigen, dass die Gesamtgesteinsanalyse nur als Gesamtprobe (eine Korngröße) zur Verfügung steht. Um einen exakten Vergleich darstellen zu können, wären zusätzliche geochemische Analysen der unbehandelten Gesteinsproben in denselben Korngrößenfraktionen wie bei den Lösungsversuchen erforderlich.

9.3 Weitere Analysen von Lösungsrückständen

Neben der detaillierten Lösungsrückstandsanalyse im Zuge der Lösungsversuche wurde an diversen anderen Proben – diese wurden von der Firma MINEX übergeben – Analysen mit verschiedenen Methoden durchgeführt.

9.3.1 Röntgendiffraktometrie

Die Lösungsrückstände zweier Proben („MINEX Probe A“ und „MINEX Probe B“) wurden mittels Röntgendiffraktometrie auf anwesende Mineralphasen untersucht.

Das Material stammt aus dem Steinbruch im Lobmingraben, das in einer industriellen Versuchsanlage (extern) einem Lösungsversuch – mit 90°C heißer 18%iger Salzsäure – zugeführt wurde. Der unlösliche Rückstand wurde gemahlen und in Form von zwei weißen Pulverproben übergeben.

Die Analysespektren dieser beiden Proben liefern idente Ergebnisse (Abb.106), wodurch im Folgenden das Spektrum der Probe A repräsentativ betrachtet wird.

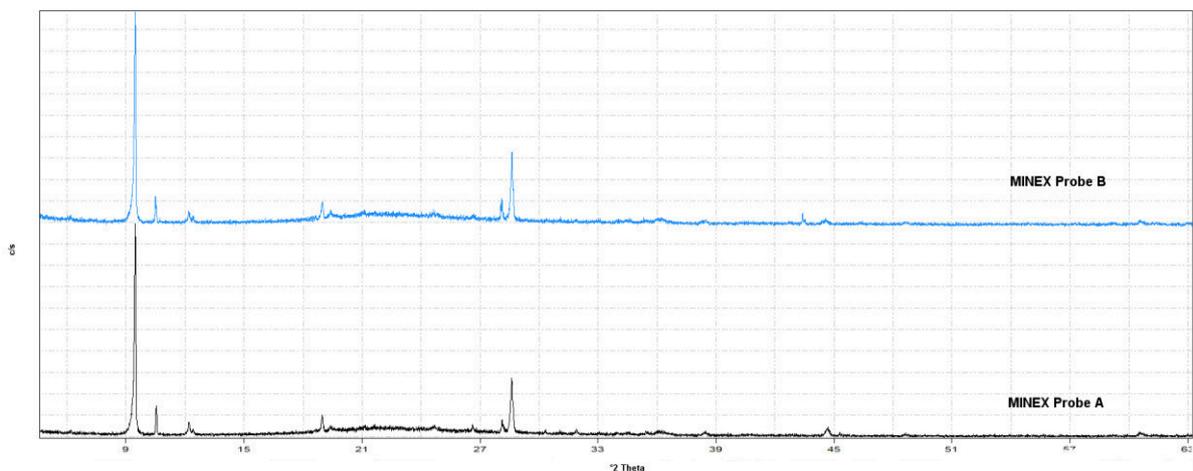


Abb.106: Röntgendiffraktometrische Analyse des unlöslichen Rückstandes der Proben „MINEX Probe A“ und „MINEX Probe B“. Auf der Abszisse wird der Diffraktionswinkel 2θ aufgetragen. Die Grafik veranschaulicht die weitgehende Übereinstimmung der beiden Proben.

Das im Analysespektrum herausragende Mineral ist Talk (rote Markierung in Abb.107). Es finden sich insgesamt acht übereinstimmende Talk-Peaks im Spektrum.

Für das Amphibolmineral Tremolit wurden drei charakteristische Spitzen identifiziert (orange Markierung in Abb.107), wobei sich ein wesentlicher Peak, bei etwa $2\theta = 28,5$, mit einem Peak der Mineralphase Talk an derselben Stelle überlagert.

Als drittes Mineral konnte, allerdings nur schwach ausgeprägt, Enstatit erkannt werden (graue Markierung in Abb.107). Drei Spitzen können dieser Phase zugeordnet werden.

Als vierte Mineralphase wurde Antigorit (grüne Markierung in Abb.107) an Hand von sechs Peaks identifiziert.

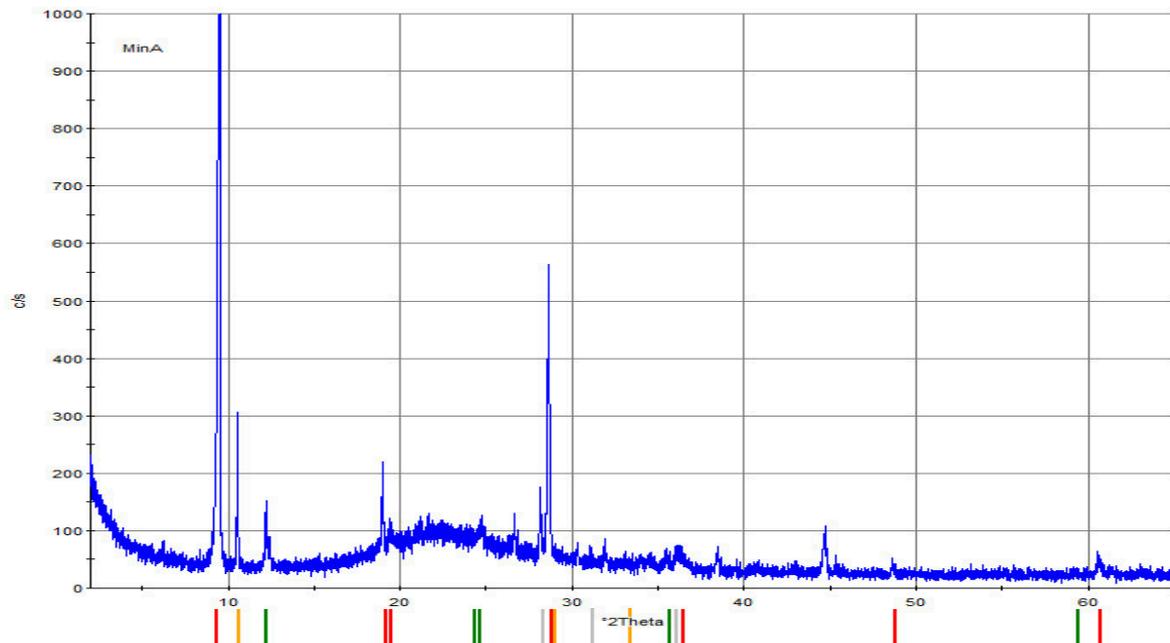


Abb.107: Röntgendiffraktometrische Analyse des unlöslichen Rückstandes der Probe „MINEX Probe A“. Auf der Abszisse wird der Diffraktionswinkel 2θ aufgetragen, aus dem der Gitterabstand d ermittelt wird (z.B. aus Tabellen). Die eingefärbten Balken markieren Peaks verschiedener Mineralphasen: Rot: Talk, Orange: Tremolit, Grau: Enstatit, Grün: Antigorit. Erläuterungen zum Spektrum im Text.

In der folgenden Tab.5 sind die in den Spektren identifizierten Diffraktionswinkel ($^{\circ}2\theta$) je Mineralphase angeschrieben. Weiters die diesen Winkeln entsprechenden Gitterabstände (d -Werte) sowie absolute und relative Intensitäten.

Talk							
$^{\circ}2\theta$	9,47	18,98	19,40	28,62	34,41	36,07	48,58
d Gitterabstand [Å]	9,3311	4,6717	4,5715	3,1163	2,6041	2,4889	1,8725
Intensität [c/s]	2003	220	122	564	58	74	46
Anteil [%]	100	11	6	28	3	4	2
Tremolit							
$^{\circ}2\theta$	10,56	28,62	33,04				
d Gitterabstand [Å]	8,3702	3,1163	2,7088				
Intensität [c/s]	307	310	54				
Anteil [%]	99	100	17				

Enstatit						
°2 Theta	28,13	31,12	35,97			
d Gitterabstand [Å]	3,1695	2,8714	2,4946			
Intensität [c/s]	176	71	68			
Anteil [%]	100	40	39			
Antigorit						
°2 Theta	12,20	12,23	24,62	24,87	35,44	59,21
d Gitterabstand [Å]	7,2484	7,2308	3,6128	3,5771	2,5307	1,5835
Intensität [c/s]	151	139	118	108	70	34
Anteil [%]	100	92	78	72	46	23

Tab.5: *Diffractionswinkel und Gitterabstand sowie Intensität und errechnete prozentuelle Intensität der einzelnen identifizierten Mineralphasen.*

Die aus Tab.5 hervorgehenden Ergebnisse zeigen vereinzelt bezüglich ihrer relativen Intensität Abweichungen zu Angaben diverser Referenzdaten. Auf die generelle Aussage der Ergebnisse haben diese jedoch keine Auswirkung.

9.3.2 Mikrosondenanalysen

Für die Analyse des unlöslichen Rückstandes mittels Elektronenstrahlmikrosonde (kurz Mikrosonde) wurde das Probenmaterial (eine Probe) in Pulverform (gemahlen) von der Fa. MINEX bereitgestellt. Das Material stammt, ähnlich wie jenes für die röntgendiffraktometrische Untersuchung (Kapitel 9.3.1), aus dem Steinbruch Lobminggraben und wurde in einer industriellen Versuchsanlage mit 90°C heißer 18%iger Salzsäure aufgelöst. Der unlösliche Rückstand wurde gemahlen und als Pulver übergeben.

Die primäre Fragestellung bei dieser Untersuchung wurde dahingehend definiert, jene Minerale zu identifizieren, die nach dem Lösungsprozess als Mg-Träger fungieren. Weiters sollen vorhandene Mineralphasen generell, sofern möglich, identifiziert werden. Dafür sind insbesondere quantitative Messungen erforderlich, die am betreffenden Material die prozentuellen Gewichtsanteile der Elemente MgO, CaO, FeO, K₂O, Al₂O₃, SiO₂ und Cr₂O₃ bzw. zusätzlich Na₂O und TiO₂ als Ergebnis liefern. Zu Kontrollzwecken wurden diese Gewichtsprozente auf Atomprozente umgerechnet und mit der stöchiometrischen Zusammensetzung der Mineralphasen verglichen.

Durch diese Methode wurden neben Talk auch Anthophyllit, Tremolit, Diopsid und Bonzit (Enstatit) sowie Kämmererit bestimmt.

Talk $Mg_3[(OH)_2/Si_4O_{10}]$ enthält gemäß seiner Stöchiometrie theoretisch 31,7% MgO, 63,5% SiO_2 und 4,8% H_2O . Das Magnesium kann durch Eisen (bis zu 5% FeO) ersetzt werden (RÖSLER 1991). Innerhalb einer Schwankungsbreite von wenigen Prozent stimmt der theoretische Chemismus mit den gemessenen Zusammensetzungen überein. Der Eisengehalt liegt zwischen 0,8% und 1,6% FeO. In Abb.108 bzw. Abb.109 sind ein BSE-Bild sowie ein EDS-Spektrum eines Talkminerals dargestellt.

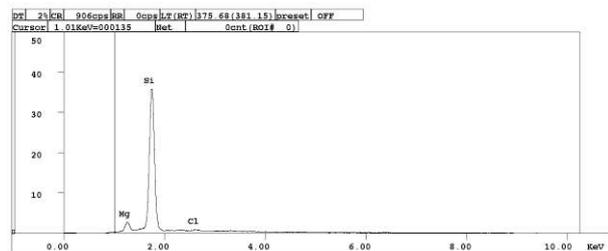
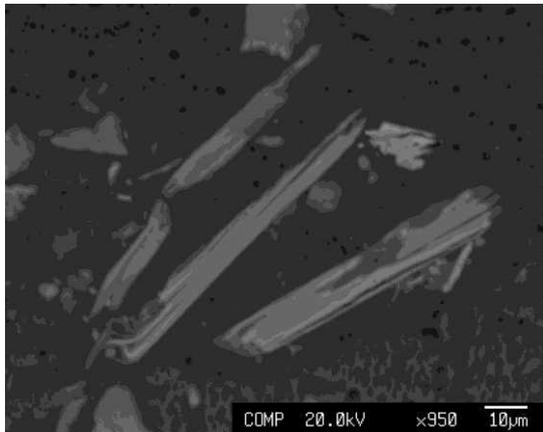


Abb.108: BSE-Darstellung von drei Talkmineralphasen mit blättrigem Habitus.

Abb.109: EDS Spektrum einer Talkmineralphase. Erkennbar sind der Silizium sowie der Magnesium Peak. Das Ergebnis der quantitativen Analyse (WDS) entspricht Nr. 1 in Tab.D8 in Anhang D.

Anthophyllit $(Mg, Fe)_7[OH/Si_4O_{11}]_2$ ist chemisch dem Talk sehr ähnlich. Ein wesentlicher Unterschied ist der höhere Eisengehalt und der geringere Anteil flüchtiger Bestandteile des Kettensilikates. Gemäß RÖSLER (1991) kann Mg bis zu 40 Atom-% durch Fe ersetzt sein. Im vorliegenden Aggregat – es wurde nur ein Anthophyllit-Mineralkristall gefunden – ist ein FeO-Gehalt von 5,8% enthalten, was einer Mg-Fe Substitution von etwa 20% entspricht. Das in Tab.D8 im Anhang D angeführte Anthophyllitmineral (Nr. 7) weist einen etwa 2 bis 3% zu hohen Summenwert auf (99%), was auf eine für die Analyse zu kleine Mineralphase zurückzuführen ist.

Einige Mineralphasen konnten als Tremolit $Ca_2Mg_5[(OH, F)/Si_4O_{11}]_2$ identifiziert werden. Die meisten analysierten Körner dieses Minerals entsprechen weitgehend der theoretischen chemischen Zusammensetzung. Als Mg-reiches Endglied der Tremolit-Ferroaktinolith-Reihe kann Tremolit einen FeO-Gehalt bis zu 3% aufweisen (RÖSLER 1991). Die Gehalte für FeO entsprechen mit Werten zwischen 1,2% und 2,4% auch durchwegs dieser Bandbreite. In jenen Mineralen, die durch einen etwas geringeren SiO_2 -Anteil auffallen (Nr. 8, 9 und 13 in Tab.D8), wird ein geringer Teil durch Al_2O_3 ersetzt. In Abb.110 bzw. Abb.111 sind ein BSE-Bild sowie ein EDS-Spektrum eines Tremolit dargestellt. Analysen an ungelöstem Material aus demselben Gebiet ergab für die chemische Zusammensetzung der Tremolite quasi idente Werte (HENJES-KUNST 2014), was darauf hindeutet, dass der Lösungsprozess auf diese Minerale keine lösende oder auflösende Einwirkung ausübt.

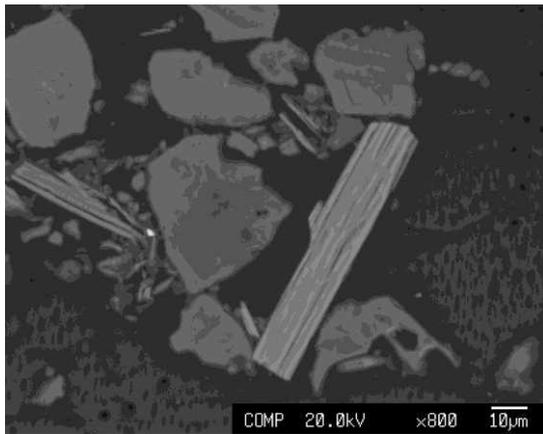


Abb.110: BSE-Darstellung eines prismatischen Tremolit-Mineralorns umgeben von Olivinkörnern mit verbliebenem Siliziumgerüst.

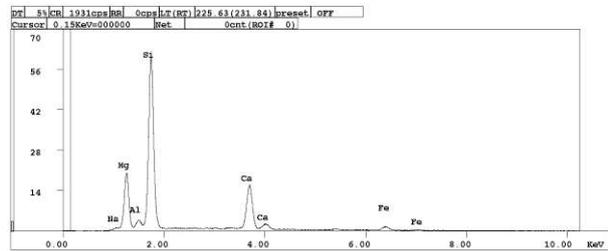


Abb.111: EDS Spektrum einer Tremolitphase. Die qualitative Analyse deutete neben Silizium und Magnesium auf das enthaltene Aluminium, Kalzium und Eisen hin. Das Ergebnis der quantitativen Analyse (WDS) entspricht Nr. 11 in Tab.D8 in Anhang D.

Neben Amphibolmineralen wurden auch Pyroxene analysiert. Als Klinopyroxen-Vertreter wurde Diopsid $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ gefunden, der ein Mg-reiches Endglied einer Mischungsreihe (Diopsid-Hedenbergit-Reihe) darstellt und demzufolge Magnesium lückenlos durch Eisen ersetzt werden kann. Im vorliegenden Fall (Nr. 19 in Tab.D8 in Anhang D) liegt der Eisengehalt mit 1,8% FeO relativ niedrig. In Abb.112 bzw. Abb.113 sind ein BSE-Bild sowie ein EDS-Spektrum eines Klinopyroxen-Mineral (Diopsid) dargestellt. Ansonsten entspricht die Zusammensetzung in guter Näherung dem theoretischen stöchiometrischen Chemismus.

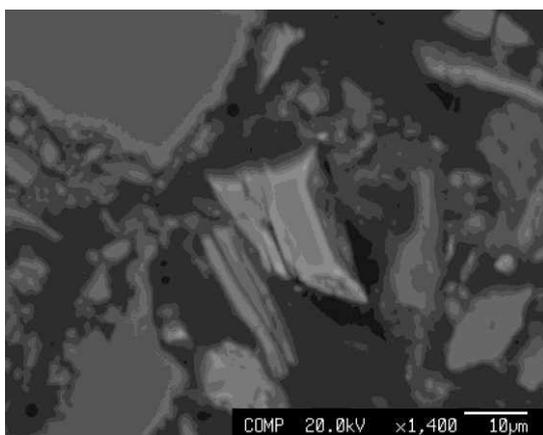


Abb.112: BSE-Darstellung eines Diopsids in Bildmitte und einem weiteren am unteren mittleren Bildrand. Das dazwischen liegende blättrige Aggregat ist Talk.

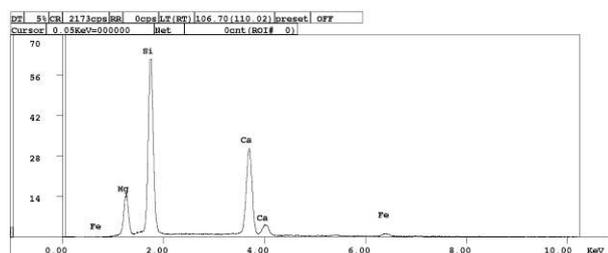


Abb.113: EDS Spektrum einer Diopsid Mineralphase. Die qualitative Analyse weist neben Silizium und Magnesium auch Kalzium und Eisen aus. Das Ergebnis der quantitativen Analyse (WDS) entspricht Nr. 19 in Tab.D8 in Anhang D.

Neben dem Klinopyroxen Diopsid wurde Enstatit $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ als Orthopyroxen-Vertreter detektiert. Analog zur erwähnten Tremolit- bzw. Diopsid-Mischungsreihe handelt es sich bei Enstatit ebenfalls

um das Mg-reiche Endglied einer Mg-Fe Mischungsreihe (Enstatit-Hypersthen-Reihe) bei der durch isovalente Diadochie Mg durch Fe ersetzt werden kann. Bei FeO-Gehalten zwischen 5% und 14%, was bei den vorliegenden Mineralphasen mit etwa 7,6% FeO zutreffend ist (Nr. 20 und 21 in Tab.D8 in Anhang D), wird das Mineral als Bronzit bezeichnet (RÖSLER 1991).

Weiters wurde mit der Mikrosonde Kämmererit (Chromchlorit) untersucht. Dieses Mg-reiche Chloritmineral verdankt seinen erhöhten Chromgehalt einem Ersatz des Al im Kristallgitter durch Cr. Der Cr_2O_3 -Gehalt kann bis zu 5% betragen (RÖSLER 1991) und liegt bei den vorliegenden vier Mineralkörnern (Nr. 22 bis 24 in Tab.D8 in Anhang D) im Mittel bei etwa 3,7% Cr_2O_3 . In Abb.114 bzw. Abb.115 sind ein BSE-Bild sowie ein EDS-Spektrum eines Kämmererits dargestellt. Die von KOPETZKY (1950) durchgeführten Analysen stimmen weitgehend mit der erhaltenen Zusammensetzung überein, doch liegt der Cr_2O_3 -Gehalt der hier analysierten Minerale nur bei etwa der Hälfte gegenüber jenen von KOPETZKY (1950). Diese hohen Werte von KOPETZKY werden dem Alter der vergleichenden Analysedaten und den damit verbundenen ungenauen Analysemethoden zugeschrieben. Tatsächlich werden für die Kämmererite des Speik-Komplexes in jüngeren Arbeiten (z.B. PUHL 2000) Cr_2O_3 -Gehalte zwischen 3% und 4% angegeben, was eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen in Tab.D8 im Anhang D darstellt.

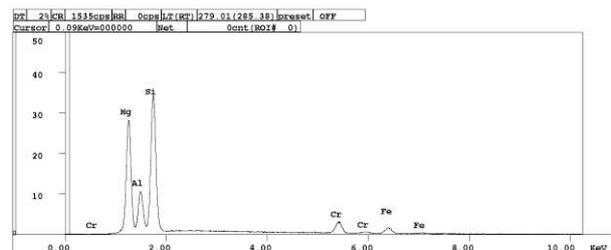
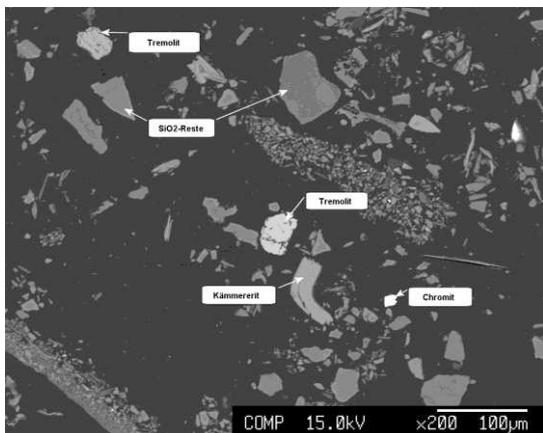


Abb.114: BSE-Darstellung eines Chromchlorits (Kämmererit) mit charakteristischer gebogener Blättchenform (rechts unterhalb der Bildmitte).

Abb.115: EDS Spektrum von Kämmererit mit Magnesium und Chromit Peaks, dazu noch Silizium, Aluminium und Eisen. Das Ergebnis der quantitativen Analyse (WDS) entspricht Nr. 25 in Tab.D8 in Anhang D.

Neben den Silikaten wurden verschiedene Oxidminerale identifiziert. Hauptsächlich wurde dabei Chromit untersucht, daneben auch Magnetit und sehr vereinzelt Pyrit und Pentlandit.

Weiters wurden auch zahlreiche Rückstände quantitativ analysiert, die nach dem Lösungsprozess nahezu vollständig aus SiO_2 bestehen (Nr. 26 bis 40 in Tab.D8 in Anhang D). Ramanspektroskopische Untersuchungen dieser Rückstandsphasen deuten auf Grund fehlender Peaks auf amorphes, kieseliges Material hin (mündliche Mitteilung durch Dr. Mali, Leoben). Weiters wird angemerkt, dass

im Zuge dieser Messungen Minerale und Mineralrelikte erkundet wurden, die gänzlich oder bereichsweise erhöhte Kaliumgehalte (<1,7%) aufwiesen. Unter Berücksichtigung aller zur Verfügung stehenden Informationen aus den eigenen Analysen sowie aus der Literatur (u.a. PUHL 2000, MELCHER & MEISEL 2004) kann es sich dabei nur um prozessbedingte, kleinräumige Kontaminationen durch Chemikalien handeln.

Die zusätzlich durchgeführten Element-Kartierungen (Element-Mappings) veranschaulichen die diversen Elementkonzentrationen und heben die verschiedenen Mineralphasen hervor. Für diese Methode wurden die Elemente Al, Mg, Si, Ca, Fe, Na, K, Cr und Ni bzw. für manche Mappings auch Ti analysiert.

In Abb.116 (unten) wurden die Mineralphasen Talk, Tremolit, Kämmererit sowie SiO₂-Rückstände detektiert. Ersterer ist neben seinem blättrigen Habitus daran erkennbar, dass neben Silizium auch Eisen und Gehalte von Magnesium angezeigt werden. Ist bei einem Mineralaggregat mit blättriger Ausbildung zusätzlich Aluminium und Chrom enthalten, handelt es sich um Kämmererit. Wenn ausschließlich das Element Silizium angezeigt wird, deutet dies auf zurückgebliebene Kieselsäure hin. Etwa in Bildmitte von Abb.116 zeigt sich eine Kalziumanomalie, die auf die Anwesenheit eines Amphibolminerals (Tremolit) hindeutet.

Ähnlich verhält es sich mit den Mineralphasen, die in Abb.117 (unten) dargestellt sind. Hier sind Talk sowie SiO₂-Reste und ein großer Tremolitkristall im Sichtfeld enthalten. Der Talk hebt sich mit dem blättrigen Habitus deutlich von den übrigen Mineralphasen ab und zeigt neben Silizium und Magnesium auch Eisen an. Wie in Abb.116 entspricht jene Phasen mit ausschließlich Siliziumanteil amorpher Kieselsäure. Das große helle Mineral in Abb.117 (rechte obere Ecke) zeichnet sich bezüglich der Elementverteilung durch eine Kalzium- und eine schwache Natriumanomalie aus. Es handelt sich dabei um Tremolit.

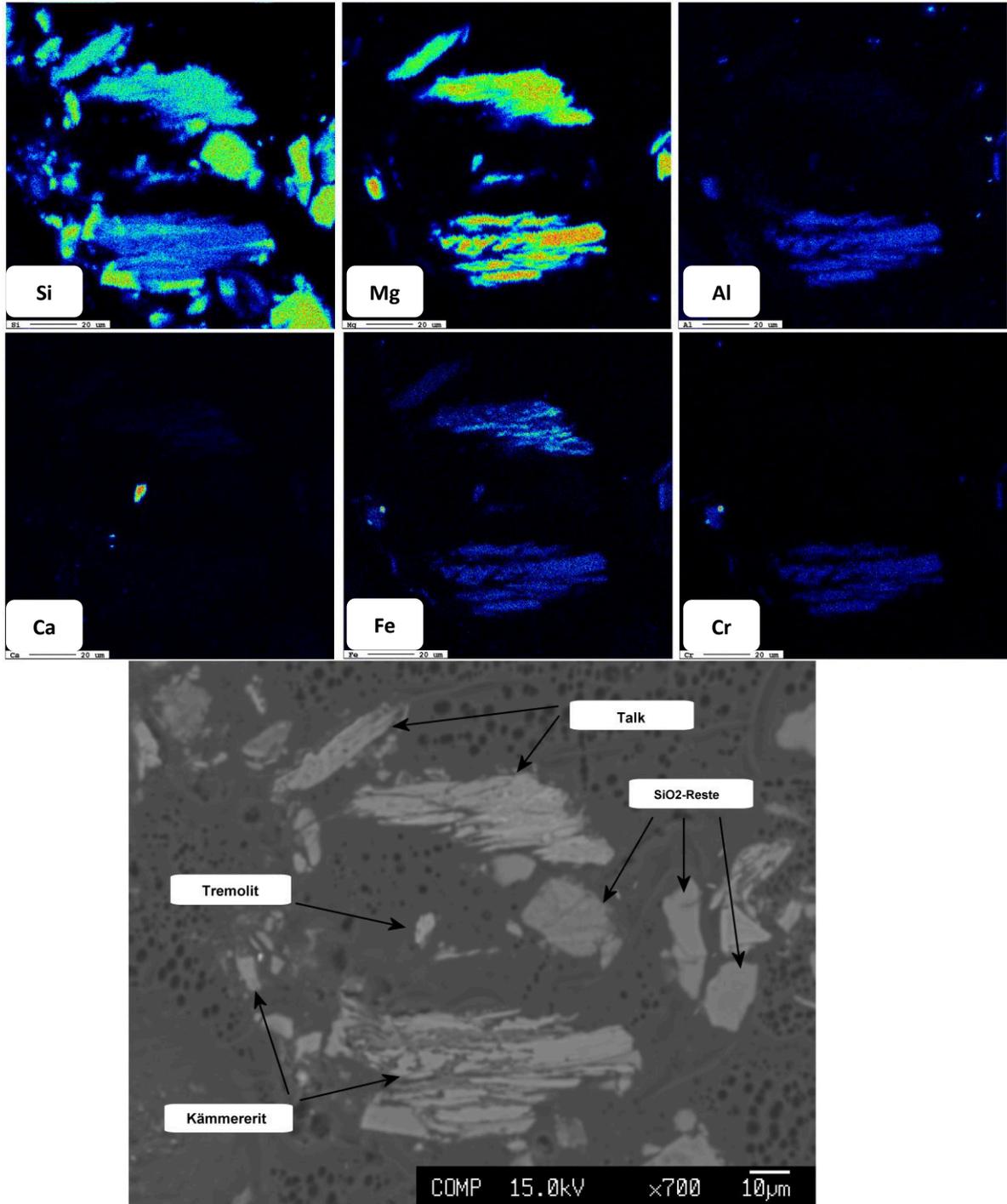


Abb.116: Mittels Mikrosonde erstellte Element-Karte der Elemente Si, Mg, Al, Ca, Fe und Cr ergänzt durch ein BSE-Bild.

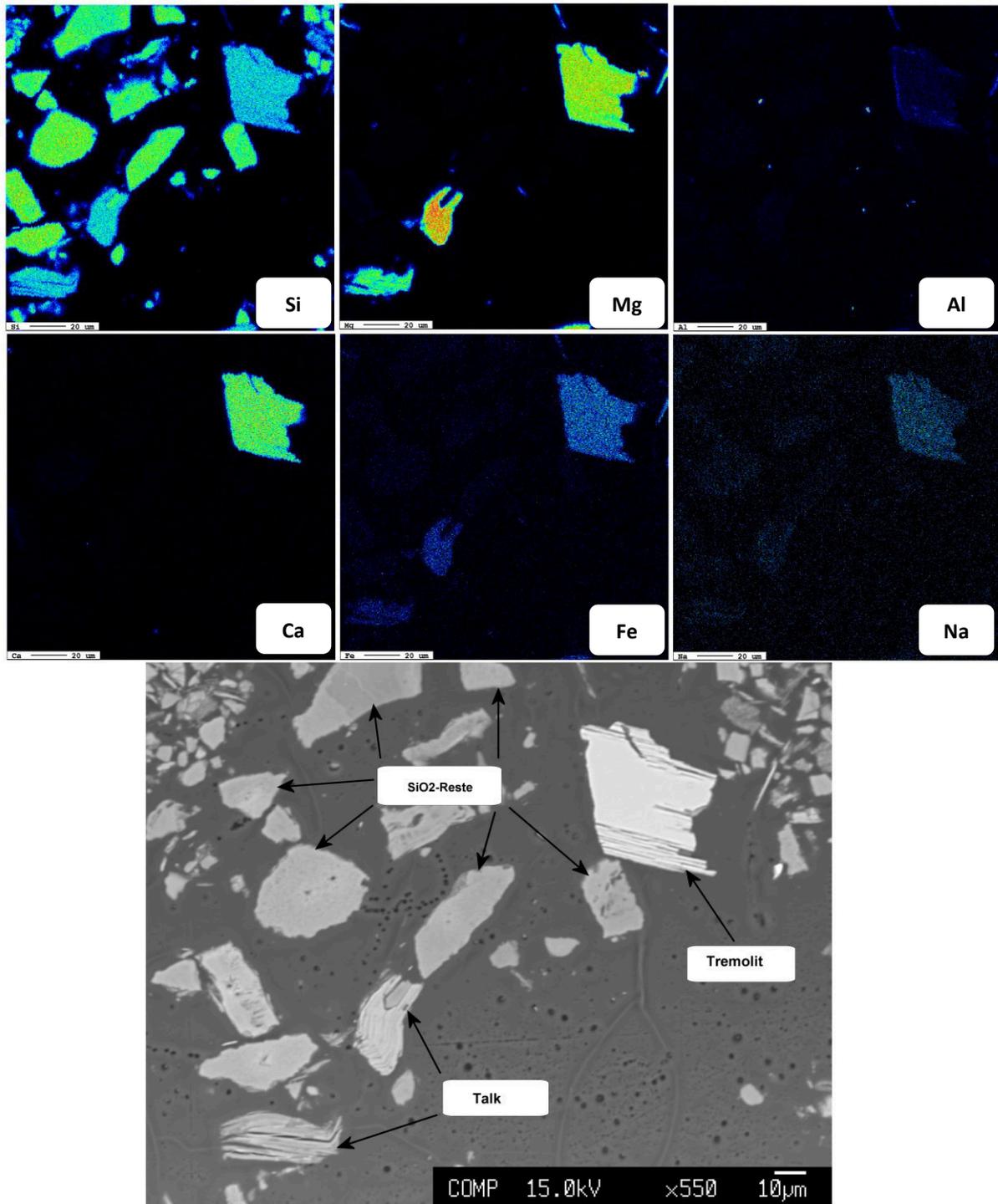


Abb.117: Mittels Mikrosonde erstellte Element-Karte der Elemente Si, Mg, Al, Ca, Fe und Na sowie einem BSE-Bild.

10 Diskussion

Geologischer Aufbau

Der geologische Aufbau des Gebietes zeigt im Wesentlichen eine Zonierung des Ultramafitkomplexes von Kraubath in Nord-Süd Richtung. Der nördliche Anteil ist charakterisiert durch vorwiegend gering serpentinisierte, dunitische Gesteine und weitgehend ohne tiefreichende Verwitterung. Dieser Bereich ist zudem gekennzeichnet durch einen höheren Anteil an Magnesit gegenüber südlicheren Partien und ebenso sind lagenartige Chromitanreicherungen bevorzugt an diesen Abschnitt gebunden. Orthopyroxen dominierte Gesteine (Bronzitite) treten in den charakteristischen Zentimeter bis Meter mächtigen Adern und Linsen ebenfalls ausschließlich in den nördlichen Bereichen auf.

Der südliche Abschnitt ist durch einen zunehmenden Serpentinisierungs- und Verwitterungsgrad gekennzeichnet. Frische, schwach serpentinisierte Dunite sind in diesem Bereich nicht mehr zu finden. Zudem nimmt der Anteil an Amphibol und Klinopyroxen führenden Gesteinen (Tremolit-Serpentinit, Tremolitfels, Pyroxenit, Metapyroxenit, Hornblendit) zu. An drei Stellen tritt ein zoisitreicher Metagabbro auf. Der Anteil an Magnesit ist wesentlich geringer und tritt hauptsächlich aderförmig auf. Mächtige Magnesitbrekzien wie im nördlichen Bereich sind kaum vorhanden. Lediglich südöstlich des Nissenberges treten kleinräumig Gesteine auf, die äußerlich jenen aus dem nördlichen Abschnitt ähneln.

Mineralogisch-petrographische Untersuchungen ergeben für olivinreiche Gesteine Lizardit bzw. Chrysotil als dominierende Serpentinphase. In den analysierten Tremolit-Serpentiniten und Metapyroxeniten liegt nachweislich zumeist Antigorit als Serpentinmineral vor. Metapyroxenite bestehen zu einem wesentlichen Anteil aus Klinopyroxen und weisen weitere Mineralumwandlungsphasen wie Tremolit, Talk und Chlorit auf, die die Einwirkung metamorpher Prozesse unterstreichen. Je nach Fortschritt der Umwandlung überwiegt noch der Klinopyroxenanteil oder der Anteil der Umwandlungsprodukte. Chromitkörner sind an dunitische Gesteine gebunden und werden in Amphibol und Pyroxen führenden Gesteinen zunehmend von Magnetit verdrängt. Daraus ergibt sich ein höherer Chromitanteil in den nördlich situierten dunitischen Gesteinen.

Am südlichen Grenzbereich zu den Gleinalmgesteinen sind Granat führende Amphibolschiefer anzutreffen. Ein Charakteristikum ist der weitgehend fehlende Plagioklasanteil.

Chemische Analysen

Bezugnehmend auf eine der Kernaufgaben dieser Arbeit kann zusammenfassend festgehalten werden, dass im untersuchten Areal Gesteine mit hohem MgO-Anteil (bis knapp 48%) erkundet

werden konnten. Die höchsten Gehalte werden in olivinreichen Duniten und Serpentiniten mit geringem Anteil an Begleitmineralen – wie z.B. Talk, Amphibol und Pyroxen – erreicht und bei möglichst geringem Serpentinisierungs- und Verwitterungsgrad. Zudem kann das MgO aus Olivin und Serpentin mittels 18%iger und auf 90°C erhitzter Salzsäure nahezu vollständig herausgelöst werden, während andere Mineralphasen, wie Talk, Amphibol und Pyroxen, ihre chemische Zusammensetzung im Zuge des Lösungsprozesses unverändert überstehen. Die durchgeführten Analysen zeigen, dass die amphibol- und pyroxenreichen Gesteine (z.B. Orthopyroxenit) einen hohen Anteil an unlöslichem Rückstand aufweisen.

Zu den Mg-Trägern nach dem Lösungsprozess zählen Talk, Amphibol (Tremolit), Klinopyroxen (Diopsid), Orthopyroxen (Bronzit) sowie Kämmererit. Tremolit und Diopsid sind zudem für die erhöhten Ca-Gehalte verantwortlich. Somit können diese Mineralphasen bezüglich ihrer Resistenz gegenüber erhitzter HCl als stabil angesehen werden.

Weitere Rückstandsanalysen an der Elektronenstrahlmikrosonde und mittels RDA bestätigten die Anwesenheit von unlöslichen Mineralkomponenten, wie Talk, Amphibol (Tremolit), Pyroxen und Kämmererit. Für die Amphibolphase Tremolit konnte auch der direkte Beweis des unveränderten Chemismus geführt werden. Dazu wurde die chemische Zusammensetzung vor dem Lösungsprozess (HENJES-KUNST 2014) mit jener nach dem Prozess verglichen (Kapitel 9.3.2) und als weitgehend unverändert identifiziert. Für die anwesenden Pyroxenminerale kann dieser Nachweis in selber Weise nicht geführt werden, da die erforderlichen Daten unvollständig sind. Aus dem Vergleich der stöchiometrischen Formel mit der quantitativen Analyse sowie aus dem Kornzustand der Minerale (mittels Mikrosonde detektiert) kann für die Pyroxene selbiges wie für die Amphibole angenommen werden.

Für eine zukünftige Gewinnungstätigkeit ist in diesem Zusammenhang neben der aus dem Gestein gewinnbaren Menge an MgO auch der Faktor der zu fördernden Kubaturen zu berücksichtigen. Im Hinblick auf eine effiziente Gewinnung der Produkte ist darauf zu achten, die geeignetsten Gesteine, mit geringen Gehalten an unlöslichen Mineralphasen, abzubauen.

Rückschlüsse

Basierend auf diesen Erkenntnissen gelten in einer ersten Näherung die dunitischen Gesteine der nördlichen Hälfte des Ultramafitkomplexes als für eine effektive Extraktion des MgO geeignet. Wie aus einer genaueren Betrachtung in Kapitel 7.1.1 hervorgeht, gilt im Teilgebiet West der Sommergraben ab der Gabelung Sommer- und Wintergraben bis etwa auf Höhe Jagdhütte Fellhube zu beiden Hangflanken als Hoffungsgebiet. Im Teilgebiet Ost wurde der Bereich um die Engstelle im Tanzmeistergraben (auf Höhe Manghube) als hoffigster Bereiche identifiziert. Diese Annahmen

basieren auf den mineralogisch-petrographischen Untersuchungen und werden durch die geochemischen Untersuchungen sowie durch die durchgeführten Lösungsversuche gestützt.

Ebenso könnte das morphologisch flache Gebiet nördlich der Jagdhütte Fellhube als Gewinnungsbereich in Frage kommen. Sowohl die petrographischen wie auch die geochemischen Ergebnisse würden eine genauere Betrachtung dieses Bereichs rechtfertigen. Auf Grund der schlechten Aufschlussverhältnisse in diesem Gebiet sind für eine genauere Beurteilung weitere Erkundungen notwendig. Die Geländebegehung lässt eine nur geringe Bodenüberdeckung vermuten, wodurch eine erste Erkundung in Form von Schurfgrabungen erfolgen könnte.

Für eine genauere Eingrenzung der höffigen Gebiete Sommer- und Tanzmeistergraben wäre eine Detailkartierung im Maßstab 1:1.000 sowie weitere geochemische Analysen anzudenken. Für weitere Explorationen mit größerer Aussagekraft bezüglich der vorhandenen Gesteinskubaturen sind Erkundungsbohrungen unerlässlich, zumal über die Mächtigkeit der ultramafischen Gesteine von Kraubath nichts bekannt ist.

Für eine weitere Verbesserung der mineralogisch-petrographischen Kenntnis der Gesteine von Kraubath wäre es wünschenswert alle gesammelten Proben (aus Tab.B1 im Anhang B) durchlichtmikroskopisch und gesteinschemisch zu untersuchen. Zum besseren Verständnis der Bildungsbedingungen des Ultramafitkomplexes könnte eine systematische Beprobung und Analyse (Geochemie, #Cr, #Mg) der reliktschen Chromspinelle hilfreiche Rückschlüsse liefern.

Eisenlateritvorkommen

Die entnommenen und analysierten Proben an der Basis der Neogenablagerungen vom Lichtensteinerberg weisen in ihrer geochemischen Zusammensetzung auf eine typische lateritische Abfolge hin (Kapitel 9.1.3). Wie aus diverser Literatur (z.B. MATZ 1940) entnommen wird, gibt es offensichtlich unterschiedliche Erzqualitäten (Kapitel 4.1), wobei die höchsten Eisengehalte die oolithischen Bohnerze aufweisen (MATZ 1940; AIGNER) 1907, MATZ 1940). Die schlechteste Erzqualität ist demnach an der Basis der Toneisensteinlage zu erwarten.

In Bezug auf die oft diskutierte Herkunft des schwach steigenden Al_2O_3 -Gehaltes bei der Erzbildung wird auf Grund der Analyseergebnisse der Standpunkt der relativen Anreicherung gegenüber der Zufuhr aus den überlagernden neogenen Blockschottern vertreten (vgl. Kapitel 4.1).

Der hohe Chromgehalt ist dem enthaltenen Chromit verschuldet. Dieser erwies sich sowohl bei der Serpentinisierung als auch bei der Umwandlung in den Toneisenstein als sehr stabil. Ebenso konnte er im Zuge der Lösungsversuche nicht aufgelöst werden, was im Lösungsrückstand einen Cr_2O_3 -Gehalt von teilweise über 30% bewirkt (je nach Fraktion, siehe Kapitel 9.2).

Für einen möglichen Abbau dieser Eisenerze müssten zunächst genauere Erkundungen, insbesondere im Nahbereich der bekannten Abbaustellen, durchgeführt werden. Zur lateralen Abgrenzung dürften

auf Grund der weitgehend geringen Sedimentüberdeckung von maximal 3 m Baggerschürfe ausreichend sein. Für eine Mächtigkeitsabschätzung der Erzlagen sind Bohrungen bis zu den im liegenden anstehenden Serpentiniten zweckmäßig.

Weiters sei hier erwähnt, dass in Übereinstimmung mit diversen Autoren (MAYER 1939, FEHRINGER 1939) weitere, bisher unbekannte Toneisensteinlager an der Basis der neogenen Sedimente als möglich erachtet werden. Für eine Auffindung solcher Erzlagen wären Bohrlochtliefen bis maximal 120 m (in den Kambereichen) erforderlich. Zwei von der Voest-Alpine AG durchgeführten Bohrungen (HÖNIG 1980) nördlich der Kote 941 am Lichtensteinerberg konnten derartige Erzlager nicht erkunden.

11 Literaturverzeichnis

- AIGNER, A. (1907): Die Mineralschätze der Steiermark, Spielhagen & Schurich, Wien-Leipzig.
- ANGEL, F. (1964): Petrographische Studien der Ultramafit-Masse von Kraubath (Steiermark). - *Joanneum, Min. Mitt. bl.*, 2: S. 1–125.
- BECKER, L.P (1977): Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Steiermark) mit einem Vergleich seiner Position zur nordöstlichen Saualpe (Kärnten). - *Carinthia II*, **87. Jg**, 167: S. 113–125.
- BECKER, L.P (1981): Zur Gliederung des obersteirischen Altkristallins (Muriden). Mit Bemerkungen zu den Erzvorkommen in den einzelnen Kristallinkomplexen. - *Verh. Geol. B.-A.*, Heft 2: S. 3–17.
- BECKER, L.P & SCHUMACHER, R. (1972): Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk. - *Mitt. Geol. Gesell. Wien*, **Band 65**: S. 1–32.
- CLAR, E. (1929): Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **Band 64/65**: S. 178–214.
- COLEMAN, R. G. (1971): Petrologic and Geophysical Nature of Serpentinities. - *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, **82**: S. 897–918.
- CZEDIK-EYSENBERG, F. (1959): Zur Geschichte des Magnesits. - *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, **104**, Heft 5: S. 118–122.
- EBNER, F. (1998): Metallogene im Norischen Composite Terrane der Ostalpen. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **91**: S. 117–126.
- FEHRINGER, F. (1939): Der alte Toneisensteinbergbau "Rablstollen" am Lichtensteinerberg bei Kraubath. - Meldearbeit. Montanuniversität, Leoben.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. In: H. W. Flügel und P. Faupl (Hg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Wien: Deuticke: S. 379–406.
- FRANK, W., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und seine Beziehung zum Grazer Paläozoikum. - *Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Jahresbericht Hochschulschwerpunkt S15)*, Heft 4: S. 263–293.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHABERT, S. (1976): Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. - *TMPM*, **23**, 191–203.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. - *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **230**: S. 91–100.

- HADITSCH, J. G. (1979): Nickelführende Ultramafitite Österreichs unter besonderer Berücksichtigung einer nassmetallurgischen Verwertung der Dunite und Peridotite von Kraubath. - Hg. v. Landesmuseum Joanneum, Graz.
- HADITSCH, J. G. (1981): Geological and geochemical investigation of the Kraubath ultramafic massif (Styria, Austria). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10**: S. 243–255.
- HADITSCH, J. G., PETERSEN-KRAUSS, D. & YAMAC, Y. (1981): Beiträge für eine geologisch-lagerstättenkundliche Beurteilung hinsichtlich einer hydrometallurgischen Verwertung der Kraubather Ultramafititmasse. - *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Berb. Landesmus. Joanneum*, Heft 42: S. 23–79.
- HAUER, K.R.v. (1863): Die wichtigsten Eisenerz-Vorkommen in der Österreichischen Monarchie und ihr Metallgehalt, Wilhelm Braumüller, Wien.
- HAUER, K.R.v. (1864): Arbeiten, ausgeführt im chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt. - *Jb. KK Geol. R.-A.*, **014**: S. 137–142.
- HENJES-KUNST, E. (2014): Zusammensetzung von Tremolit-Mineralen aus dem Kraubather Serpentin, Steinbruch Lobminggraben. - unveröffentlichte Daten. Montanuniversität, Leoben.
- HERITSCH, F. (1923): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Stubalpengebirges.
- HERITSCH, F. & TEICH, T. (1976): Zur Genese des Augengneiszuges von der östlichen Gleinalpe in die westliche Stubalpe. - *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, **112**: S. 115–119.
- HERITSCH, H. (1950): Über Artinit von Kraubath (Steiermark). - *TMPM*, **Band I**, Heft 2, Dritte Folge: S. 150–175.
- HIESSLEITNER, G. (1953): Der magmatische Schichtbau des Kraubather Chromerz führenden Peridotitmassiv. - *Der Karinthin*, **Folge 24**: S. 310.
- HÖNIG, J. (1980): Technisch-Wissenschaftliche Untersuchung des Ultramafits von Kraubath - Steiermark. Anlage 1 - 4 (Bohrprofile). - Hg. v. VOEST-Alpine AG Lagerstättenforschung, Leoben.
- HORKEL, K. (2012): Integrated geological and geophysical exploration methods for cryptocrystalline magnesite. - Dissertation. Montanuniversität, Leoben.
- KAHL, A. (1869): Der Chrombergbau bei Kraubat in Obersteier. - *Berg- u. Hüttenm. Jb. d. K.K. Bergakademien zu Pribram u. Leoben u. d. Königlich Ungarischen Bergakademie zu Schemnitz*, **18**: S. 266–281.

- KATZENBERGER, G. (1966): Kraubather Serpentinmassiv. Toneisenvorkommen am Lichtensteinerberg. Kartierung und geochemische Untersuchung auf Chromgehalt. - Geologische Meldearbeit. Montanuniversität, Leoben.
- KOBELL, F.V. (1864): Geschichte der Mineralogie von 1650-1860, München.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs, Julius Springer, Wien.
- KOFLER, A. (in Arbeit): Laborbericht zu den Lösungsversuchen ausgewählter Proben des Ultramafitkomplexes bei Kraubath. - unveröffentlichter Bericht. Montanuniversität, Leoben.
- KOFLER, A. (2014): Petrographische Beschreibung ausgewählter Gesteine des Ultramafitkomplexes bei Kraubath. - Bakkalaureatsarbeit. Montanuniversität, Leoben. Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre.
- KOPETZKY, I. (1950): Chromhaltiger Chlorit ("Kämmererit") von Kraubath. - *TMPM*, **Band I**, Heft 1, Dritte Folge: S. 68–70.
- KROISSENBRUNNER, Ph. (2012): Zu den $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Isotopenverhältnissen des Kraubather Magnesits (Augraben und Gulsen). - Bakkalaureatsarbeit. Montanuniversität, Leoben.
- LE BAS, M. J. & STRECKEISEN, A. L. (1991): The IUGS systematics of igneous rocks. - *J. Geol. Soc.*, **Vol. 148**: S. 825–833.
- MATZ, K. B. (1940): Beitrag zur Kenntnis der Toneisensteinlagerstätte am Lichtensteinerberge bei St. Stefan-Kraubath. - *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, **88**, Heft 8: S. 102–105.
- MAYER, E. (1939): Die Toneisensteinlagerstätte am Lichtensteinerberg bei St. Stefan - Kraubath. - Staatsprüfungsarbeit. Montanuniversität, Leoben. Lehrkanzel für Bergbaukunde.
- MEIXNER, H. (1937): Die Minerale des Serpentinegebietes von Kraubath. - *Mitt. d. Wiener Min. Ges.*, **Nr. 103**.
- MELCHER, F. (2000): Chromite and platinum-group elements as indicators of mantle petrogenesis. - Habilitationsschrift. Montanuniversität, Leoben.
- MELCHER, F. & MALI, H. (1998): Platingruppenminerale in Chromititen von Kraubath. - *Mitt. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum*, **62/63**: S. 39–48.
- MELCHER, F. & MEISEL, T. (2004): A Metamorphosed Early Cambrian Crust–Mantle Transition in the Eastern Alps, Austria. - *J. Petrol.*, **Vol. 45**, 8: S. 1689–1723.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. - *Lithos*, **65**: S. 69–112.

- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). - *Abh. Geol. B.-A.*, **Band 42**.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpine Metamorphic Basement East of the Tauern Window. In: J. F. von Raumer und F. Neubauer (Hg.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Berlin, Heidelberg: Springer.
- OKRUSCH, Martin & MATTHES, Siegfried (2005): Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 7., vollst. überarb. und aktualisierte Aufl, Springer, Berlin [u.a.].
- POHL, W. (1990): Genesis of magnesite deposits - models and trends. - *Geol. Rundsch.*, **79**, Heft 2: S. 291–299.
- POHL, W. L. (2007): *Economic Geology. Principles and Practice*, Wiley-Blackwell, Chichester.
- PRUCKNER, H. (1865): Berg- und Hüttenmännisches aus St. Stephan bei Kraubath. - *Österr. Z. f. Berg- u. Hüttenw.*, **13**: S. 7.
- PUHL, J. (2000): Vergleichende Petrologie und Geochemie von ultramafischen Massiven der Ostalpen. - Dissertation. Montanuniversität, Leoben. Institut für Mineralogie und Petrologie.
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due the transpression. - *Tectonophysics*, **125**: S. 335–356.
- REDLICH, K. A. (1909): Types of magnesite deposits. - *Zeit. für prakt. Geol.*, **17**: S. 300–310.
- RINAUDO, C. & GASTALDI, D. (2003): Characterization of chrysotile, antigorite and lizardite by FT-Raman spectroscopy. - *Can. Mineral.*, **Vol. 41**, Heft 4: S. 883–890.
- RÖSLER, H. J. (1991): *Lehrbuch der Mineralogie*. 5., unveränd. Aufl, Dt. Verl. für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- SACHSENHOFER, R. F., GRUBER, W. & DUNKL, I. (2010): Das Miozän der Becken von Leoben und Fohnsdorf. - *J. Alpine Geol.*, **53**: S. 9–38.
- SACHSENHOFER, R. F., KOGLER, A., POLESNY, H., STRAUSS, P. & WAGREICH, M. (2000): The Neogen Fohnsdorf Basin: basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps (Austria). - *Int. J. Earth Sci.*, **89**: S. 415–430.
- SCHANTL, J. (1975): Die Paragenese Serpentin + Brucit in Serpentiniten aus der Ultramafitmasse von Kraubath (Steiermark). - *Karinthin*, **72/73**: S. 185–189.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. - *Ecolgae Geol. Helv.*, **Vol. 97**, Issue 1: S. 93–117.

- SCHWARZ, H. & ZELL, W. (1974): Geologische Kartierung des Serpentinmassivs von Kraubath. - Geologische Meldearbeit. Montanuniversität, Leoben. Institut für Geologie und Lagerstättenlehre.
- SÖHLE, U. (1901): Geologischer Bericht über das Eisenstein-Vorkommen am Lichtensteinerberg bei Kraubath in Obersteiermark. - *Carinthia II*, **11. Jg**: S. 159–162.
- STRECKEISEN, A. L. (1976): To each plutonic rock its proper name. - *Earth Sci. Rev.*, **v. 12**, 1: S. 1–33.
- STUMPFL, E. F. & EL AGEED, A. (1981): Hochgrößen und Kraubath - Teile eines paläozoischen Ophiolit-Komplexes. - *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Berb. Landesmus. Joanneum*, **Heft 42**: S. 161–169.
- STUR, D. (1871): Geologie von Steiermark. Geognostisch-montanistischer Verein Steiermark, Graz.
- TAMURA, A. & ARAI, S. (2006): Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. - *Lithos*, **90**: S. 43–56.
- TEIR, S., REVITZER, H., ELONEVA, S., FOGELHOLM, C.-J. & ZEVENHOVEN, R. (2007): Dissolution of natural serpentinite in mineral and organic acids. - *Int. J. Miner. Process.*, **83**: S. 36–46.
- THALHAMMER, O. R., EBNER, F., HORTEL, K. & MALI, H. (2010): Der Ultramafit-Komplex von Kraubath. Exkursionsführer Pangeo 2010. - *J. Alpine Geol.*, **53**: S. 137–158.
- TOLLMANN, A. (1960): Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. - *Geol. Rundsch.*, **Vol.50**, Issue 1: S. 506–516.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I: Die Zentralalpen, Franz Deuticke, Wien.
- TRÖGER, W. E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband. 2. Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- UNTERWEISSACHER, T. (2013): Stable isotope geothermometry applied to selected vein type ore deposits of the Eastern Alps. - Dissertation. Montanuniversität, Leoben.
- VARFALVY, V., HÉBERT, R. & BÉDARD, J. H. (1996): Interactions between melt and upper-mantle peridotites in the North Arm Mountain massif, Bay of Island ophiolite, Newfoundland, Canada: Implications for the genesis of boninitic and related magmas. - *Chem. Geol.*, **129**: S. 71–90.
- VOHRZYKA, K. (1960): Zur Genese des dichten Magnesits von Kraubath. - *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, **105**, Heft 1: S. 12–16.
- WAGNER, D. & MARSCHALL, E. (1963): Kartierung der tertiären Ablagerungen auf dem Serpentinstock von Kraubath und nordwestlich von demselben, westlich Leising. - Geologische Meldearbeit. Montanuniversität, Leoben.
- WEISS, A. (1981): Zur Geschichte kleiner Eisenbergwerke in der Umgebung von Leoben. Die Erzversorgung des Gußwerkes St. Stefan. - *Der Leobener Strauß*, **8**: S. 297–310.

WEISS, A. (1991): Zur Geschichte des Chromitbergbaues Kraubath/Stmk. - *Res montanarum*, Heft 3: S. 20–25.

WENINGER, H. P. (1981): Kraubath/Steiermark: Der Ultrabazit von Kraubath und seine Mineralien. - *Lapis*, **6**, 10: S. 27–33.

A. Gefügedaten

Alle Gefügewerte wurden als CLAR-Werte gemessen. Die Gefügetabelle umfasst die Attribute Aufschluss-Nummer, Lage, Lithologie, Art der Fläche, DipDir (Einfallrichtung), Dip (Einfallswinkel) sowie etwaige Anmerkungen. Die in der Gefügetabelle verwendeten Abkürzungen sind folgender Übersicht zu entnehmen.

Lage	
SoGr	Sommergraben
WiGr	Wintergraben
MiBerg	Mitterberg
TanzGr	Tanzmeistergraben

Lithologie	
Amphi	Amphibolit
Harzb	Harzburgit
Serp	Serpentinit
UM	Ultramafit

Fläche	
L	Linear
kf	Kluftfläche
sf	Schieferungsfläche
MS	Magmatische Schichtung
ST	Störung

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
2	SoGr	Serp	kf	162	32	
2	SoGr	Serp	kf	244	88	
2	SoGr	Serp	sf	330	65	
4	SoGr	Gneis	sf	320	77	mit Quarzlagen
4	SoGr	Gneis	kf	052	81	
4	SoGr	Gneis	kf	258	30	
5	SoGr	Gneis	sf	332	60	
5	SoGr	Gneis	kf	201	36	
5	SoGr	Gneis	kf	076	65	
5	SoGr	Gneis	ST	332	52	
6	SoGr	Gneis	sf	270	30	mit Quarzlagen und glimmerreichen Lagen
7	SoGr	Gneis	sf	348	45	
8	SoGr	Gneis	sf	182	22	mit duktiler Verfaltung der Quarzlagen
8	SoGr	Gneis	kf	248	89	
8	SoGr	Gneis	kf	168	85	
9	SoGr	Gneis	ST	274	84	Quarz als Faserkristallisit
9	SoGr	Gneis	L	210	85	Striemung
10	SoGr	Harzburgit	kf	196	60	
10	SoGr	Harzburgit	kf	298	75	
10	SoGr	Harzburgit	kf	213	16	
12	SoGr	Gneis	sf	180	40	mit Quarzadern
15	SoGr	Gneis	sf	108	25	
17	SoGr	Augengneis	sf	180	85	Augen bis 0,4 mm ø
20	SoGr	Serp	ST	128	88	
20	SoGr	Serp	ST	226	50	
20	SoGr	Serp	ST	226	70	
21	SoGr	Gneis	sf	228	45	
22	SoGr	Dunit/Serp	kf	011	58	
22	SoGr	Dunit/Serp	kf	136	44	mit Tc Belag
22	SoGr	Dunit/Serp	kf	223	70	
22	SoGr	Dunit/Serp	kf	302	46	
S03	SoGr	Dunit/Serp	ST	174	70	zahlreiche Magnesitadern
S05	SoGr	Dunit/Serp	ST	149	22	Magnesitbrekzie
S09	SoGr	Dunit/Serp	ST	230	63	Magnesitbrekzie bis 1 m mächtig, an Ulme
S09	SoGr	Dunit/Serp	ST	228	78	Magnesitbrekzie bis 1 m mächtig, an Ulme
S10	SoGr	Dunit/Serp	ST	210	55	
31	SoGr	Gneis	sf	170	55	
31	SoGr	Augengneis	sf	154	65	
31	SoGr	Serp	sf	190	68	
31	SoGr	Serp	ST	182	75	
31	SoGr	Serp	ST	174	60	
31	SoGr	Serp	ST	184	82	
31	SoGr	Serp	ST	154	75	
33	SoGr	Dunit/Serp	MS	208	66	Chromit Lage
33	SoGr	Dunit/Serp	MS	232	81	Chromit Lage
33	SoGr	Dunit/Serp	MS	228	85	Chromit Lage
34	SoGr	Dunit/Serp	kf	222	72	// MS
34	SoGr	Dunit/Serp	kf	226	76	// MS
34	SoGr	Dunit/Serp	kf	126	62	
34	SoGr	Dunit/Serp	kf	146	80	
34	SoGr	Dunit/Serp	kf	106	46	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
36	SoGr	Dunit/Serp	ST	034	66	Magnetitbrekzie, im Zshg. mit S12, S15, S16
S16	SoGr	Dunit/Serp	ST	055	52	Magnetitbrekzie
S17	SoGr	Dunit/Serp	ST	004	20	Magnetitbrekzie, in Firste gemessen
S19	SoGr	Dunit/Serp	ST	150	55	Magnetitbrekzie
S23	SoGr	Dunit/Serp	MS	006	45	Chromit Lage
S29	SoGr	Dunit/Serp	ST	206	65	Magnetitbelag
S32	SoGr	Dunit/Serp	ST	176	85	Magnetitbelag
S32	SoGr	Dunit/Serp	L	076	15	
S32	SoGr	Dunit/Serp	ST	342	88	Magnetitbelag
S32	SoGr	Dunit/Serp	L	067	35	
S32	SoGr	Dunit/Serp	ST	328	75	Magnetitbelag
S32	SoGr	Dunit/Serp	L	056	10	
S33	SoGr	Dunit/Serp	ST	158	58	am vermuteten Stolleneingang
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	000	60	Hang //
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	356	60	Hang //
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	342	55	Hang //
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	242	85	
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	240	85	
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	256	72	
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	114	60	
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	008	60	
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	086	76	
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	130	48	
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	138	51	
S26a	SoGr	Dunit/Serp	kf	107	44	
S26a	SoGr	Dunit/Serp	MS	030	70	Chromit Lage
S26	SoGr	Dunit/Serp		190	88	Verlauf Querstollen S26
S26	SoGr	Dunit/Serp	kf	006	54	Verlauf Schacht S26b
S27	SoGr	Dunit/Serp	ST	176	81	Magnetitbrekzie bis 0,5 m mächtig
S34	SoGr	Dunit/Serp	ST	232	75	Magnetitbrekzie
S34	SoGr	Dunit/Serp	ST	350	81	Magnetitbrekzie
S34	SoGr	Dunit/Serp	ST	349	81	Magnetitbrekzie
S34	SoGr	Dunit/Serp	ST	220	75	Magnetitbrekzie bis 0,5 m mächtig
S37	SoGr	Dunit/Serp	ST	140	58	Magnetitbrekzie
50	SoGr	Dunit/Serp	ST	000	54	Magnetitbrekzie
50	SoGr	Dunit/Serp	ST	004	50	Magnetitbrekzie
50	SoGr	Dunit/Serp	ST	032	56	Magnetitbrekzie
50	SoGr	Dunit/Serp	ST	250	89	
62	SoGr	Dunit/Serp	ST	220	60	Magnetitader
62	SoGr	Dunit/Serp	ST	218	62	Magnetitader
62	SoGr	Dunit/Serp	ST	006	45	Magnetitader
64	SoGr	Serp	sf	068	40	???
65	SoGr	Serp	sf	178	55	
66	SoGr	Serp	ST	238	79	Magnetitader bis 0,3 m mächtig
S24	SoGr	Dunit/Serp	kf	005	50	
S24	SoGr	Dunit/Serp	kf	330	65	
S24	SoGr	Dunit/Serp	kf	210	50	
S24	SoGr	Dunit/Serp	kf	080	72	
S38	SoGr	Dunit/Serp	kf	246	66	
S38	SoGr	Dunit/Serp	kf	108	51	
S38	SoGr	Dunit/Serp	kf	016	50	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
S23	SoGr	Dunit/Serp	kf	308	85	
S23	SoGr	Dunit/Serp	kf	212	58	
S23	SoGr	Dunit/Serp	kf	020	68	
S23	SoGr	Dunit/Serp	ST	154	43	
S23	SoGr	Dunit/Serp	kf	214	55	
S23	SoGr	Dunit/Serp	kf	018	56	
S23	SoGr	Dunit/Serp	kf	120	82	
S39	SoGr	Dunit/Serp	kf	244	58	
S39	SoGr	Dunit/Serp	kf	086	48	
S39	SoGr	Dunit/Serp	kf	345	55	
70	SoGr	Dunit/Serp	kf	320	54	
70	SoGr	Dunit/Serp	kf	118	81	
70	SoGr	Dunit/Serp	kf	048	43	
72	SoGr	Dunit/Serp	kf	040	86	"Facewall"
72	SoGr	Dunit/Serp	kf	040	85	"Facewall"
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	226	85	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	051	85	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	020	25	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	174	50	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	356	50	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	138	35	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	235	60	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	344	85	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	014	73	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	006	85	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	268	82	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	146	61	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	226	76	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	236	60	
74	SoGr	Dunit/Serp	ST	196	35	
74	SoGr	Dunit/Serp	ST	356	54	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	238	65	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	108	70	
74	SoGr	Dunit/Serp	kf	352	50	
74	SoGr	Dunit/Serp	ST	346	53	Magnesitbrekzie
74	SoGr	Dunit/Serp	ST	330	55	Magnesitbrekzie
75	SoGr	Dunit/Serp	ST	000	54	Magnesitbrekzie
75	SoGr	Dunit/Serp	ST	010	40	Magnesitbrekzie
76	SoGr	Dunit/Serp	ST	010	55	Magnesitbrekzie
S41	SoGr	Dunit/Serp	ST	006	50	Magnesitbrekzie
S41	SoGr	Dunit/Serp	kf	242	75	
S41	SoGr	Dunit/Serp	ST	068	28	geringmächtig Magnesitbrekzie
S41	SoGr	Dunit/Serp	ST	020	41	Magnesitbrekzie
77	SoGr	Dunit/Serp	kf	102	85	
77	SoGr	Dunit/Serp	kf	196	70	
77	SoGr	Dunit/Serp	kf	250	31	
77	SoGr	Dunit/Serp	kf	216	66	
77	SoGr	Dunit/Serp	kf	106	66	
77	SoGr	Dunit/Serp	kf	160	31	
79	SoGr	Dunit/Serp	ST	040	60	mächtige Magnesitbrekzie
79	SoGr	Magnesitbrekzie	ST	062	84	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
79	SoGr	Magnetitbrekzie	kf	012	54	
79	SoGr	Magnetitbrekzie	kf	216	35	
79	SoGr	Magnetitbrekzie	kf	289	75	
79	SoGr	Magnetitbrekzie	kf	152	75	
79	SoGr	Magnetitbrekzie	kf	257	85	
79	SoGr	Magnetitbrekzie	kf	020	21	
79	SoGr	Dunit/Serp	ST	040	28	
82	SoGr	Dunit/Serp	ST	060	85	Magnetitbrekzie bis 0,10 m mächtig
82	SoGr	Dunit/Serp	kf	216	75	
82	SoGr	Dunit/Serp	kf	309	30	
82	SoGr	Dunit/Serp	kf	120	69	
S30	SoGr	Dunit/Serp	kf	306	66	oberhalb Stolleneingang
S30	SoGr	Dunit/Serp	kf	204	55	oberhalb Stolleneingang
S30	SoGr	Dunit/Serp	kf	096	60	oberhalb Stolleneingang
S30	SoGr	Dunit/Serp	kf	096	65	
S30	SoGr	Dunit/Serp	kf	222	61	
S30	SoGr	Dunit/Serp	kf	330	51	
S30	SoGr	Dunit/Serp	ST	055	86	Harnischfläche
S30	SoGr	Dunit/Serp	kf	308	55	
S30	SoGr	Dunit/Serp	kf	112	89	
87	SoGr	Harzburgit	kf	186	85	Verlauf Bronzigitgang
88	SoGr	Harzburgit	kf	166	61	Verlauf Bronzigitgang
92	SoGr	UM	kf	198	59	Rutschfläche für Bodenhorizont
92	SoGr	Dunit/Serp	ST	222	79	
93	SoGr	Dunit/Serp	kf	236	75	
93	SoGr	Dunit/Serp	kf	328	54	
93	SoGr	Dunit/Serp	kf	082	64	
93	SoGr	Dunit/Serp	kf	170	57	
93	SoGr	Dunit/Serp	kf	137	86	
93	SoGr	Dunit/Serp	kf	333	65	
93	SoGr	Dunit/Serp	kf	280	60	
93	SoGr	Dunit/Serp	ST	358	54	entspricht Grabenverlauf
94	SoGr	Dunit/Serp	kf	000	79	
94	SoGr	Dunit/Serp	kf	162	80	
94	SoGr	Dunit/Serp	kf	152	85	
94	SoGr	Dunit/Serp	kf	222	29	
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	058	73	Magnetitader, 0,1 m mächtig
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	090	76	Magnetitader
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	094	61	Magnetitader
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	317	79	Magnetitader
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	230	51	Magnetitader
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	337	65	Magnetitader
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	317	82	Magnetitader
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	145	85	Magnetitader
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	103	81	Magnetitader
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	307	80	Magnetitader
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	117	78	Magnetitader im Bachbett
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	278	85	Magnetitader im Bachbett
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	084	82	Magnetitader im Bachbett
95	SoGr	Dunit/Serp	ST	248	79	Magnetitader im Bachbett
95	SoGr	Dunit/Serp	kf	080	75	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
95	SoGr	Dunit/Serp	kf	340	76	
95	SoGr	Dunit/Serp	kf	296	39	
96	SoGr	Dunit/Serp	kf	338	72	
96	SoGr	Dunit/Serp	kf	217	59	
96	SoGr	Dunit/Serp	kf	325	20	
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	282	81	Magnesitader
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	288	75	Magnesitader
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	062	80	Magnesitader
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	055	82	Magnesitader
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	057	84	Magnesitader
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	108	89	Magnesitader
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	260	85	Magnesitader
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	238	78	Magnesitader
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	154	80	Magnesitader
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	055	75	Magnesitader; dominierend Richtung
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	225	80	Magnesitader bis 0,1 m mächtig
96	SoGr	Dunit/Serp	ST	210	65	Magnesitader bis 0,1 m mächtig
S42	SoGr	Dunit/Serp	kf	260	60	
S42	SoGr	Dunit/Serp	kf	256	75	
S42	SoGr	Dunit/Serp	kf	258	65	
S42	SoGr	Dunit/Serp	kf	170	25	
S42	SoGr	Dunit/Serp	kf	016	55	
S43	SoGr	Dunit/Serp	ST	032	59	Magnesitbrekzie; entspricht Grabenverlauf
S43	SoGr	Dunit/Serp	ST	056	49	Magnesitbrekzie; entspricht Grabenverlauf
S44	SoGr	Dunit/Serp	ST	034	54	Magnesitbrekzie; neben Stolleneingang
102	SoGr	Hornblendit	kf	132	75	"Facewall"
105	SoGr	Dunit/Serp	ST	302	85	
105	SoGr	Dunit/Serp	ST	306	89	
106	SoGr	Hornblendit	kf	026	50	
107	SoGr	Harzburgit	kf	242	65	Verlauf Bronzitungang
109	SoGr	Dunit/Serp	kf	356	50	
109	SoGr	Dunit/Serp	kf	010	70	
109	SoGr	Dunit/Serp	kf	225	36	
109	SoGr	Dunit/Serp	kf	240	50	
109	SoGr	Dunit/Serp	kf	290	84	
109	SoGr	Dunit/Serp	kf	084	65	
S24	SoGr	Dunit/Serp	ST	186	56	
110	SoGr	Dunit/Serp	ST	228	72	Magnesitbrekzie im Bachbett
110	SoGr	Dunit/Serp	ST	236	70	Magnesitbrekzie im Bachbett
110	SoGr	Dunit/Serp	ST	224	75	Magnesitbrekzie im Bachbett
110	SoGr	Dunit/Serp	ST	218	81	Magnesitbrekzie im Bachbett
115	SoGr	Dunit/Serp	ST	186	74	Störungsgestein, 0,3 m mächtig
115	SoGr	Dunit/Serp	ST	002	80	Störungsgestein, 0,3 m mächtig
115	SoGr	Dunit/Serp	ST	000	47	
115	SoGr	Dunit/Serp	ST	165	82	
116	SoGr	Dunit/Serp	ST	304	20	
113A	SoGr	Dunit/Serp	kf	006	70	vlt. ST
113A	SoGr	Dunit/Serp	kf	013	60	vlt. ST
113A	SoGr	Dunit/Serp	kf	020	55	vlt. ST
113A	SoGr	Dunit/Serp	kf	025	62	vlt. ST
113A	SoGr	Dunit/Serp	kf	236	71	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
113A	SoGr	Dunit/Serp	kf	246	63	
113A	SoGr	Dunit/Serp	kf	325	60	
113A	SoGr	Dunit/Serp	kf	348	66	
118	SoGr	Dunit/Serp	kf	354	53	dominierende kf, vlt ST
118	SoGr	Dunit/Serp	kf	011	63	dominierende kf, vlt ST
118	SoGr	Dunit/Serp	kf	005	71	dominierende kf, vlt ST
121	SoGr	Serp	kf	012	80	Felsabbruch
121	SoGr	Serp	kf	020	89	Felsabbruch
123	SoGr	Dunit/Serp	kf	142	88	
123	SoGr	Dunit/Serp	kf	220	75	
123	SoGr	Dunit/Serp	kf	158	38	
124	SoGr	Dunit/Serp	kf	195	75	
127	SoGr	Serp	kf	355	50	
127	SoGr	Serp	kf	011	78	dominierende kf
127	SoGr	Serp	kf	011	81	dominierende kf
129	SoGr	Serp	kf	014	86	dominierende kf
129	SoGr	Serp	kf	182	81	dominierende kf
129	SoGr	Serp	kf	009	80	dominierende kf
129	SoGr	Serp	kf	100	50	
129	SoGr	Serp	kf	084	55	
129	SoGr	Serp	kf	099	50	
129	SoGr	Serp	kf	230	25	
129	SoGr	Serp	kf	302	76	
129	SoGr	Serp	kf	296	30	
SEITENENT05	SoGr	Dunit/Serp	ST	156	85	Harnischfläche
SEITENENT05	SoGr	Dunit/Serp	L	068	32	Striemung
SEITENENT05	SoGr	Dunit/Serp	L	096	59	Striemung
SEITENENT05	SoGr	Dunit/Serp	ST	172	75	
SEITENENT05	SoGr	Dunit/Serp	kf	148	59	dominierende kf
SEITENENT05	SoGr	Dunit/Serp	ST	019	55	Störungsbrekzie bis 0,2 m
131	SoGr	Dunit/Serp	ST	336	70	Störungsbrekzie
131	SoGr	Dunit/Serp	ST	343	75	Störungsbrekzie
131	SoGr	Dunit/Serp	ST	162	89	Störungsbrekzie
L6	SoGr	Harzburgit	kf	113	64	Verlauf Bronzilitgang
L9	SoGr	Dunit/Serp	ST	340	75	Magnesitbrekzie
134	SoGr	Hornblendit	sf	312	37	
134	SoGr	Hornblendit	sf	350	45	
134	SoGr	Hornblendit	sf	325	55	
134	SoGr	Hornblendit	sf	334	55	
134	SoGr	Hornblendit	sf	322	62	
134	SoGr	Hornblendit	sf	332	54	
135	SoGr	Dunit/Serp	ST	162	74	
135	SoGr	Dunit/Serp	kf	080	70	dominierende kf
135	SoGr	Dunit/Serp	kf	315	88	dominierende kf
136	SoGr	Dunit/Serp	kf	193	81	
136	SoGr	Dunit/Serp	kf	332	89	
136	SoGr	Dunit/Serp	kf	180	78	
136	SoGr	Dunit/Serp	kf	130	89	
136	SoGr	Dunit/Serp	kf	110	40	
136	SoGr	Dunit/Serp	kf	325	50	
136	SoGr	Dunit/Serp	kf	190	71	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
136	SoGr	Dunit/Serp	kf	220	66	
136	SoGr	Dunit/Serp	kf	265	27	
136	SoGr	Dunit/Serp	kf	275	81	
137	SoGr	Dunit/Serp	kf	186	35	
365	SoGr	UM	sf	322	045	
367.1	SoGr	Serp	kf	302	084	
464	SoGr	Harzburgit	kf	344	85	
464	SoGr	Harzburgit	kf	248	65	
464	SoGr	Harzburgit	kf	188	64	
S01	SoGr	Dunit/Serp	kf	190	64	
S01	SoGr	Dunit/Serp	kf	110	75	
S01	SoGr	Dunit/Serp	kf	252	30	
465	SoGr	Dunit/Serp	ST	220	73	Striemung
465	SoGr	Dunit/Serp	ST	234	72	
466	SoGr	Serp	sf	165	46	
466	SoGr	Serp	sf	178	65	
468	SoGr	Serp	ST	196	65	Magnesitfüllung
468	SoGr	Augengneis	sf	055	47	
468	SoGr	Augengneis/Serp	ST	063	60	
468a	SoGr	Serp	ST	023	70	
468a	SoGr	Serp	ST	040	73	
471	SoGr	Serp	sf	335	88	
S82	SoGr	Serp	ST	110	68	Striemung
S82	SoGr	Serp	L	185	29	
472	SoGr	Dunit/Serp	ST	170	67	Magnesitfüllung
473	SoGr	Dunit/Serp	kf	144	64	
473	SoGr	Dunit/Serp	kf	027	74	
473	SoGr	Dunit/Serp	kf	230	65	
S03	SoGr	Dunit/Serp	ST	006	60	Magnesitbrekzie, etwa Verlauf von S03
S21	SoGr	Dunit/Serp	ST	080	89	Magnesitbrekzie, Verlauf von S21
S19	SoGr	Dunit/Serp	ST	170	45	Magnesitbrekzie in der Firste
S87	SoGr	Dunit/Serp	kf	228	62	
S87	SoGr	Dunit/Serp	kf	344	55	
S87	SoGr	Dunit/Serp	kf	066	75	
S87	SoGr	Dunit/Serp	ST	066	70	Verlauf Magnesitbrekzie
S17	SoGr	Dunit/Serp	ST	014	36	
S17	SoGr	Dunit/Serp	ST	012	35	an der Ortsbrust im Stollen S18
S14	SoGr	Dunit/Serp	ST	100	48	
S22	SoGr	Dunit/Serp	ST	072	60	
153	WiGr	Serp	kf	187	89	"Facewall"
153	WiGr	Serp	kf	190	89	"Facewall"
153	WiGr	Serp	kf	011	61	
153	WiGr	Serp	kf	321	66	
155	WiGr	Gneis	sf	142	89	
155	WiGr	Gneis	sf	146	89	
155	WiGr	Gneis	sf	330	89	
157	WiGr	Serp	ST	326	70	
157	WiGr	Serp	ST	138	64	
157	WiGr	Serp	ST	136	63	
157	WiGr	Serp	ST	044	55	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
159	WiGr	Gneis	sf	176	55	
SEITENENT06	WiGr	Dunit/Serp	ST	150	70	zerriebenes Störungsgestein
SEITENENT06	WiGr	Dunit/Serp	L	067	20	
SEITENENT06	WiGr	Dunit/Serp	kf	065	50	
SEITENENT06	WiGr	Dunit/Serp	kf	166	60	
SEITENENT06	WiGr	Dunit/Serp	kf	321	54	
162	WiGr	Dunit/Serp	ST	044	70	"Facewall", Magnesitbrekz. bis 0,1 m mächtig
162	WiGr	Dunit/Serp	ST	048	75	"Facewall", Magnesitbrekz. bis 0,1 m mächtig
163	WiGr	Dunit/Serp	ST	182	75	Magnesit
163	WiGr	Dunit/Serp	ST	135	76	Magnesitbrekzie bis 0,15 m mächtig
165	WiGr	Dunit/Serp	ST	146	64	
SEITENENT07	WiGr	Dunit/Serp	ST	349	47	zerriebenes Störungsgestein
SEITENENT07	WiGr	Dunit/Serp	ST	009	70	zerriebenes Störungsgestein
167	WiGr	Dunit/Serp	ST	005	46	zerriebenes Störungsgestein
168	WiGr	Dunit/Serp	ST	044	44	
170	WiGr	Serp	ST	006	50	zerriebenes Störungsgestein
170	WiGr	Serp	kf	352	80	
170	WiGr	Serp	kf	049	89	
170	WiGr	Serp	kf	143	51	
S48	WiGr	Dunit/Serp	kf	157	38	Felsgleitfläche, Magnesitbelag
S48	WiGr	Dunit/Serp	kf	170	42	
S48	WiGr	Dunit/Serp	kf	280	50	Magnesitbelag
S48	WiGr	Dunit/Serp	kf	075	75	Magnesitbelag
173	WiGr	Dunit/Serp	kf	043	11	
174	WiGr	Dunit/Serp	ST	003	81	zerriebenes Störungsgestein
174	WiGr	Dunit/Serp	ST	046	78	
175	WiGr	Dunit/Serp	ST	000	74	"Facewall"
177	WiGr	Pyroxenit	sf	165	82	
177	WiGr	Pyroxenit	kf	051	81	
179	WiGr	Pyroxenit	sf	345	70	
179	WiGr	Pyroxenit	sf	336	70	
180	WiGr	Serp	sf	153	45	
181	WiGr	Serp	kf	058	71	
181	WiGr	Serp	kf	065	64	
185	WiGr	Serp	ST	355	74	
SEITENENT08	WiGr	Dunit/Serp	ST	300	74	Grenze zwischen Lithologien
186	WiGr	Serp	kf	345	69	
187	WiGr	Serp	kf	160	71	
188	WiGr	Dunit/Serp	kf	213	89	
189	WiGr	Dunit/Serp	kf	261	74	
189	WiGr	Dunit/Serp	kf	337	63	
189	WiGr	Dunit/Serp	kf	078	45	
189	WiGr	Dunit/Serp	kf	332	87	
189	WiGr	Dunit/Serp	kf	158	73	
189	WiGr	Dunit/Serp	kf	255	56	dominierende Kluft
189	WiGr	Dunit/Serp	kf	266	55	dominierende Kluft
372	WiGr	UM	sf	30	079	
372	WiGr	UM	sf	24	069	
372	WiGr	UM	ST	154	030	
376	WiGr	Neogen	sf	358	005	
400a	WiGr	UM	ST	184	020	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
401	WiGr	UM	kf	84	022	
401	WiGr	UM	kf	68	025	
401	WiGr	UM	kf	82	030	
401	WiGr	UM	kf	276	022	
402	WiGr	UM	ST	176	085	
402	WiGr	UM	ST	168	065	
402	WiGr	UM	ST	338	080	
403	WiGr	UM	ST	185	086	
403	WiGr	UM	kf	346	058	
404	WiGr	UM	kf	47	055	
404	WiGr	UM	kf	40	055	
404	WiGr	UM	kf	340	053	
404	WiGr	UM	kf	86	060	
SEITENENT08	WiGr	UM	ST	310	041	
SEITENENT08	WiGr	UM	ST	300	031	
SEITENENT08	WiGr	UM	ST	170	050	
SEITENENT08	WiGr	UM	ST	118	031	
406	WiGr	Serp	kf	263	011	
457	WiGr	Serp	sf	247	70	
457	WiGr	Serp	sf	090	85	
459	WiGr	Glimmerschiefer	sf	295	52	
461	WiGr	Marmor		151	41	Verlauf von 10 cm mächtigem Marmorband
462	WiGr	Gneis	sf	342	70	
SEITENENT06	WiGr	Serp	ST	205	89	unebene, gewellte Fläche
463	WiGr	Gneis	sf	180	45	
463	WiGr	Gneis	sf	150	46	
143	MiBerg	Harzburgit	kf	112	80	
143	MiBerg	Harzburgit	kf	129	89	
143	MiBerg	Harzburgit	kf	134	75	
143	MiBerg	Harzburgit	kf	112	58	
143	MiBerg	Harzburgit	kf	220	74	
143	MiBerg	Harzburgit	kf	228	76	
143	MiBerg	Harzburgit	kf	355	15	
143	MiBerg	Harzburgit	kf	203	30	
143	MiBerg	Harzburgit	kf	288	20	
143	MiBerg	Harzburgit	kf	026	58	
145	MiBerg	Harzburgit	kf	140	89	"Facewall"
145	MiBerg	Harzburgit	kf	128	78	"Facewall"
145	MiBerg	Harzburgit	kf	136	75	
TW01	MiBerg	UM	kf	090	80	
TW01	MiBerg	UM	kf	062	66	
TW01	MiBerg	UM	kf	346	30	
TW01	MiBerg	UM	kf	028	68	Magnesitbelag
TW01	MiBerg	UM	kf	260	80	Magnesitbelag
TW01	MiBerg	UM	kf	342	30	
TW01	MiBerg	UM	kf	138	84	
TW01	MiBerg	UM	kf	164	45	
TW01	MiBerg	UM	kf	272	72	
TW01	MiBerg	UM	kf	270	80	
TW01	MiBerg	UM	kf	054	55	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
TW01	MiBerg	UM	kf	114	86	
TW02	MiBerg	UM	kf	257	73	"Facewall"
TW02	MiBerg	UM	kf	025	73	
TW02	MiBerg	UM	kf	157	54	
TW02	MiBerg	UM	kf	100	60	
TW02	MiBerg	UM	kf	155	70	
TW02	MiBerg	UM	kf	210	64	
TW03	MiBerg	UM	kf	014	74	"Facewall"
TW03	MiBerg	UM	kf	014	81	"Facewall"
TW03	MiBerg	UM	kf	338	80	
TW03	MiBerg	UM	kf	252	65	
TW03	MiBerg	UM	kf	254	85	
TW03	MiBerg	UM	kf	050	28	
TW03	MiBerg	UM	kf	060	30	
TW03	MiBerg	UM	kf	355	30	
TW03	MiBerg	UM	kf	076	40	
TW03	MiBerg	UM	kf	226	82	
TW03	MiBerg	UM	kf	108	35	
TO01	MiBerg	UM	kf	082	85	
TO01	MiBerg	UM	kf	325	66	"Facewall"
TO01	MiBerg	UM	kf	232	85	
TO01	MiBerg	UM	kf	246	28	
TO01	MiBerg	UM	kf	310	60	
TO01	MiBerg	UM	kf	255	81	
TO01	MiBerg	UM	kf	325	80	
TO01	MiBerg	UM	kf	172	50	
TO01	MiBerg	UM	kf	032	81	
TO01	MiBerg	UM	kf	132	78	
TO01	MiBerg	UM	kf	027	89	
TO01	MiBerg	UM	kf	133	85	
TO01	MiBerg	UM	kf	309	56	
TO01	MiBerg	UM	kf	279	79	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	ST	055	42	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	348	58	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	040	55	dominierende kf
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	074	61	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	302	21	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	022	46	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	225	70	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	162	89	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	032	51	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	MS	258	35	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	119	71	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	340	89	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	232	81	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	330	74	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	009	89	
TO01-S01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	351	52	
TO01-S02	MiBerg	Dunit/Serp	ST	147	75	Magnesitfüllung bis 0,1 m mächtig
TO01-S02	MiBerg	Dunit/Serp	ST	135	69	Magnesitfüllung bis 0,4 m mächtig
TO01-S02	MiBerg	Dunit/Serp	ST	168	58	Magnesitfüllung

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
TO01-S02	MiBerg	Dunit/Serp	ST	140	45	Magnetitfüllung bis 0,5 m mächtig
TO01-S03	MiBerg	Dunit/Serp	ST	070	51	
TO01-S03	MiBerg	Dunit/Serp	kf	312	32	
TO01-S03	MiBerg	Dunit/Serp	kf	337	55	
TO01-S03	MiBerg	Dunit/Serp	kf	065	86	
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	355	51	
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	114	50	
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	220	68	
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	185	57	
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	ST	141	71	Magnetitbrekzie Belag
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	197	40	
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	ST	140	67	Magnetitbrekzie Belag
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	120	62	
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	ST	115	59	Magnetitbrekzie bis 0,5 m mächtig
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	ST	144	78	Magnetitbrekzie
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	kf	002	33	Felsgleitfläche
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	ST	164	80	Magnetitbrekzie
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	ST	202	85	"Facewall" mit Magnetitbrekzie
TO01	MiBerg	Dunit/Serp	ST	114	61	
TW04	MiBerg	Dunit/Serp	ST	121	64	Magnetitfüllung
TW06	MiBerg	Dunit/Serp	ST	355	55	
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	kf	343	40	Felsgleitfläche
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	ST	007	74	zerriebenes Störungsgestein
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	kf	329	29	Felsgleitfläche
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	ST	339	75	Magnetitfüllung
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	ST	161	62	Magnetitfüllung
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	ST	338	59	Magnetitfüllung
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	ST	175	81	Magnetitfüllung
TW07-S01	MiBerg	Dunit/Serp	ST	124	16	Magnetitbrekzie in der Firste
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	kf	355	87	
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	kf	070	82	
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	kf	043	41	
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	ST	230	86	Magnetitbrekzie bis 1,0 m mächtig
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	ST	075	85	
TW07	MiBerg	Dunit/Serp	kf	032	39	Gleitfläche
WiGr	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	084	80	
WiGr	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	129	70	
WiGr	MiBerg	Harzburgit/Serp	ST	022	85	
WiGr	MiBerg	Harzburgit/Serp	ST	161	80	
WiGr	MiBerg	Dunit/Serp	kf	235	36	
WiGr	MiBerg	Dunit/Serp	kf	274	81	
WiGr	MiBerg	Dunit/Serp	kf	050	52	
WiGr	MiBerg	Dunit/Serp	kf	209	40	
WiGr	MiBerg	Dunit/Serp	kf	316	60	
WiGr	MiBerg	Dunit/Serp	kf	066	64	
S50	MiBerg	Dunit/Serp	kf	100	89	
S51	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	059	79	
S51	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	142	65	
S51	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	259	54	
192	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	264	87	
192	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	006	80	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
192	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	183	35	
S52	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	260	80	
S52	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	132	65	
S52	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	022	62	
S52	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	168	78	
S52	MiBerg	Harzburgit/Serp	kf	343	55	
S63b	MiBerg	Harzburgit/Serp	ST	050	45	Magnesitbrekz. bis 0,5 m mächtig, Ortsbrust
S63b	MiBerg	Harzburgit/Serp	ST	049	51	
S63b	MiBerg	Harzburgit/Serp	ST	078	37	
S63b	MiBerg	Harzburgit/Serp	ST	057	50	
S63b	MiBerg	Harzburgit/Serp	ST	094	75	
S63b	MiBerg	Harzburgit/Serp	ST	164	75	
S63b	MiBerg	Harzburgit/Serp	ST	160	82	
S64	MiBerg	Dunit/Serp	kf	081	40	
S64	MiBerg	Dunit/Serp	kf	346	75	
S64	MiBerg	Dunit/Serp	kf	280	43	
S65	MiBerg	Dunit/Serp	ST	282	89	Verlauf des Magnesitbandes
S66	MiBerg	Dunit/Serp	ST	016	61	
s66	MiBerg	Dunit/Serp	kf	200	72	
S66	MiBerg	Dunit/Serp	kf	117	85	
S66	MiBerg	Dunit/Serp	kf	342	62	
S70	MiBerg	Dunit/Serp	kf	330	73	
S71	MiBerg	Dunit/Serp	ST	259	73	
S78	MiBerg	Dunit/Serp	ST	345	85	Verlauf des Magnesitbrekzienabbau
SEITENENT09	MiBerg	Dunit/Serp	kf	163	65	
SEITENENT09	MiBerg	Dunit/Serp	kf	078	51	
SEITENENT09	MiBerg	Dunit/Serp	kf	228	53	
205	TanzGr	Dunit/Serp	kf	260	51	
205	TanzGr	Dunit/Serp	ST	148	75	
205	TanzGr	Dunit/Serp	kf	018	45	
205	TanzGr	Dunit/Serp	ST	055	65	
209	TanzGr	UM	ST	181	65	
209	TanzGr	UM	ST	162	76	
209	TanzGr	UM	kf	069	55	
209	TanzGr	UM	kf	315	42	
210	TanzGr	Dunit/Serp	ST	175	40	stark aufgelockertes Gestein
211	TanzGr	Dunit/Serp	kf	134	87	
211	TanzGr	Dunit/Serp	kf	147	75	
211	TanzGr	Dunit/Serp	ST	166	32	
211	TanzGr	Dunit/Serp	ST	339	89	erster Wert einer listrischen ST-Fläche
211	TanzGr	Dunit/Serp	ST	330	71	zweiter Wert einer listrischen ST-Fläche
211	TanzGr	Dunit/Serp	ST	323	88	dritter Wert einer listrischen ST-Fläche
212	TanzGr	Dunit/Serp	ST	275	85	Verlauf Magnesitbrekzie
212	TanzGr	Dunit/Serp	kf	005	64	"Facewall"
213	TanzGr	UM	ST	276	76	Verlauf Magnesitbrekzie
216	TanzGr	UM	ST	290	15	
216	TanzGr	UM	kf	024	82	
216	TanzGr	UM	kf	032	72	
216	TanzGr	UM	kf	313	55	
216	TanzGr	UM	kf	303	50	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
216	TanzGr	UM	kf	189	36	
216	TanzGr	UM	kf	196	32	
220	TanzGr	UM	kf	223	76	
220	TanzGr	UM	kf	344	45	
220	TanzGr	UM	kf	123	40	
220	TanzGr	UM	ST	269	46	Br
221	TanzGr	UM	ST	305	71	
208	TanzGr	Amphi	kf	331	52	glatte Fläche
208	TanzGr	Amphi	kf	262	69	unebene Fläche
208	TanzGr	Amphi	kf	194	40	ebene Fläche, // zur Schieferung
209	TanzGr		kf	182	56	
209	TanzGr		kf	322	32	
209	TanzGr		kf	270	87	
209	TanzGr		kf	178	65	
211	TanzGr	Dunit/Serp	ST	141	81	
211	TanzGr	Dunit/Serp	ST	160	82	
211	TanzGr	Dunit/Serp	ST	161	74	
211	TanzGr	Dunit/Serp	ST	143	80	
211	TanzGr	Dunit/Serp	ST	320	89	
211	TanzGr	Dunit/Serp	ST	316	77	
216	TanzGr	Serp/Harzb	ST	311	21	
217	TanzGr	UM	kf	235	58	
217	TanzGr	UM	kf	331	64	
217	TanzGr	UM	kf	157	20	
218a	TanzGr	Serp/Harzb	ST	268	80	
219	TanzGr	Dunit/Serp	ST	166	86	
219	TanzGr	Dunit/Serp	ST	165	60	
219	TanzGr	Dunit/Serp	kf	302	19	glatte Fläche
219	TanzGr	Dunit/Serp	kf	078	60	glatte Fläche
219	TanzGr	Dunit/Serp	kf	176	64	glatte Fläche
219a	TanzGr	Dunit/Serp	kf	138	41	
219a	TanzGr	Dunit/Serp	kf	000	51	Felsgleitfläche
219a	TanzGr	Dunit/Serp	kf	264	75	
223	TanzGr	Dunit/Serp	ST	209	73	
223	TanzGr	Dunit/Serp	ST	030	80	
224	TanzGr	Dunit/Serp	ST	296	75	
224	TanzGr	Dunit/Serp	ST	308	75	
224	TanzGr	Dunit/Serp	ST	246	76	
225	TanzGr	Dunit/Serp	ST	339	77	erster Wert einer listrischen ST-Fläche
225	TanzGr	Dunit/Serp	ST	348	45	zweiter Wert einer listrischen ST-Fläche
225	TanzGr	Dunit/Serp	ST	179	76	
226	TanzGr	Dunit/Serp	ST	339	56	
227	TanzGr	Dunit/Serp	ST	018	40	Berkzie bis 5 cm mächtig
SEITENENT10	TanzGr	Dunit/Serp	ST	331	58	
SEITENENT10	TanzGr	Dunit/Serp	ST	331	69	
SEITENENT10	TanzGr	Dunit/Serp	L	044	29	
231	TanzGr	Dunit/Serp	ST	286	76	Magnesitbrekzie bis 0,4 m mächtig
231	TanzGr	Dunit/Serp	ST	070	54	Magnesitbrekzie bis 0,1 m mächtig
231	TanzGr	Dunit/Serp	ST	082	72	Magnesitbrekzie bis 0,3 m mächtig
231	TanzGr	Dunit/Serp	ST	240	53	Magnesitbrekzie bis 0,3 m mächtig
232	TanzGr	Dunit/Serp	ST	265	45	Magnesitbrekzie

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
233	TanzGr	Dunit/Serp	ST	089	71	Magnetitbrekzie
237	TanzGr	Dunit/Serp	ST	006	59	Harnischfläche mit Striemung
237	TanzGr	Dunit/Serp	L	294	25	Striemung
237	TanzGr	Dunit/Serp	ST	284	80	Störungsgestein bis 0,5 m mächtig
238	TanzGr	Dunit/Serp	ST	307	61	Magnetitbrekzie bis 0,1 m mächtig
238	TanzGr	Dunit/Serp	kf	006	69	
238	TanzGr	Dunit/Serp	kf	086	89	
238	TanzGr	Dunit/Serp	kf	156	33	
238	TanzGr	Dunit/Serp	ST	005	61	Harnischfläche mit Striemung
238	TanzGr	Dunit/Serp	L	062	49	Striemung
238	TanzGr	Dunit/Serp	ST	301	71	Magnetitbrekzie bis 0,4 m mächtig
238	TanzGr	Dunit/Serp	ST	000	66	Harnischfläche mit Striemung
238	TanzGr	Dunit/Serp	L	070	36	Striemung
238a	TanzGr	Dunit/Serp	ST	116	79	etwa 2 m mächtige Magnetitbrekzie
238a	TanzGr	Dunit/Serp	ST	038	79	etwa 2 m mächtige Magnetitbrekzie
238a	TanzGr	Dunit/Serp	ST	115	89	
238a	TanzGr	Dunit/Serp	ST	006	66	Magnetitbrekzie bis 0,4 m mächtig
239	TanzGr	Dunit/Serp	ST	326	65	zerriebenes Störungsgestein
239	TanzGr	Dunit/Serp	kf	236	46	
239	TanzGr	Dunit/Serp	kf	347	46	
239	TanzGr	Dunit/Serp	kf	059	76	
239	TanzGr	Dunit/Serp	ST	170	74	
239	TanzGr	Dunit/Serp	ST	172	68	
239	TanzGr	Dunit/Serp	ST	070	52	Harnischfläche mit Striemung
239	TanzGr	Dunit/Serp	L	335	15	Striemung
239	TanzGr	Dunit/Serp	ST	072	34	Magnetitbrekzie bis 3 m mächtig
239	TanzGr	Dunit/Serp	ST	062	51	
239	TanzGr	Dunit/Serp	ST	194	73	Magnetitband
240	TanzGr	Dunit/Serp	ST	171	75	
240	TanzGr	Dunit/Serp	ST	279	69	Harnischfläche mit Striemung
240	TanzGr	Dunit/Serp	L	192	08	Striemung
240	TanzGr	Dunit/Serp	ST	286	60	Harnischfläche mit Striemung
240	TanzGr	Dunit/Serp	L	207	06	Striemung
241	TanzGr	Dunit/Serp	kf	348	05	Magnetitgänge
241	TanzGr	Dunit/Serp	kf	341	17	Magnetitgänge
241	TanzGr	Dunit/Serp	kf	294	55	Felsgleitfläche
241	TanzGr	Dunit/Serp	kf	078	58	
241	TanzGr	Dunit/Serp	kf	018	68	
241	TanzGr	Dunit/Serp	ST	187	67	
243	TanzGr	Dunit/Serp	ST	248	57	Magnetitbrekzie
243	TanzGr	Dunit/Serp	kf	159	66	Magnetitband
244a	TanzGr	Dunit/Serp	ST	150	55	Magnetitbrekzie bis 0,2 m mächtig
Tzmst-Gr	TanzGr	Dunit/Serp	ST	154	66	Verlauf Magnetitbrekzie
Tzmst-Gr	TanzGr	Dunit/Serp	ST	201	60	Verlauf Magnetitbrekzie
Tzmst-Gr	TanzGr	Dunit/Serp	ST	086	75	Magnetitbrekzie
Tzmst-Gr	TanzGr	Dunit/Serp	kf	262	84	"Facewall"
Tzmst-Gr	TanzGr	Dunit/Serp	kf	261	72	
Tzmst-Gr	TanzGr	Dunit/Serp	ST	352	84	
Tzmst-Gr	TanzGr	Dunit/Serp	kf	095	73	Magnetitbelag
Tzmst-Gr	TanzGr	Dunit/Serp	kf	230	45	Felsgleitfläche
249	TanzGr	Dunit/Serp	kf	192	84	"Facewall"

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
?01B	TanzGr	Dunit/Serp	kf	136	46	Verlauf Magnesitband
?01B	TanzGr	Dunit/Serp	kf	107	50	Verlauf Magnesitband
?01B	TanzGr	Dunit/Serp	kf	066	71	
?01B	TanzGr	Dunit/Serp	kf	339	86	
LiStBerg	TanzGr	Dunit/Serp	ST	244	60	Magnesitgang
LiStBerg	TanzGr	Dunit/Serp	ST	232	81	Magnesitbrekzie
253	TanzGr	Dunit/Serp	ST	193	79	Magnesitfüllung
253	TanzGr	Dunit/Serp	ST	088	65	Magnesitfüllung
256	TanzGr	Augengneis	sf	188	85	
256	TanzGr	Augengneis	sf	354	76	
256	TanzGr	Augengneis	ST	185	85	Harnischfläche mit Striemung
256	TanzGr	Augengneis	L	276	15	Striemung
256	TanzGr	Augengneis	ST	203	62	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	351	72	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	L	255	11	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	282	74	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	347	74	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	226	76	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	226	65	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	kf	240	75	Magnesitbelag
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	kf	315	44	Magnesitbelag
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	kf	154	35	Magnesitbelag
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	352	59	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	104	53	Magnesitband
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	098	66	Verlauf Magnesitband
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	135	76	Magnesitfüllung
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	346	63	Magnesitfüllung
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	290	45	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	ST	176	77	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	kf	359	43	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	kf	347	56	
SEITENENT11	TanzGr	Dunit/Serp	kf	266	55	Felsgleitfläche
259	TanzGr	Dunit/Serp	ST	161	69	
259	TanzGr	Dunit/Serp	ST	350	75	
259	TanzGr	Dunit/Serp	ST	346	70	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	144	86	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	079	84	
260	TanzGr	Dunit/Serp	ST	022	50	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	018	56	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	084	65	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	284	60	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	184	72	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	304	76	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	100	26	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	292	89	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	298	75	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	019	77	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	136	34	
260	TanzGr	Dunit/Serp	ST	126	74	Magnesitbelag
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	008	84	"Facewall"
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	190	81	"Facewall"

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	080	30	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	117	62	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	014	78	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	299	71	Magnetitbrekzie bis 3 cm mächtig
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	168	74	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	133	61	
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	201	73	"Facewall"
260	TanzGr	Dunit/Serp	ST	292	64	zerbrochenes Gestein
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	192	74	"Facewall"
260	TanzGr	Dunit/Serp	kf	132	71	
261	TanzGr	Dunit/Serp	ST	004	50	
261	TanzGr	Dunit/Serp	ST	012	89	
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	176	76	
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	210	80	
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	125	51	
261	TanzGr	Dunit/Serp	ST	290	53	Magnetitfüllung
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	315	75	
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	085	40	
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	200	70	
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	162	75	
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	111	81	"Facewall"
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	140	35	
261	TanzGr	Dunit/Serp	ST	112	75	Magnetitfüllung
261	TanzGr	Dunit/Serp	ST	011	44	Magnetitfüllung
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	336	89	"Facewall"
261	TanzGr	Dunit/Serp	kf	333	84	"Facewall"
262	TanzGr	Dunit/Serp	ST	105	79	"Facewall" mit Magnetitbelag
266	TanzGr	Dunit/Serp	kf	132	55	
266	TanzGr	Dunit/Serp	kf	267	57	
266	TanzGr	Dunit/Serp	kf	348	50	
266	TanzGr	Dunit/Serp	ST	021	63	Magnetitbrekzie bis 0,3 m mächtig
266	TanzGr	Dunit/Serp	ST	343	52	
266	TanzGr	Dunit/Serp	ST	003	70	Magnetitfüllung
S80	TanzGr	Dunit/Serp	ST	140	89	Magnetitbelag
S80	TanzGr	Dunit/Serp	kf	268	50	
S80	TanzGr	Dunit/Serp	kf	036	46	
S80	TanzGr	Dunit/Serp	kf	159	73	
S80	TanzGr	Dunit/Serp	kf	181	55	
S80	TanzGr	Dunit/Serp	ST	182	76	an Ortsbrust
S80	TanzGr	Dunit/Serp	ST	295	72	Verlauf Magnetitbrekzie
269	TanzGr	Dunit/Serp	ST	164	30	Verlauf Magnetitbrekzie
270	TanzGr	Dunit/Serp	ST	315	89	Verlauf Magnetitbrekzie
270	TanzGr	Dunit/Serp	ST	312	78	Verlauf Magnetitbrekzie
270	TanzGr	Dunit/Serp	ST	099	71	Verlauf Magnetitbrekzie
270	TanzGr	Dunit/Serp	kf	015	71	Magnetitbelag
270	TanzGr	Dunit/Serp	kf	150	50	
270	TanzGr	Dunit/Serp	kf	283	89	
270	TanzGr	Dunit/Serp	ST	006	75	Verlauf Magnetitbrekzie
271	TanzGr	Amphi	sf	326	85	
271	TanzGr	Amphi	ST	084	71	
271	TanzGr	Amphi	ST	146	89	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
271	TanzGr	Amphi	sf	136	81	
271	TanzGr	Amphi	kf	240	86	
272	TanzGr	UM	ST	210	65	
272	TanzGr	Serp	ST	210	60	
272	TanzGr	Serp	ST	023	61	
273	TanzGr	Serp	ST	190	78	
274	TanzGr	Serp/Harzb	ST	222	68	
274	TanzGr	Serp/Harzb	L	280	49	
276	TanzGr	Serp	ST	226	68	
279	TanzGr	Serp	ST	229	48	
279	TanzGr	Serp	L	164	19	
281	TanzGr	Serp	ST	340	75	
281	TanzGr	Serp	ST	191	63	
281	TanzGr	Serp	ST	162	70	
281	TanzGr	Serp	ST	158	80	
282a	TanzGr	UM	kf	145	61	
282a	TanzGr	UM	kf	302	87	
283	TanzGr	UM	ST	297	86	
283	TanzGr	UM	ST	293	75	
283	TanzGr	UM	ST	185	65	zerr. Störungsgestein, mind. 1 m mächtig
283	TanzGr	UM	L	108	21	
283	TanzGr	UM	ST	308	80	
283	TanzGr	UM	kf	060	58	
283	TanzGr	UM	kf	304	64	
283	TanzGr	UM	kf	181	60	
285	TanzGr	UM	kf	216	81	
285	TanzGr	UM	kf	114	58	
285	TanzGr	UM	kf	315	45	
289	TanzGr	Serp	sf	305	48	
293	TanzGr	UM	kf	329	64	
293	TanzGr	UM	kf	095	67	
293	TanzGr	UM	kf	214	64	
294	TanzGr	UM	kf	230	70	
294	TanzGr	UM	kf	214	80	
294	TanzGr	UM	ST	009	85	
294	TanzGr	UM	ST	336	55	Magnesitbrekzie
294	TanzGr	UM	ST	345	63	
294a	TanzGr	UM	ST	350	89	
295	TanzGr	UM	ST	322	76	Grenze zu Ganggestein
295	TanzGr	Ganggestein	sf	329	75	Ganggestein
295	TanzGr	UM	ST	169	86	Grenze zu Ganggestein
298	TanzGr	Amphi	sf	039	55	
298	TanzGr	Serp	ST	252	30	Grenze zu Amphi
298	TanzGr	Serp	ST	101	41	Grenze zu Amphi
300	TanzGr	Serp	kf	002	60	
300	TanzGr	Serp	kf	251	51	
300	TanzGr	Serp	kf	116	65	
300	TanzGr	Serp	ST	097	41	Felsgleitfläche
300	TanzGr	Serp	ST	114	40	Magnesitbelag
300	TanzGr	Serp	ST	148	70	Magnesitfüllung
300	TanzGr	Serp	kf	250	56	Magnesitadern, bis cm mächtig

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
300	TanzGr	Serp	kf	015	63	
300	TanzGr	Serp	kf	151	65	
300	TanzGr	Serp	ST	126	45	Magnesitbelag, Talkbelag, Felsgleitfläche
300	TanzGr	Serp	kf	198	70	
300	TanzGr	Serp	kf	258	83	
300	TanzGr	Serp	kf	238	58	Magnesitbelag
300	TanzGr	Serp	kf	132	66	
300	TanzGr	Serp	kf	013	49	
300	TanzGr	Serp	ST	096	47	
300	TanzGr	Serp	ST	112	72	
300	TanzGr	Serp	kf	235	49	Magnesitbelag
300	TanzGr	Serp	kf	102	61	
300	TanzGr	Serp	kf	152	72	
300	TanzGr	Serp	kf	233	57	
300	TanzGr	Serp	kf	127	74	
300	TanzGr	Serp	kf	342	72	
302	TanzGr	Serp	kf	294	62	
302	TanzGr	Serp	kf	303	88	
302	TanzGr	Serp	kf	224	45	
302	TanzGr	Serp	kf	210	85	
302	TanzGr	Serp	kf	104	26	
302	TanzGr	Serp	kf	106	42	
306	TanzGr	Serp	ST	174	35	
306	TanzGr	Serp	ST	146	45	
307	TanzGr	Serp	ST	356	56	
307	TanzGr	Serp	ST	340	50	
309	TanzGr	Serp	kf	002	61	
309	TanzGr	Serp	kf	002	56	
309	TanzGr	Serp	kf	126	50	
309	TanzGr	Serp	kf	156	28	
309	TanzGr	Serp	kf	345	55	
309	TanzGr	Serp	kf	320	42	
311	TanzGr	Serp	ST	342	65	
312	TanzGr	Serp	kf	086	45	
312	TanzGr	Serp	kf	155	75	
312	TanzGr	Serp	kf	314	75	
SEITENENT14	TanzGr	UM	ST	284	42	Grenze zu Amphi
SEITENENT14	TanzGr	UM	ST	115	30	Grenze zu Amphi
SEITENENT14	TanzGr	UM	ST	320	57	
SEITENENT14	TanzGr	UM	ST	291	62	
SEITENENT14	TanzGr	UM	ST	112	19	zerriebenes Gst., bis 5 cm mächtig
317	TanzGr	UM	ST	352	45	
320	TanzGr	UM	sf	285	70	
321	TanzGr	UM	sf	306	32	
321	TanzGr	UM	ST	114	80	
325	TanzGr	Amphi	ST	320	74	Grenze zu Amphi
SEITENENT15	TanzGr	UM	ST	000	57	
SEITENENT15	TanzGr	UM	ST	015	45	
SEITENENT15	TanzGr	Serp	sf	341	41	
SEITENENT15	TanzGr	Serp	ST	146	58	
SEITENENT15	TanzGr	Serp	ST	018	30	Störungsgestein

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
SEITENENT15	TanzGr	Serp	L	063	21	
SEITENENT15	TanzGr	Serp	ST	328	61	Störungsgestein, bis 30 cm mächtig
326	TanzGr	Amphi	sf	313	58	
327	TanzGr	Serp	kf	245	75	
327	TanzGr	Serp	kf	006	20	
327	TanzGr	Serp	kf	345	61	
333	TanzGr	Serp	ST	148	22	
336a	TanzGr	UM	sf	340	45	
338	TanzGr	Amphi	sf	319	45	
345	TanzGr	Quarzit	sf	158	84	
345	TanzGr	Amphi	sf	348	58	
347	TanzGr	UM	ST	008	89	
348a	TanzGr	UM	sf	158	85	
348a	TanzGr	UM	ST	180	85	
348b	TanzGr	UM	ST	152	85	
349	TanzGr	UM	ST	318	85	
350a	TanzGr	Dunit/Serp	ST	180	75	Magnetitbrekzie
350b	TanzGr	Dunit/Serp	ST	226	65	Magnetitbrekzie
352a	TanzGr	Dunit/Serp	ST	025	50	Magnetitbrekzie
353	TanzGr	Ganggestein	ST	174	63	Verlauf Ganggestein
354	TanzGr	UM	ST	020	81	
354	TanzGr	UM	ST	018	47	
354	TanzGr	UM	ST	075	71	
354b	TanzGr	UM	ST	000	78	
354c	TanzGr	UM	ST	042	86	
358	TanzGr	UM	ST	350	75	Magnetitbrekzie
359	TanzGr	Dunit/Serp	ST	204	85	
359	TanzGr	Dunit/Serp	kf	136	87	"Facewall"
360	TanzGr	Dunit/Serp	ST	020	70	Magnetitbelag
361	TanzGr	Serp	sf	317	31	
380	TanzGr	Gneis	sf	276	50	
380	TanzGr	Gneis	sf	279	50	
381	TanzGr	UM	ST	351	75	Verlauf Gang
382	TanzGr	Serp	kf	096	64	
382	TanzGr	Serp	kf	066	75	
382	TanzGr	Serp	kf	340	47	
382	TanzGr	Serp	kf	175	77	
383	TanzGr	Serp	sf	354	32	
383	TanzGr	Serp	kf	084	29	
383	TanzGr	Serp	kf	002	29	
383	TanzGr	Serp	kf	332	69	
387	TanzGr	Amphi	sf	284	40	
387	TanzGr	Amphi	sf	270	36	
387a	TanzGr	Amphi	sf	288	53	
390	TanzGr	Dunit/Serp	kf	254	75	Magnetitbelag
390	TanzGr	Dunit/Serp	kf	155	55	Magnetitbelag
SEITENENT17	TanzGr	UM	kf	150	72	
SEITENENT17	TanzGr	UM	kf	190	50	
391	TanzGr	UM	ST	338	75	
391	TanzGr	UM	ST	348	71	
391	TanzGr	UM	ST	350	78	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
391a	TanzGr	UM	sf	352	58	
391a	TanzGr	UM	sf	350	50	
391a	TanzGr	UM	sf	343	60	
392	TanzGr	UM	sf	352	81	
392	TanzGr	UM	ST	030	80	Magnesitbelag
393	TanzGr	Amphi	ST	000	63	Grenze zu Amphi
393	TanzGr	Amphi	ST	016	45	Grenze zu Amphi
394	TanzGr	Ganggestein	sf	322	64	
394	TanzGr	Ganggestein	sf	340	55	
411	TanzGr	Glimmerschiefer	sf	344	45	
411	TanzGr	Glimmerschiefer	sf	350	30	
411	TanzGr	Glimmerschiefer	sf	344	35	
414	TanzGr	Amphi	sf	318	81	
414a	TanzGr	Amphi	sf	280	54	
415	TanzGr	Glimmerschiefer	sf	322	40	
415	TanzGr	Glimmerschiefer	sf	338	30	
419	TanzGr	Gneis	sf	285	35	
420	TanzGr	Glimmerschiefer	sf	315	54	
420	TanzGr	Glimmerschiefer	sf	318	52	
421	TanzGr	Glimmerschiefer	ST	336	85	
421	TanzGr	Glimmerschiefer	ST	317	70	
421	TanzGr	Glimmerschiefer	sf	359	46	
422	TanzGr	Ganggestein	ST	256	88	
423	TanzGr	Gneis	sf	169	70	
423	TanzGr	Gneis	sf	168	51	
424	TanzGr	Gneis	kf	002	83	
424	TanzGr	Gneis	kf	096	53	
424	TanzGr	Gneis	kf	300	29	
424a	TanzGr	Augengneis	sf	112	60	
425	TanzGr	Amphi	sf	081	69	
425	TanzGr	Amphi	sf	101	75	
425	TanzGr	Amphi	kf	298	32	
425	TanzGr	Amphi	kf	005	85	
426	TanzGr	Dunit/Serp	kf	355	82	"Facewall"
426	TanzGr	Dunit/Serp	sf	180	85	
430	TanzGr	Gneis	sf	108	29	
431	TanzGr	Gneis	sf	302	40	
431	TanzGr	Gneis	sf	305	60	
431	TanzGr	Gneis	sf	315	50	
431	TanzGr	Gneis	ST	134	53	
433	TanzGr	Gneis	sf	353	64	
434	TanzGr	Gneis	sf	340	45	
435a	TanzGr	Amphi	sf	005	65	
436	TanzGr	Amphi	ST	325	75	
438	TanzGr	Gneis	sf	315	50	
438	TanzGr	Gneis	sf	308	35	
439	TanzGr	Dunit/Serp	ST	345	62	Magnesitbelag
SEITENENT18	TanzGr	Gneis	sf	345	63	
444	TanzGr	Gneis	sf	158	80	
444	TanzGr	Gneis	sf	348	45	
446	TanzGr	Amphi	sf	340	50	

Auf.Nr.	Lage	Lithologie	Fläche	DipDir	Dip	Anmerkung
448	TanzGr	UM	sf	000	80	
448	TanzGr	UM	sf	008	70	
449	TanzGr	Serp	sf	002	81	
449	TanzGr	Serp	sf	004	84	
449	TanzGr	Serp	ST	150	85	Grenze zu Ganggestein
452	TanzGr	Amphi	ST	020	85	
452b	TanzGr	UM	ST	357	83	
453	TanzGr	Amphi	sf	150	37	

B. Probenliste und Positionsdaten

Dieser Abschnitt enthält zunächst eine vollständige Liste aller im Gelände entnommenen Gesteinsproben mit Koordinaten und barometrischen Höhen. Zusätzlich sind jeweils die im Zuge dieser Arbeit durchgeführten Analysen angeführt. Dieser Auflistung folgt eine Liste weiterer relevanter Punkte im Gelände wie z.B. Seitenentnahmen, gefasste und ungefasste Quellen sowie Bohrungspunkte jeweils mit Koordinaten und barometrischen Höhen. Die angegebenen Koordinaten wurden im Kartenbezugssystem WGS84 aufgenommen.

	Nummer	Beschriftung
Tabelle	Tab.B1	Probenliste mit Koordinaten und durchgeführten Analysen
Tabelle	Tab.B2	Weitere Punktkoordinaten im Gelände

Anhang B. - Tab.B1 (1/8)

Probenliste mit Koordinaten und durchgeführten Analysen

Proben Nr.	Lithologie	Koordinaten		Höhe	VG	Analysen		
		N	E	Z		DL	GC	LV
AG01	Augengneis	N47 17.731	E14 57.803	828 m				
AG02	Augengneis	N47 17.782	E14 58.018	861 m				
AG03	Augengneis	N47 17.889	E14 59.096	840 m				
G01	Gneis	N47 17.771	E14 57.520	789 m				
G02	Gneis	N47 17.784	E14 58.016	862 m				
G03	Gneis	N47 17.663	E14 57.142	752 m				
G04	Gneis	N47 17.917	E14 59.178	854 m				
G05	Gneis	N47 16.906	E14 59.962	960 m				
G06	kompakter Gneis	N47 16.869	E15 00.371	939 m				
G07	kompakter Gneis	N47 16.732	E14 59.670	889 m				
G08	Glimmerschiefer	N47 16.823	E15 00.165	1002 m				
G09	Glimmerschiefer	N47 16.853	E15 00.065	1003 m				
G10	Glimmerschiefer	N47 16.635	E14 58.093	947 m				
G11	Quarzit	N47 16.666	E14 58.219	963 m				
G12A	Augengneis	N47 17.976	E15 00.316	682 m				
G12B	Augengneis	N47 17.977	E15 00.314	681 m				
G13	kompakter Gneis	N47 16.956	E15 00.705	821 m				
G14	Glimmerschiefer	N47 17.510	E14 57.182	812 m				
P01	Augengneis	N47 17.678	E14 57.616	798 m				
P02	Amphibolit	N47 17.885	E15 00.127	738 m				
P03	Amphibolit	N47 17.922	E15 00.240	753 m				
P04	Serpentinit	N47 17.686	E14 59.483	846 m				
P05	Amphibolit/Serpentinit	N47 17.701	E14 59.382	881 m				
P06	Amphibolit	N47 17.486	E14 59.509	872 m				
P07	Amphibolit/-schiefer	N47 16.910	E14 59.965	961 m				
P08	Metapyroxenit	N47 17.288	E14 59.956	936 m				
P08A	Metapyroxenit	N47 17.284	E14 59.956	934 m		x		
P08B	Amphibolit	N47 17.249	E14 59.888	929 m				
P09	Amphibolit	N47 17.731	E14 59.656	769 m				
P10	Zoisit-Amphibolit	N47 16.751	E14 59.610	925 m		x		

Anhang B. - Tab.B1 (2/8)

Probenliste mit Koordinaten und durchgeführten Analysen

Proben Nr.	Lithologie	Koordinaten		Höhe	VG	Analysen		
		N	E	Z		DL	GC	LV
P11	Amphibolit	N47 16.678	E14 59.593	937 m				
P12	Amphibolit	N47 16.667	E14 59.439	954 m				
P13	Tremolit-Serpentinit	N47 16.706	E14 59.382	945 m		x		
P14A	Zoisit-Amphibolit	N47 17.676	E15 00.525	775 m				
P14B	Zoisit-Amphibolit	N47 17.699	E15 00.535	775 m				
P14C	Zoisit-Amphibolit	N47 17.725	E15 00.508	784 m		x		
P15	Amphibolit/-schiefer	N47 16.980	E15 00.497	871 m				
P16	Amphibolit/-schiefer	N47 16.948	E15 00.436	887 m				
P17A	Amphibolit/-schiefer	N47 17.050	E15 00.335	902 m				
P17B	Quarzit	N47 17.052	E15 00.340	903 m		x		
P18	Amphibolit	N47 17.273	E15 00.138	999 m				
P19	Amphibolit/-schiefer	N47 16.724	E15 00.380	980 m				
P20	Amphibolit/-schiefer	N47 16.836	E15 00.124	1005 m				
P21	Tremolitfels	N47 17.029	E14 58.077	936 m		x		
P22	Amphibolschiefer	N47 16.662	E14 58.223	963 m		x		
P23	Amphibolit/-schiefer	N47 16.602	E14 58.670	954 m				
P24	Hornblendengneis	N47 17.971	E15 00.307	701 m		x		
P25	Amphibolit/-schiefer	N47 17.052	E15 00.526	821 m				
P26	Amphibolit/-schiefer	N47 16.878	E15 00.341	937 m				
A01	Dunit	N47 17.599	E14 58.145	740 m		Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
A02	Cr-Erz (Dunit)	N47 17.620	E14 57.864	709 m		Kofler (2014)	x	
A03	Eisenlaterit	N47 16.895	E14 59.459	854 m			x	5 Fraktionen
A04	Serpentinit	N47 17.894	E15 00.751	715 m			x	x
U01	Dunit/Serpentinit	N47 17.645	E14 57.840	752 m				
U02	Serpentinit	N47 17.667	E14 57.864	773 m	2		x	Kofler (in Arb.)
U03	Serpentinit	N47 17.778	E14 58.027	861 m		Kofler (2014)	x	
U04	Dunit/Serpentinit	N47 17.693	E14 58.186	861 m			x	Kofler (in Arb.)
U05	Dunit/Serpentinit	N47 17.585	E14 58.256	838 m			x	Kofler (in Arb.)
U06	Harzburgit	N47 17.556	E14 58.231	800 m			x	Kofler (in Arb.)
U07	Hornblendit	N47 17.563	E14 58.283	826 m				

Anhang B. - Tab.B1 (3/8)

Probenliste mit Koordinaten und durchgeführten Analysen

Proben Nr.	Lithologie	Koordinaten		Höhe	VG	Analysen		
		N	E	Z		DL	GC	LV
U08	Dunit	N47 17.604	E14 58.278	871 m		Kofler (2014)	x	5 Fraktionen
U09	Dunit/Serpentinit	N47 17.500	E14 58.520	858 m			x	Kofler (in Arb.)
U10	Harzburgit	N47 17.428	E14 58.546	839 m				
U11	Harzburgit	N47 17.619	E14 57.821	740 m			x	Kofler (in Arb.)
U12	Harzburgit	N47 17.520	E14 58.349	820 m				
U13	Dunit/Serpentinit	N47 17.523	E14 58.367	812 m				
U14	Harzburgit	N47 17.625	E14 58.811	901 m			x	Kofler (in Arb.)
U15	Dunit	N47 17.690	E14 58.916	901 m			x	Kofler (in Arb.)
U16	Serpentinit	N47 17.859	E14 58.703	837 m	2		x	Kofler (in Arb.)
U17	Dunit/Serpentinit	N47 17.587	E14 58.164	771 m			x	Kofler (in Arb.)
U18	Dunit/Serpentinit	N47 17.610	E14 58.187	801 m				
U19	Dunit/Harzburgit	N47 17.607	E14 58.200	791 m				
U20	Dunit/Serpentinit	N47 17.613	E14 58.208	830 m			x	Kofler (in Arb.)
U21	Harzburgit	N47 17.552	E14 58.276	807 m				
U22	Harzburgit	N47 17.510	E14 58.365	776 m				
U23	Harzburgit	N47 17.421	E14 58.632	851 m			x	Kofler (in Arb.)
U24	Orthopyroxenit	N47 17.444	E14 58.655	874 m		Kofler (2014)	x	
U25	Dunit/Serpentinit	N47 17.392	E14 58.685	876 m	2		x	Kofler (in Arb.)
U26	Serpentinit/Harzburgit	N47 17.338	E14 58.544	835 m				
U27	Harzburgit	N47 17.483	E14 58.457	805 m				
U28	Dunit	N47 17.426	E14 58.509	825 m			x	Kofler (in Arb.)
U29	Harzburgit	N47 17.420	E14 58.514	818 m				
U30	Orthopyroxenit	N47 17.422	E14 58.518	818 m				
U31	Serpentinit	N47 17.411	E14 58.538	824 m	2			
U32	Serpentinit	N47 17.301	E14 58.771	840 m	2	Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
U33	Serpentinit	N47 17.158	E14 58.935	887 m	3			
U34	Serpentinit	N47 17.553	E14 57.680	689 m	2			
U35	Serpentinit	N47 17.553	E14 57.702	700 m			x	Kofler (in Arb.)
U36	Dunit	N47 17.557	E14 57.698	699 m				
U37	Harzburgit	N47 17.578	E14 57.703	695 m				
U38	Hornblendit	N47 17.592	E14 57.730	694 m				

Anhang B. - Tab.B1 (4/8)

Probenliste mit Koordinaten und durchgeführten Analysen

Proben Nr.	Lithologie	Koordinaten		Höhe	VG	Analysen		
		N	E	Z		DL	GC	LV
U39	Dunit	N47 17.593	E14 57.742	700 m				
U40	Dunit	N47 17.591	E14 57.775	709 m		Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
U41	Hornblendit	N47 17.590	E14 57.845	724 m		Kofler (2014)	x	
U42	Dunit/Serpentinit	N47 17.617	E14 57.894	716 m				
U43	Dunit/Serpentinit	N47 17.618	E14 57.896	717 m				
U44	Dunit/Serpentinit	N47 17.627	E14 57.917	716 m			x	Kofler (in Arb.)
U45	Harzburgit	N47 17.523	E14 58.217	769 m			x	Kofler (in Arb.)
U46	Harzburgit	N47 17.429	E14 58.498	796 m				
U47	Serpentinit	N47 17.341	E14 58.499	818 m			x	Kofler (in Arb.)
U48	Serpentinit	N47 17.316	E14 58.570	835 m	2		x	Kofler (in Arb.)
U49	Serpentinit	N47 17.292	E14 58.612	834 m	3	Kofler (2014)	x	
U50	Serpentinit	N47 17.300	E14 58.689	841 m	2			
U51	Serpentinit	N47 17.264	E14 58.728	844 m	2		x	Kofler (in Arb.)
U52	Serpentinit	N47 17.342	E14 58.430	873 m	3		x	Kofler (in Arb.)
U53	Dunit/Serpentinit	N47 17.390	E14 58.419	867 m			x	Kofler (in Arb.)
U54	Hornblendit	N47 17.546	E14 57.660	682 m		Kofler (2014)	x	
U55	Dunit/Serpentinit	N47 17.537	E14 57.638	685 m			x	Kofler (in Arb.)
U55A	Dunit/Harzburgit	N47 17.539	E14 57.639	689 m				
U56	Serpentinit	N47 17.511	E14 57.562	676 m			x	Kofler (in Arb.)
U57	Harzburgit	N47 17.482	E14 57.695	752 m				
U58	Harzburgit	N47 17.454	E14 57.693	779 m				
U59	Harzburgit	N47 17.451	E14 57.720	797 m				
U60	Harzburgit	N47 17.432	E14 57.811	829 m		Kofler (2014)	x	
U61	<i>k.A.</i>	N47 17.500	E14 57.920	827 m				
U62	Dunit	N47 17.498	E14 57.933	837 m		Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
U63	Serpentinit/Pyroxenit	N47 17.505	E14 58.043	867 m				
U64	Dunit/Serpentinit	N47 17.497	E14 58.049	882 m			x	Kofler (in Arb.)
U65	Pyroxenit/Amphibolit	N47 17.529	E14 58.005	833 m	1			
U66	Serpentinit	N47 17.580	E14 57.310	734 m	2		x	Kofler (in Arb.)
U67	Serpentinit	N47 17.422	E14 57.366	781 m				
U68	Dunit/Serpentinit	N47 17.324	E14 57.379	841 m			x	Kofler (in Arb.)

Anhang B. - Tab.B1 (5/8)

Probenliste mit Koordinaten und durchgeführten Analysen

Proben Nr.	Lithologie	Koordinaten		Höhe		Analysen		
		N	E	Z	VG	DL	GC	LV
U69	Dunit/Serpentinit	N47 17.303	E14 57.505	846 m	1		x	Kofler (in Arb.)
U70	Serpentinit	N47 17.259	E14 57.696	825 m		Kofler (2014)	x	5 Fraktionen
U71	Harzburgit	N47 17.403	E14 57.644	707 m				
U72	Serpentinit	N47 17.402	E14 57.650	712 m		Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
U73	Pyroxenit	N47 17.220	E14 58.250	816 m		Kofler (2014)	x	
U74	?	N47 17.150	E14 58.313	848 m				
U75	Tremolit-Serpentinit	N47 17.008	E14 58.152	897 m		Kofler (2014)	x	5 Fraktionen
U76	Serpentinit	N47 17.222	E14 57.818	844 m	2		x	Kofler (in Arb.)
U77	Harzburgit	N47 17.420	E14 57.735	774 m				
U78	Harzburgit	N47 17.443	E14 57.731	797 m				
U79	Orthopyroxenit	N47 17.443	E14 57.739	804 m		Kofler (2014)	x	5 Fraktionen
U80	Harzburgit	N47 17.422	E14 57.802	813 m		Kofler (2014)	x	
U81	Dunit/Serpentinit	N47 17.434	E14 57.978	876 m				
U82	Dunit/Serpentinit	N47 17.416	E14 58.057	887 m				
U83	Dunit/Serpentinit	N47 17.431	E14 58.028	892 m			x	Kofler (in Arb.)
U84	Pyroxenit/Amphibolit	N47 17.364	E14 58.205	895 m				
U85	Harzburgit	N47 17.365	E14 58.208	900 m				
U86	Serpentinit	N47 17.250	E14 58.386	929 m	1		x	Kofler (in Arb.)
U87	?	N47 17.840	E15 00.113	738 m				
U87A	?	N47 17.831	E15 00.118	742 m				
U88	Serpentinit	N47 17.758	E15 00.114	813 m		Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
U89	Serpentinit	N47 17.717	E15 00.295	904 m		Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
U90	Dunit/Serpentinit	N47 17.747	E15 00.276	879 m			x	Kofler (in Arb.)
U90A	Serpentinit	N47 17.742	E15 00.266	880 m				
U91	Hornblendit	N47 17.772	E15 00.234	843 m		Kofler (2014)	x	
U92	Pyroxenit	N47 17.684	E15 00.246	897 m				
U93	?	N47 17.683	E15 00.248	897 m				
U94	Dunit/Serpentinit	N47 17.643	E15 00.200	914 m	2		x	Kofler (in Arb.)
U95	Dunit	N47 17.575	E15 00.072	942 m		Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
U96	Dunit/Harzburgit	N47 17.551	E15 00.236	983 m				
U97	Dunit/Serpentinit	N47 17.483	E15 00.102	1024 m			x	Kofler (in Arb.)

Anhang B. - Tab.B1 (6/8)

Probenliste mit Koordinaten und durchgeführten Analysen

Proben Nr.	Lithologie	Koordinaten		Höhe	VG	Analysen		
		N	E			Z	DL	GC
U98	Dunit/Serpentinit	N47 17.680	E15 00.053	821 m			x	Kofler (in Arb.)
U99	Dunit/Serpentinit	N47 17.658	E14 59.818	808 m			x	Kofler (in Arb.)
U100	Dunit/Serpentinit	N47 17.607	E14 59.791	828 m				
U101	Dunit	N47 17.531	E14 59.844	889 m		Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
U102	Dunit/Serpentinit	N47 17.570	E14 59.715	796 m				
U103	Serpentinit	N47 17.664	E14 59.576	821 m	2			
U104	Dunit/Serpentinit	N47 17.570	E14 58.885	918 m			x	Kofler (in Arb.)
U105	Dunit/Serpentinit	N47 17.622	E14 59.646	763 m				
U106	Dunit	N47 17.555	E14 59.678	761 m		Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
U107	Dunit	N47 17.448	E14 59.704	773 m		Kofler (2014)	x	Kofler (in Arb.)
U108	Serpentinit	N47 17.445	E14 59.700	788 m	2			
U109	Dunit/Serpentinit	N47 17.428	E14 59.651	772 m			x	Kofler (in Arb.)
U110	Dunit	N47 17.618	E14 59.657	759 m		Kofler (2014)	x	5 Fraktionen
U111	Tremolit-Serpentinit	N47 17.244	E14 59.594	795 m	1	x	x	Kofler (in Arb.)
U112	Harzburgit	N47 17.302	E14 59.570	778 m				
U113	Metapyroxenit	N47 17.080	E14 59.595	855 m		x		
U114	Serpentinit	N47 17.256	E14 59.665	852 m		x		
U115	Metapyroxenit	N47 17.265	E14 59.670	851 m		x		
U116	Serpentinit	N47 17.086	E14 59.571	846 m	3		x	Kofler (in Arb.)
U117	Metapyroxenit	N47 17.046	E14 59.655	881 m				
U118	Tremolitfels	N47 17.037	E14 59.651	878 m		x		
U119	Tremolit-Serpentinit	N47 16.935	E14 59.722	881 m	1	x	x	Kofler (in Arb.)
U120	Hornblendit	N47 16.984	E14 59.785	915 m		x		
U121	Tremolit-Serpentinit	N47 16.958	E14 59.811	918 m				
U122	Serpentinit	N47 17.217	E14 59.809	952 m	1	x	x	Kofler (in Arb.)
U123	Metapyroxenit	N47 17.111	E14 59.755	920 m				
U124	Dunit/Serpentinit	N47 17.657	E14 59.599	811 m			x	Kofler (in Arb.)
U125	Harzburgit	N47 17.612	E14 59.594	785 m		x	x	Kofler (in Arb.)
U126	Tremolit-Serpentinit	N47 17.265	E14 59.343	871 m	2	x	x	Kofler (in Arb.)
U127	Serpentinit	N47 17.254	E14 59.349	865 m	2			
U128	Serpentinit	N47 17.215	E14 59.365	862 m		x	x	Kofler (in Arb.)

Anhang B. - Tab.B1 (7/8)

Probenliste mit Koordinaten und durchgeführten Analysen

Proben Nr.	Lithologie	Koordinaten		Höhe	VG	Analysen		
		N	E	Z		DL	GC	LV
U129	Pyroxen-Antigoritit	N47 17.214	E14 59.367	862 m		x		
U130	Tremolit-Serpentinit	N47 16.734	E14 59.608	931 m				
U131	Serpentinit	N47 17.697	E15 00.530	778 m				
U132	Dunit/Serpentinit	N47 17.459	E15 00.450	859 m			x	Kofler (in Arb.)
U133	Serpentinit	N47 17.280	E15 00.436	856 m	1		x	Kofler (in Arb.)
U134	Pyroxenit	N47 17.225	E15 00.379	917 m				
U135	Metapyroxenit	N47 17.317	E15 00.300	918 m		x		
U136	Harzburgit	N47 17.480	E15 00.278	976 m			x	Kofler (in Arb.)
U137	Metapyroxenit	N47 17.346	E15 00.189	990 m		x		
U138	Tremolit-Serpentinit	N47 17.302	E15 00.159	994 m		x		
U139	Zoisit-Amphibolit	N47 17.219	E15 00.163	990 m		x		
U140	Serpentinit	N47 17.031	E14 58.903	882 m	3		x	Kofler (in Arb.)
U141	Tremolit-Serpentinit	N47 17.045	E14 58.863	899 m				
U142	Serpentinit	N47 17.356	E14 58.445	883 m				
U143	Metapyroxenit	N47 16.904	E14 58.388	941 m		x		
U144	Serpentinit	N47 16.695	E14 59.551	953 m	2		x	Kofler (in Arb.)
U145	Tremolit-Serpentinit	N47 16.858	E14 59.562	881 m				
U146	Dunit/Serpentinit	N47 16.998	E15 00.010	1010 m			x	Kofler (in Arb.)
U147	Tremolit-Serpentinit	N47 17.079	E14 59.990	1017 m		x		
U148	Tremolit-Serpentinit	N47 17.286	E15 00.075	998 m		x		
U149	Serpentinit	N47 17.031	E14 58.076	936 m	2		x	Kofler (in Arb.)
U150	Tremolit-Serpentinit	N47 17.104	E14 58.079	939 m		x		
U151	Klinopyroxenit	N47 17.225	E15 00.379	910 m		x		
U152	Serpentinit	N47 17.190	E15 00.333	906 m			x	Kofler (in Arb.)
U153	Tremolit-Serpentinit	N47 17.133	E15 00.386	897 m		x		
U154	Tremolitifels	N47 17.206	E15 00.150	1000 m				
U155	Serpentinit	N47 16.989	E14 58.885	901 m	3	x	x	5 Fraktionen
U156	Tremolitifels	N47 16.977	E14 58.894	903 m		x		
U157	Dunit/Serpentinit	N47 17.615	E14 57.510	712 m			x	Kofler (in Arb.)
U158	Dunit/Serpentinit	N47 17.663	E14 57.734	762 m			x	Kofler (in Arb.)
U159	Dunit/Serpentinit	N47 17.638	E14 57.803	761 m			x	Kofler (in Arb.)

Anhang B. - Tab.B1 (8/8)

Probenliste mit Koordinaten und durchgeführten Analysen

Proben Nr.	Lithologie	Koordinaten		Höhe	VG	Analysen		
		N	E	Z		DL	GC	LV
U160	Dunit/Serpentinit	N47 17.694	E14 57.951	782 m			x	Kofler (in Arb.)
U161	Dunit/Serpentinit	N47 17.691	E14 58.044	794 m			x	Kofler (in Arb.)
U162	Dunit/Serpentinit	N47 17.649	E14 58.172	818 m			x	Kofler (in Arb.)
U163	Dunit/Serpentinit	N47 17.269	E14 58.604	845 m			x	Kofler (in Arb.)
U164	Dunit/Serpentinit	N47 17.224	E14 58.743	840 m			x	Kofler (in Arb.)
U165	Dunit/Serpentinit	N47 17.095	E14 58.775	877 m			x	Kofler (in Arb.)
U166	Tremolitfels	N47 17.021	E14 58.918	869 m				

Gesteinsnamen ... (fettgedruckt) nachgewiesener und gesicherter Gesteinstyp (mittels Durchlichtmikroskopie); Lithologien mit vorliegenden geochemischen Analysen können ebenfalls als bestätigt angesehen werden; die übrigen Lithologien wurden nur an Hand makroskopischer Merkmale bestimmt)

VG ... Verwitterungsgrad (subjektive Beurteilung: 1 - gering, 2 - mäßig, 3 - stark)

DL ... Durchlichtmikroskopie (x - in dieser Arbeit durchgeführt, Kofler (2014) - in Kofler (2014))

GC ... Geochemische Analyse (x - in dieser Arbeit durchgeführt)

LV ... Lösungsversuch (x bzw. 5 Fraktionen - in dieser Arbeit durchgeführt, Kofler (in Arb.) - in Ausarbeitung)

Anhang B. - Tab.B2 (1/2)

Weitere Punktkoordinaten im Gelände

Punkt Bez.	Kategorie	Koordinaten		Höhe
		N	E	Z
461	Mamorband	N47 17.506	E14 57.168	821 m
?02	Sonderpunkt	N47 17.533	E14 57.942	806 m
?03	Sonderpunkt	N47 17.335	E14 57.868	758 m
?04	Sonderpunkt	N47 17.338	E14 57.861	757 m
?06	Sonderpunkt	N47 17.414	E14 59.513	831 m
SEITENENT01	Seitenentnahme	N47 17.554	E14 58.182	749 m
SEITENENT02	Seitenentnahme	N47 17.765	E14 58.522	882 m
SEITENENT03	Seitenentnahme	N47 17.458	E14 58.492	819 m
SEITENENT04	Seitenentnahme	N47 17.639	E14 57.973	729 m
SEITENENT05	Seitenentnahme	N47 17.361	E14 58.431	871 m
SEITENENT06	Seitenentnahme	N47 17.369	E14 57.284	846 m
SEITENENT07	Seitenentnahme	N47 17.406	E14 57.638	706 m
SEITENENT08	Seitenentnahme	N47 17.103	E14 58.087	936 m
SEITENENT09	Seitenentnahme	N47 17.253	E14 58.377	926 m
SEITENENT10	Seitenentnahme	N47 17.549	E15 00.239	981 m
SEITENENT11	Seitenentnahme	N47 17.813	E14 59.113	859 m
SEITENENT12	Seitenentnahme	N47 17.672	E14 59.612	819 m
SEITENENT13	Seitenentnahme	N47 17.208	E14 59.409	824 m
SEITENENT14	Seitenentnahme	N47 16.740	E14 59.608	931 m
SEITENENT15	Seitenentnahme	N47 17.700	E15 00.535	746 m
SEITENENT16	Seitenentnahme	N47 16.869	E15 00.369	938 m
SEITENENT17	Seitenentnahme	N47 17.074	E14 59.985	1016 m
SEITENENT18	Seitenentnahme	N47 17.027	E15 00.302	891 m
BI (155007)	Bohrung	N47 17.670	E14 59.730	711 m
BII (155008)	Bohrung	N47 17.440	E14 59.650	750 m
BIII (155009)	Bohrung	N47 17.620	E14 59.250	891 m
BIV (155010)	Bohrung	N47 17.590	E14 59.260	896 m
Qu_Neuweger	gefasste Quelle	N47 17.790	E14 58.700	842 m
Qu_Fellhube	Quelle	N47 17.400	E14 58.880	867 m
Qu_SommergrII	Quelle	N47 17.010	E14 59.040	867 m
Qu_SommergrII	Quelle	N47 17.590	E14 57.800	688 m
Qu_Pöllerberg	Quelle	N47 17.460	E14 57.300	760 m
Qu_Tanzm_I	gefasste Quelle	N47 17.330	E14 59.210	878 m
Qu_Tanzm_II	Quelle	N47 17.260	E14 59.300	861 m
Qu_Manghube	Quelle	N47 17.570	E14 59.530	814 m
Qu_Pall	Quelle	N47 17.790	E14 59.730	745 m
Qu_Grubergr_I	Quelle	N47 17.200	E15 00.550	830 m
Qu_Grubergr_II	Quelle	N47 17.160	E15 00.520	824 m
Qu_Grubergr_III	Quelle	N47 16.850	E15 00.580	876 m
Qu_Grubergr_IV	Quelle	N47 16.830	E15 00.610	871 m
Qu_Hollerschach_I	Quelle	N47 16.840	E14 58.280	924 m
Qu_Hollerschach_II	Quelle	N47 16.840	E14 58.300	925 m
Qu_Preggraben	Quelle	N47 16.670	E14 58.510	970 m
Qu_Spitzeralm	Quelle	N47 16.610	E14 59.440	977 m
Fe-Indi1	Eisen-Indikation	N47 17.040	E14 59.120	895 m
Fe-Indi2	Eisen-Indikation	N47 17.180	E14 59.390	805 m
Fe-Indi3	Eisen-Indikation	N47 17.360	E14 59.350	847 m
Fe-Indi4	Eisen-Indikation	N47 17.570	E14 59.250	898 m

Punkt Bez.	Kategorie	Koordinaten		Höhe
		N	E	Z
Fe-Indi5	Eisen-Indikation	N47 17.680	E14 59.490	830 m
Fe-Indi6	Eisen-Indikation	N47 17.770	E14 59.640	765 m
Cr-Lag1	Chromit-Lage	N47 17.100	E14 58.080	925 m
Cr-Lag2	Chromit-Lage	N47 17.010	E14 57.990	964 m
Cr-Lag3	Chromit-Lage	N47 17.500	E14 58.060	832 m
Cr-Lag4	Chromit-Lage	N47 17.620	E14 57.870	733 m
Cr-Lag5	Chromit-Lage	N47 17.590	E14 58.150	747 m
Cr-Lag6	Chromit-Lage	N47 17.590	E14 58.160	765 m
Cr-Lag7	Chromit-Lage	N47 17.670	E14 58.170	827 m

C. Stollen und Abbaustellen

Die folgende Liste enthält alle im Arbeitsgebiet angetroffenen Stollen, Schurf- und obertägigen Abbaustellen (Tagebaue) sowie Schächte. Es wird kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben. Es ist davon auszugehen, dass manche Stollen durch Verbruch der Mundlöcher im Gelände nicht mehr zu erkennen sind. Die folgende Liste basiert auf der Geländebegehung im Rahmen dieser Arbeit, unterstützt durch eine hochauflösende Laserscan-Aufnahme dieses Gebietes.

Rohstoff	
Mgs	Magnesit
Cr	Chromit
Fe	Eisenerz (Limonit)

Stollen und Abbaustellen

Stollen Nr.	Koordinaten		Höhe Z	Abbaustelle	Rohstoff	Länge [m]	Zustand	Anmerkung
	N	E						
S01	N47 17.557	E14 57.553	709 m	Schurf	Cr			
S02	N47 17.578	E14 57.551	719 m	Schurf	Cr			2 kleine Stellen
S03	N47 17.667	E14 57.864	773 m	Stollen	Mgs		verbrochen	weitere Schurfstellen im Nahbereich
S04	N47 17.673	E14 57.914	761 m	Stollen	Mgs	<100	zugänglich	am Ende nach oben hin verfüllt
S05	N47 17.666	E14 57.886	763 m	Stollen	Mgs		zugänglich	nach wenigen Metern verfüllt
S06	N47 17.659	E14 57.918	745 m	Stollen	Mgs		verbrochen	nur kl. Spalt
S07	N47 17.673	E14 57.924	756 m	Stollen	Mgs		zugänglich	nach 20-30m verfüllt, Schacht i.d. Nähe
S08	N47 17.699	E14 57.924	776 m	Stollen	Mgs	20	zugänglich	Eingang verwachsen
S09	N47 17.697	E14 57.949	777 m	Stollen	Mgs	<10	zugänglich	Eingang verbrochen
S10	N47 17.681	E14 57.951	732 m	Stollen	Mgs	20-30	zugänglich	Eingang verwachsen
S11	N47 17.712	E14 57.983	782 m	Stollen	Mgs	20-30	zugänglich	Eingang verbrochen, Zugang durch Spalt
S12	N47 17.590	E14 58.233	819 m	Schurf	Mgs		verfüllt	etwa 3m tief
S12A	N47 17.589	E14 58.236	819 m	Schurf	Mgs		verbrochen	
S13	N47 17.582	E14 58.232	810 m	Stollen	Mgs		zugänglich	nach 20m verfüllt
S14	N47 17.586	E14 58.229	810 m	Stollen	Mgs		zugänglich	nach 10m verfüllt
S15	N47 17.609	E14 58.209	813 m	Schurf	Mgs		verbrochen	
S16	N47 17.621	E14 58.196	809 m	Schurf	Mgs			Fortsetzung von S15
S17	N47 17.626	E14 58.198	809 m	Stollen	Mgs	15	zugänglich	
S18	N47 17.640	E14 58.192	811 m	Schurf	Mgs			am Fuße einer Geröllhalde
S19	N47 17.673	E14 58.126	811 m	Stollen	Mgs	20	verfüllt	Tunnel
S20	N47 17.700	E14 58.112	813 m	Stollen	Mgs	20	zugänglich	
S21	N47 17.655	E14 58.088	778 m	Stollen	Mgs	40	verbrochen	Tunnel
S21A	N47 17.669	E14 58.083	786 m	Stollen	Mgs		verbrochen	Seitenast von S20
S22	N47 17.649	E14 58.096	771 m	Stollen	Mgs	30	zugänglich	nach 10m verfüllt; kl. Spalt und noch 20m
S23	N47 17.592	E14 58.162	765 m	Schacht	Cr		zugänglich	nach wenigen Metern verfüllt
S24	N47 17.596	E14 58.146	755 m	Stollen	Cr		verbrochen	<i>am 17.09.2014 verschlossen</i>
S25	N47 17.596	E14 58.136	747 m	Stollen	Cr	20-30	zugänglich	<i>am 17.09.2014 verschlossen</i>
S26	N47 17.616	E14 57.866	709 m	Stollen	Cr	>100	zugänglich	Hauptstrecke parallel zum Talverlauf
S26A	N47 17.624	E14 57.864	727 m	Stollen	Cr		verbrochen	eine Etage über S26, vermuteter Eingang
S26B	N47 17.624	E14 57.858	733 m	Stollen	Cr		verbrochen	Schacht, mündet in S26 und S26A
S27	N47 17.644	E14 57.929	705 m	Schurf/Stollen	Mgs/Cr		verbrochen	

Stollen und Abbaustellen

Stollen Nr.	Koordinaten		Höhe Z	Abbaustelle	Rohstoff	Länge [m]	Zustand	Anmerkung
	N	E						
S28	N47 17.538	E14 58.221	771 m	Stollen	Mgs		verbrochen	
S29	N47 17.547	E14 58.231	781 m	Stollen	Mgs		verbrochen	
S30	N47 17.456	E14 58.515	816 m	Stollen	Mgs	unbek.	zugänglich	starke Wasserführung am Mundloch
S31	N47 17.517	E14 58.403	793 m	Stollen	Mgs	15	zugänglich	Eingang verbrochen
S32	N47 17.533	E14 58.382	806 m	Tagebau	Mgs			
S33	N47 17.567	E14 58.335	825 m	Stollen	Mgs		verbrochen	
S34	N47 17.648	E14 58.079	757 m	Stollen	Mgs	60	zugänglich	am Ende nach oben hin verfüllt
S35	N47 17.600	E14 58.134	746 m	Stollen	Cr		verbrochen	<i>am 17.09.2014 verschlossen</i>
S36	N47 17.529	E14 58.260	758 m	Stollen	Mgs		verbrochen	
S37	N47 17.536	E14 58.364	821 m	Stollen	Mgs	20	zugänglich	
S38	N47 17.593	E14 58.151	761 m	Stollen	Cr		verbrochen	nur kl. Spalt, <i>am 17.09.2014 verschlossen</i>
S39	N47 17.603	E14 58.180	793 m	Schurf	Cr			1,5m tief
S40	N47 17.571	E14 58.213	795 m	Stollen	Mgs		verbrochen	
S41	N47 17.575	E14 58.284	839 m	Schurf	Mgs		verbrochen	
S42	N47 17.551	E14 57.687	698 m	Stollen	Mgs		verbrochen	Eingang verwachsen
S43	N47 17.551	E14 57.695	701 m	Stollen	Mgs		verbrochen	
S44	N47 17.555	E14 57.693	695 m	Stollen	Mgs		verbrochen	Eingang mit Dachziegeln zugestellt
S45	N47 17.565	E14 57.701	700 m	Schurf	Mgs			
S46	N47 17.523	E14 58.222	747 m	Stollen	Mgs		verbrochen	Eingang verwachsen
S47	N47 17.323	E14 57.975	788 m	Stollen	Mgs	5	zugänglich	Eingang verwachsen, verbrochen
S48	N47 17.328	E14 57.976	792 m	Schurf	Mgs		verfüllt	
S49	N47 17.411	E14 57.868	834 m	Stollen	Mgs		verfüllt	verbrochen
S50	N47 17.402	E14 57.906	834 m	Schurf	Mgs			
S51	N47 17.424	E14 57.969	863 m	Schurf	Mgs			
S52	N47 17.398	E14 57.972	833 m	Stollen	Mgs		verbrochen	nur kl. Spalt
S53	N47 17.395	E14 57.884	818 m	Stollen	Mgs		verbrochen	Eingang verbrochen
S54	N47 17.386	E14 57.885	808 m	Schurf	Mgs		verbrochen	möglicherweise auch Stollen
S55	N47 17.381	E14 57.880	802 m	Stollen	Mgs	50	zugänglich	teilweise verbrochen (v.a. Eingang)
S56	N47 17.373	E14 57.877	796 m	Schurf	Mgs			
S57	N47 17.368	E14 57.870	789 m	Schurf	Mgs			
S58	N47 17.355	E14 57.884	781 m	Schurf	Mgs			

Stollen und Abbaustellen

Stollen Nr.	Koordinaten		Höhe Z	Abbaustelle	Rohstoff	Länge [m]	Zustand	Anmerkung
	N	E						
S59	N47 17.358	E14 57.872	779 m	Schurf	Mgs			
S61	N47 17.367	E14 57.930	793 m	Stollen	Mgs		verbrochen	möglicherweise auch Schurf
S62	N47 17.380	E14 57.938	811 m	Schurf	Mgs			
S63A&B	N47 17.405	E14 57.989	847 m	Stollen	Mgs	>100	zugänglich	2 Eingänge
S63C	N47 17.399	E14 57.994	845 m	Stollen	Mgs		verfüllt	nach 5m verfüllt
S63D	N47 17.399	E14 58.000	850 m	Schacht	Mgs		verfüllt	mündet in verfüllten Stollen S63C
S64	N47 17.405	E14 57.996	850 m	Schurf	Mgs			
S65	N47 17.385	E14 58.016	844 m	Stollen	Mgs	5	zugänglich	
S66	N47 17.386	E14 58.022	845 m	Schurf	Mgs		verfüllt	
S67	N47 17.383	E14 58.037	844 m	Schurf	Mgs			verwachsen
S68	N47 17.378	E14 58.040	839 m	Stollen	Mgs		verbrochen	verwachsen
S69	N47 17.365	E14 58.050	834 m	Stollen	Mgs		verbrochen	nur kl. Spalt
S70	N47 17.365	E14 58.108	846 m	Schurf	Mgs			möglicherweise verbrochener Stollen
S71	N47 17.373	E14 58.137	865 m	Schurf/Schacht	Mgs			mehrere Meter tief
S72A	N47 17.376	E14 58.133	867 m	Schurf	Mgs			verwachsen
S72B	N47 17.376	E14 58.133	868 m	Schurf	Mgs			verwachsen
S72C	N47 17.380	E14 58.125	865 m	Schurf	Mgs			verwachsen
S73	N47 17.384	E14 58.072	860 m	Schurf	Mgs			verwachsen
S74	N47 17.391	E14 58.073	865 m	Stollen	Mgs		verbrochen	nur kl. Spalt
S75	N47 17.405	E14 58.081	879 m	Schurf	Mgs			
S76	N47 17.402	E14 58.074	877 m	Stollen	Mgs		verbrochen	möglicherweise Schurf
S77	N47 17.371	E14 58.200	895 m	Schurf	Mgs			
S78	N47 17.367	E14 58.205	895 m	Schurf	Mgs			
S79	N47 17.658	E14 59.198	896 m	Tagebau	Kies			im Neogen des Lichtensteinerberges
S80	N47 17.478	E14 59.720	777 m	Stollen	Mgs	5	zugänglich	
S81	N47 17.561	E14 57.457	647 m	Stollen	Mgs		verbrochen	nicht gesichert
S82	N47 17.654	E14 57.733	744 m	Schurf	Mgs			verbrochen, verwachsen
S83	N47 17.696	E14 58.030	781 m	Stollen	Mgs		verbrochen	kaum noch erkennbar
S84	N47 17.675	E14 58.141	820 m	Stollen	Mgs		zugänglich	nach 10m verfüllt, nur 1m hoch
S85	N47 17.671	E14 58.140	818 m	Stollen	Mgs		verbrochen	Verlauf morphologisch verfolgbar
S86	N47 17.681	E14 58.131	823 m	Schacht	Mgs		verbrochen	im Zusammenhang mit S19

Stollen und Abbaustellen

Stollen Nr.	Koordinaten		Höhe Z	Abbaustelle	Rohstoff	Länge [m]	Zustand	Anmerkung
	N	E						
S87	N47 17.651	E14 58.170	816 m	Stollen	Mgs		verbrochen	parallel zu S88
S88	N47 17.649	E14 58.170	816 m	Stollen	Mgs		verbrochen	parallel zu S87
S89	N47 16.999	E14 58.712	891 m	Stollen	Fe		verbrochen	Rablstollen, Morphologisch erkennbar
S90	N47 16.890	E14 59.451	867 m	Stollen	Fe			Ederstollen, kaum noch erkennbar
S91	N47 17.547	E14 58.877	900 m	Tagebau	Mgs			verwachsen
S91A	N47 17.565	E14 58.931	914 m	Tagebau	Mgs			verwachsen
S91B	N47 17.562	E14 58.884	914 m	Tagebau	Mgs			verwachsen
S92	N47 17.420	E14 59.647	772 m	Schurf	Mgs		verbrochen	
TO01	N47 17.510	E14 58.069	833 m	Tagebau	Mgs/Cr			gr. Tagebau Ost, verwachsen, verbrochen
TO01-S01	N47 17.503	E14 58.070	832 m	Stollen	Cr	10	zugänglich	
TO01-S02	N47 17.504	E14 58.065	834 m	Stollen	Mgs	10	zugänglich	Eingang verbrochen, Mgs bis 1,5m mächtig
TO01-S03	N47 17.510	E14 58.060	830 m	Stollen	Mgs	10	zugänglich	3-4m breit
TW01	N47 17.502	E14 57.917	822 m	Tagebau	Mgs/Cr			verbrochen
TW02	N47 17.488	E14 57.951	851 m	Tagebau	Mgs/Cr			verwachsen
TW03	N47 17.498	E14 57.981	853 m	Tagebau	Mgs/Cr			verwachsen, verbrochen
TW04	N47 17.484	E14 57.992	888 m	Tagebau	Mgs/Cr			
TW05	N47 17.478	E14 57.975	886 m	Tagebau	Mgs/Cr			
TW06	N47 17.478	E14 57.995	892 m	Tagebau	Mgs/Cr			
TW07	N47 17.525	E14 57.996	834 m	Tagebau	Mgs/Cr			großer Tagebau West, verwachsen
TW07-S01	N47 17.526	E14 57.992	827 m	Stollen	Mgs		zugänglich	nach 10m verfüllt, Eingang verbrochen
L01	N47 17.441	E14 58.169	845 m	Pinge	Mgs			
L02	N47 17.453	E14 58.178	833 m	Pinge	Mgs			2 kleine Pingen
L03	N47 17.456	E14 58.183	827 m	Pinge	Mgs			2 kleine Pingen
L04	N47 17.462	E14 58.192	823 m	Pinge	Mgs			
L05	N47 17.485	E14 58.217	795 m	Schurf	Mgs		verfüllt	
L06	N47 17.490	E14 58.221	792 m	Schurf	Mgs			2 hangparallele Schürfe
L07	N47 17.501	E14 58.232	784 m	Pinge	Mgs			mehrere Meter tief
L08	N47 17.508	E14 58.231	775 m	Pinge	Mgs			
L09	N47 17.518	E14 58.221	769 m	Pinge/Schurf	Mgs			in Zusammenhang mit S46
L10	N47 17.470	E14 58.180	816 m	Schurf	Mgs			
L11	N47 17.470	E14 58.190	821 m	Schurf	Mgs			ausgemauerte Umrandung

Stollen und Abbaustellen

Stollen Nr.	Koordinaten		Höhe Z	Abbaustelle	Rohstoff	Länge [m]	Zustand	Anmerkung
	N	E						
L12	N47 17.329	E14 57.904	787 m	Schurf	Mgs			vermutlich Schurf
L13	N47 16.902	E14 59.449	867 m	Pinge	Fe			bei Ederstollen
L14	N47 17.031	E14 58.689	899 m	Pinge	Fe			bei Rablstollen

D. Analyseergebnisse

Dieser Anhang enthält Tabellen mit den Ergebnissen aus den verschiedenen Analyseverfahren.

	Nummer	Beschriftung
Tabelle	Tab.D1	Ergebnisse der geochemischen Gesamtgesteinsanalyse (mittels RFA-Analyse)
Tabelle	Tab.D2	Ergebnisse der geochemischen Gesamtgesteinsanalyse (Actlabs)
Tabelle	Tab.D3	Lösungsversuche: Probenbezeichnung, Einwaage des Probenmaterials, Lösungsdauer und Masse des Rückstandes
Tabelle	Tab.D4	Lösungsversuche: Messwerte der AAS-Analyse
Tabelle	Tab.D5	Lösungsversuche: Ergebnisse aus der AAS-Analyse
Tabelle	Tab.D6	Lösungsversuche: Ergebnisse der geochemischen Rückstandsanalyse (mittels RFA-Analyse)
Tabelle	Tab.D7	Lösungsversuche: Massenbilanz
Tabelle	Tab.D8	Mikrosonde: Quantitative Ergebnisse (WDS) von unlöslichem Rückstand
Tabelle	Tab.D9	REM: Quantitative Ergebnisse (EDS) der analysierten Mineralaggregate der Proben U115 und U129 (inkl. Sauerstoffnormalisierung)
Tabelle	Tab.D10	Petrographie: Modalbestand der mineralogisch-petrographisch untersuchten Gesteinsproben
Tabelle	Tab.D11	Petrographie: Prozentuelle mineralogische Zusammensetzung der mineralogisch-petrographisch untersuchten Gesteinsproben (inkl. normierter Mineralbestände für Gesteinsklassifikation)
Tabelle	Tab.D12	Auflistung der Gehalte einiger Spurenelemente in unterschiedlichen Lithologien

Komponente	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	SO3	K2O	CaO	TiO2	Cr2O3	MnO	Fe2O3	GLV	Summe	#Mg ¹⁾
Gehalt	g/100g														
Nachweisgrenze	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		0,01	
Proben Nr.															
A01	0,05	42,59	0,21	39,70	<0,01	<0,01	<0,01	0,14	<0,01	0,316	0,12	9,05	8,32	100,50	90,3
A02	2,22	31,06	3,83	26,79	0,012	0,02	0,04	0,30	0,05	17,24	0,14	14,15	6,34	102,19	81,3
A03	<0,01	0,49	3,72	3,98	0,09	<0,01	<0,01	0,05	0,15	5,91	0,34	73,79	11,68	100,19	1,3
A04	0,07	40,21	0,23	37,85	<0,01	0,14	0,01	0,49	0,01	0,48	0,14	10,01	11,06	100,70	88,8
U03	0,14	38,85	0,57	41,47	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,444	0,06	6,43	12,35	100,33	92,3
U08	0,08	43,82	0,20	38,73	<0,01	<0,01	<0,01	0,13	<0,01	0,543	0,12	9,23	5,80	98,65	90,4
U24	0,11	33,27	0,61	55,81	<0,01	<0,01	<0,01	0,93	0,02	0,464	0,19	7,82	1,92	101,14	89,4
U32	0,03	34,69	0,08	38,78	<0,01	<0,01	0,01	0,08	<0,01	0,325	0,06	9,10	17,18	100,34	88,3
U40	0,04	39,62	0,15	35,93	<0,01	0,13	<0,01	0,34	0,01	0,442	0,17	12,93	10,78	100,54	85,9
U41	0,22	33,54	0,37	45,33	<0,01	0,15	<0,01	1,77	0,03	0,429	0,16	9,96	8,52	100,48	87,0
U49	0,14	24,65	0,17	51,65	0,017	<0,01	<0,01	0,06	<0,01	0,445	0,18	10,48	12,14	99,93	82,3
U54	0,26	30,60	0,77	50,36	<0,01	0,12	<0,01	0,99	0,05	0,317	0,18	9,89	7,30	100,84	86,0
U60	0,11	35,92	0,54	49,00	<0,01	<0,01	<0,01	0,93	0,04	0,248	0,15	8,29	5,31	100,54	89,6
U62	0,11	46,12	0,09	38,82	<0,01	0,03	<0,01	0,19	<0,01	0,571	0,09	6,67	7,67	100,36	93,2
U70	0,38	36,71	0,53	39,51	<0,01	<0,01	<0,01	0,16	<0,01	0,396	0,10	7,32	15,52	100,63	90,9
U72	0,05	43,00	0,06	34,40	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	0,619	0,08	6,23	15,73	100,21	93,2
U73	0,38	22,51	1,34	47,92	<0,01	0,09	0,01	12,21	0,10	0,191	0,19	10,02	5,48	100,44	81,6
U75	0,19	33,88	0,74	39,65	<0,01	0,02	<0,01	0,28	0,04	0,502	0,12	14,66	10,88	100,96	82,1
U79	0,26	32,36	0,57	53,33	<0,01	<0,01	0,01	1,34	0,05	0,356	0,20	9,55	2,93	100,96	87,0
U80	0,04	36,12	0,07	37,83	<0,01	<0,01	<0,01	0,16	<0,01	0,134	0,16	12,64	13,33	100,48	85,0
U88	0,20	35,92	0,35	40,43	<0,01	<0,01	<0,01	0,18	<0,01	0,393	0,08	7,35	15,45	100,35	90,6
U89	0,25	37,40	0,05	38,80	0,014	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	0,274	0,10	7,13	16,26	100,33	91,2
U91	0,18	32,88	0,62	54,94	<0,01	<0,01	0,02	0,98	0,02	0,349	0,15	7,16	3,14	100,44	90,1
U95	0,39	42,53	0,15	37,66	<0,01	<0,01	<0,01	0,10	<0,01	0,371	0,11	8,79	11,09	101,19	90,5
U101	0,04	45,44	0,09	39,82	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	0,187	0,08	6,48	8,43	100,61	93,3
U106	0,15	44,12	0,04	40,06	<0,01	<0,01	<0,01	0,28	<0,01	0,302	0,11	8,72	6,57	100,35	90,9
U107	0,09	43,63	0,36	41,25	<0,01	<0,01	<0,01	0,35	<0,01	0,375	0,11	8,10	6,25	100,52	91,4
U110	0,04	44,68	0,22	39,93	<0,01	<0,01	<0,01	0,07	<0,01	0,505	0,11	9,10	5,65	100,31	90,7
U155	0,01	33,24	0,21	38,18	0,02	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	0,86	0,17	13,81	13,99	100,53	82,7

¹⁾ #Mg = 100 x Mg/(Mg+Fe)

Komponente	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pb	Th
Gehalt	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
Nachweisgrenze	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Proben Nr.																		
A01	<10	22	2162	139	2331	17	44	<10	<10	22	<10	<10	<10	19	<10	<10	<10	<10
A02	<10	556	118933	178	1779	<10	303	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10
A03	47	520	40597	384	2538	765	448	<10	13	42	21	157	13	89	41	<10	18	42
A04	<10	25	3285	121	1559	142	445	<10	<10	<10	<10	49	<10	<10	<10	<10	<10	<10
U03	<10	23	3043	87	1956	27	48	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
U08	<10	20	3720	124	2300	25	49	<10	<10	12	<10	<10	<10	25	<10	<10	<10	<10
U24	10	56	3174	92	409	<10	42	<10	<10	21	<10	<10	<10	14	<10	20	<10	<10
U32	<10	11	2225	127	2288	25	47	<10	<10	21	<10	<10	<10	18	<10	<10	<10	<10
U40	<10	53	3026	145	2614	141	62	<10	<10	21	<10	<10	<10	20	<10	<10	<10	<10
U41	14	70	2936	113	1104	207	51	<10	<10	24	<10	<10	<10	25	<10	<10	<10	<10
U49	<10	34	3045	116	2625	<10	64	<10	<10	20	<10	<10	<10	16	12	<10	12	<10
U54	17	92	2171	123	995	211	53	<10	<10	24	<10	<10	<10	21	<10	<10	<10	<10
U60	<10	38	1696	99	759	<10	34	<10	<10	<10	<10	<10	<10	24	<10	15	<10	<10
U62	<10	<10	3913	124	3504	29	34	<10	<10	12	<10	<10	<10	13	<10	<10	<10	<10
U70	<10	34	2711	97	2118	<10	38	<10	<10	21	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
U72	<10	12	4239	116	1900	<10	36	<10	<10	21	<10	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10
U73	68	744	1306	62	58	45	36	<10	<10	26	<10	<10	<10	41	<10	19	<10	<10
U75	14	93	3439	125	864	98	70	<10	<10	<10	<10	<10	<10	32	<10	<10	<10	<10
U79	17	75	2439	72	463	<10	52	<10	<10	<10	<10	<10	<10	16	10	28	<10	<10
U80	<10	22	919	138	1147	19	57	<10	<10	18	<10	<10	<10	16	<10	11	<10	<10
U88	<10	22	2690	100	2008	<10	44	<10	<10	23	<10	<10	<10	13	<10	11	<10	<10
U89	<10	13	1877	116	1972	<10	29	<10	<10	22	<10	<10	<10	<10	13	17	<10	<10
U91	<10	38	2386	90	321	12	36	<10	<10	29	<10	<10	<10	24	<10	<10	<10	<10
U95	<10	18	2539	126	2585	<10	43	<10	<10	20	<10	<10	<10	14	<10	<10	<10	<10
U101	<10	<10	1278	116	3501	<10	33	<10	<10	15	<10	<10	<10	12	<10	20	<10	<10
U106	<10	12	2064	122	2969	<10	46	<10	<10	14	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	<10
U107	<10	20	2566	112	2387	11	46	<10	<10	21	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
U110	<10	21	3458	132	2853	<10	50	<10	<10	15	<10	<10	<10	15	<10	<10	<10	<10
U155	<10	48	5932	172	3956	44	85	<10	<10	<10	<10	<10	<10	22	<10	<10	<10	<10

Komponente	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	GLV	Summe	#Mg ¹⁾	Au	Ag	As	Ba	Be	Bi	Br	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Hf
Einheit	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]		[ppb]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]
Nachweisgrenze	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005	0,01		0,01		5	0,5 MULT INAA / TD-	2	3 MULT INAA / FUSICP	1	2	1	0,5	1	1	0,5	1	0,5
Analyse Methode	FUS-ICP		INAA	ICP	INAA	FUSICP	FUS-ICP	TD-ICP	INAA	TD-ICP	INAA	INAA	INAA	TD-ICP	INAA											
Proben Nr.																										
U02	38,73	0,25	7,62	0,09	38,34	0,11	0,01	< 0.01	< 0.005	0,02	14,94	100,1	90,9	< 5	< 0.5	16	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	130	2940	< 0.5	< 1	< 0.5
U04	37,27	0,31	8,45	0,12	43,29	0,06	0,01	0,01	< 0.005	< 0.01	9,46	98,99	91,0	< 5	< 0.5	< 2	10	< 1	< 2	< 1	< 0.5	179	2400	< 0.5	15	< 0.5
U05	40,27	0,33	8,81	0,12	43,18	0,37	0,03	< 0.01	< 0.005	< 0.01	6,97	100,1	90,7	< 5	< 0.5	< 2	9	< 1	< 2	< 1	< 0.5	127	3150	< 0.5	22	< 0.5
U06	46,92	0,3	9,66	0,15	42,09	0,35	0,02	< 0.01	0,011	0,01	0,34	99,87	89,6	< 5	< 0.5	< 2	< 3	< 1	< 2	< 1	< 0.5	210	1070	< 0.5	4	< 0.5
U09	40,81	0,32	8,71	0,13	44,82	0,41	0,04	< 0.01	< 0.005	< 0.01	4,48	99,71	91,1	< 5	< 0.5	< 2	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	128	2490	< 0.5	2	< 0.5
U11	53,27	0,74	6,99	0,16	32,28	1,14	0,18	0,03	0,02	0,01	5,69	100,5	90,1	< 5	< 0.5	< 2	10	< 1	< 2	< 1	< 0.5	78	2090	< 0.5	3	< 0.5
U14	40,4	2,81	8,2	0,09	40,53	0,32	0,06	0,02	0,051	< 0.01	7,35	99,82	90,7	< 5	< 0.5	< 2	18	< 1	< 2	< 1	< 0.5	134	4560	< 0.5	28	< 0.5
U15	41,08	0,14	7,21	0,09	47,76	0,06	< 0.01	< 0.01	< 0.005	< 0.01	3,88	100,2	92,9	< 5	< 0.5	< 2	4	< 1	< 2	< 1	< 0.5	142	2310	< 0.5	< 1	< 0.5
U16	38,36	0,52	8,72	0,08	36,32	0,04	0,01	< 0.01	< 0.005	0,01	14,42	98,49	89,2	< 5	< 0.5	< 2	11	< 1	< 2	< 1	< 0.5	115	2740	< 0.5	17	< 0.5
U17	39,21	0,29	8,65	0,11	41,83	0,29	0,03	< 0.01	0,007	< 0.01	8,51	98,92	90,5	< 5	< 0.5	10	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	127	2570	< 0.5	16	< 0.5
U20	40,16	0,4	8,66	0,13	44,51	0,51	0,04	< 0.01	< 0.005	0,01	5,67	100,1	91,1	< 5	< 0.5	< 2	9	< 1	< 2	< 1	< 0.5	130	2580	< 0.5	1	< 0.5
U23	40,2	0,54	8,88	0,11	40,35	0,63	0,05	0,01	< 0.005	0,02	8,87	99,67	90,0	< 5	< 0.5	< 2	13	< 1	< 2	< 1	< 0.5	166	3430	< 0.5	3	< 0.5
U25	41,08	0,41	9,13	0,12	40,35	0,46	0,04	0,01	< 0.005	0,02	9,02	100,6	89,7	< 5	< 0.5	< 2	18	< 1	< 2	< 1	< 0.5	171	2820	< 0.5	3	< 0.5
U28	39,51	0,15	7,67	0,1	46,65	0,09	0,02	< 0.01	< 0.005	< 0.01	5,27	99,47	92,3	< 5	< 0.5	6	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	149	4120	< 0.5	21	< 0.5
U35	35,82	0,19	10,36	0,14	36,73	0,41	< 0.01	< 0.01	0,006	< 0.01	15,13	98,81	87,5	< 5	< 0.5	4	12	< 1	< 2	10	< 0.5	187	5370	< 0.5	610	< 0.5
U44	41,17	0,31	9,11	0,13	40,94	0,28	0,03	< 0.01	0,008	< 0.01	8,28	100,3	89,9	< 5	< 0.5	3	10	< 1	< 2	< 1	< 0.5	131	2590	< 0.5	8	< 0.5
U45	52,58	0,41	7,84	0,16	32,86	0,9	0,06	0,01	0,017	< 0.01	4,24	99,09	89,2	< 5	< 0.5	< 2	11	< 1	< 2	< 1	< 0.5	69	2620	< 0.5	81	< 0.5
U47	34,46	0,13	7,68	0,1	44,97	0,05	0,01	< 0.01	< 0.005	0,01	11,16	98,58	92,1	< 5	< 0.5	< 2	6	< 1	< 2	< 1	< 0.5	165	7400	< 0.5	5	< 0.5
U48	36,38	0,08	7,98	0,12	43,07	0,03	< 0.01	< 0.01	< 0.005	0,02	11,72	99,41	91,4	< 5	< 0.5	< 2	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	120	2680	1,8	< 1	< 0.5
U51	39,54	0,4	8,2	0,14	35,61	0,27	0,04	< 0.01	< 0.005	0,02	15,2	99,41	89,6	< 5	< 0.5	< 2	19	< 1	< 2	< 1	< 0.5	125	2700	< 0.5	1	< 0.5
U52	39,37	0,22	8,58	0,1	36,56	0,03	0,01	< 0.01	< 0.005	< 0.01	13,48	98,36	89,4	< 5	< 0.5	< 2	10	< 1	< 2	< 1	< 0.5	135	2950	< 0.5	2	< 0.5
U53	36,91	0,05	8,18	0,09	38,69	1,03	0,01	< 0.01	< 0.005	< 0.01	14,18	99,14	90,4	< 5	< 0.5	< 2	8	< 1	< 2	< 1	< 0.5	152	2660	< 0.5	4	< 0.5
U55	36,6	0,29	10,94	0,13	40,67	0,06	< 0.01	< 0.01	0,013	< 0.01	11,15	99,88	88,0	< 5	< 0.5	< 2	9	< 1	< 2	< 1	< 0.5	133	5310	< 0.5	2	< 0.5
U56	33,65	0,06	9,39	0,13	39,14	0,07	< 0.01	< 0.01	< 0.005	0,03	17,05	99,54	89,2	< 5	< 0.5	< 2	8	< 1	< 2	< 1	< 0.5	134	977	< 0.5	7	< 0.5
U64	36,63	0,09	8,52	0,12	46,78	0,07	0,01	< 0.01	< 0.005	0,01	6,17	98,41	91,6	< 5	< 0.5	6	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	140	2750	< 0.5	24	< 0.5
U66	37,57	0,12	9,32	0,07	37,87	0,06	< 0.01	< 0.01	< 0.005	0,02	14,37	99,42	88,9	< 5	< 0.5	7	20	< 1	< 2	< 1	< 0.5	164	2940	< 0.5	< 1	< 0.5
U68	38,72	0,16	6,49	0,08	44,64	0,22	0,02	< 0.01	0,005	0,01	9,39	99,77	93,2	< 5	< 0.5	39	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	127	591	< 0.5	3	< 0.5
U69	39,46	0,32	7,61	0,1	41,11	0,17	0,03	< 0.01	< 0.005	< 0.01	11,01	99,8	91,5	< 5	< 0.5	< 2	6	< 1	< 2	< 1	< 0.5	145	2460	< 0.5	< 1	< 0.5
U76	38,42	0,33	8,86	0,12	36,76	0,66	0,06	< 0.01	0,009	0,04	14,34	99,59	89,1	< 5	< 0.5	2	8	< 1	< 2	< 1	< 0.5	120	2740	< 0.5	6	< 0.5
U83	36,47	0,08	7,9	0,1	43,76	0,06	0,01	< 0.01	< 0.005	< 0.01	9,87	98,26	91,6	< 5	< 0.5	< 2	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	199	3520	< 0.5	44	< 0.5
U86	37,25	0,54	8,78	0,12	36,79	1,88	0,01	< 0.01	0,014	< 0.01	14,65	100	89,2	33	< 0.5	< 2	9	< 1	< 2	< 1	< 0.5	123	2840	< 0.5	230	< 0.5
U90	34,94	0,09	10,37	0,15	42,79	0,12	0,01	< 0.01	0,006	< 0.01	11,32	99,81	89,1	< 5	< 0.5	< 2	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	150	4280	< 0.5	36	< 0.5
U94	37,06	0,12	9,32	0,13	43,16	0,22	< 0.01	< 0.01	0,007	< 0.01	9,56	99,58	90,2	< 5	< 0.5	5	9	< 1	< 2	< 1	< 0.5	177	5150	< 0.5	101	< 0.5
U97	40,76	0,31	8,12	0,11	42,46	0,23	0,03	< 0.01	< 0.005	0,03	7,44	99,5	91,2	< 5	< 0.5	4	8	< 1	< 2	< 1	< 0.5	173	3800	< 0.5	2	< 0.5
U98	39,58	0,34	7,58	0,09	40,67	0,13	0,03	< 0.01	< 0.005	0,01	11,58	100	91,4	< 5	< 0.5	< 2	6	< 1	< 2	< 1	< 0.5	110	2830	< 0.5	4	< 0.5
U99	40,59	0,25	8,2	0,11	39,35	0,27	0,03	< 0.01	< 0.005	0,02	10,37	99,17	90,5	< 5	< 0.5	< 2	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	154	2580	< 0.5	13	< 0.5
U104	41,58	0,24	8,44	0,12	46,72	0,3	0,02	< 0.01	< 0.005	0,01	2,57	100	91,6	< 5	< 0.5	< 2	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	127	2770	< 0.5	8	< 0.5
U109	39,12	0,15	7,92	0,11	43,75	0,05	0,02	< 0.01	0,006	< 0.01	9,4	100,5	91,6	< 5	< 0.5	3	8	< 1	< 2	< 1	< 0.5	168	2940	< 0.5	10	< 0.5
U111	42,08	0,44	7,65	0,08	37,42	1,19	0,02	< 0.01	0,013	0,02	12,03	100,9	90,6	< 5	< 0.5	< 2	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	92	2930	< 0.5	31	< 0.5
U116	38,64	0,2	9,37	0,1	36,38	0,04	0,01	< 0.01	0,005	0,02	13,85	98,61	88,5	< 5	< 0.5	4	11	< 1	< 2	< 1	< 0.5	130	6830	< 0.5	2	< 0.5
U119	44,57	0,79	6,6	0,09	35,51	0,45	0,07	< 0.01	0,007	< 0.01	12,22	100,3	91,4	< 5	< 0.5	7	16	< 1	< 2	< 1	< 0.5	132	3570	< 0.5	< 1	< 0.5
U122	39,8	0,58	9,96	0,1	37,07	0,06	0,01	< 0.01	0,014	0,02	12,85	100,5	88,1	< 5	< 0.5	< 2	8	< 1	< 2	< 1	< 0.5	162	4090	< 0.5	5	< 0.5

Komponente	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	GLV	Summe	#Mg ¹⁾	Au	Ag	As	Ba	Be	Bi	Br	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Hf	
Einheit	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]		[ppb]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	
Nachweisgrenze	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005	0,01		0,01		5	0,5 MULT INAA / TD-	2	3 MULT INAA / FUSICP	1	2	1	0,5	1	1	0,5	1	0,5	
Analyse Methode	FUS-ICP		INAA	ICP	INAA	FUSICP	FUS-ICP	TD-ICP	INAA	TD-ICP	INAA	INAA	INAA	TD-ICP	INAA												
Proben Nr.																											
U124	40,67	0,34	7,67	0,1	41,93	0,37	0,02	0,01	< 0.005	0,02	8,7	99,83	91,5	< 5	< 0.5	< 2	8	< 1	< 2	< 1	< 0.5	156	2680	< 0.5	43	< 0.5	
U125	40,81	0,39	8,25	0,12	43,93	0,3	0,03	< 0.01	< 0.005	< 0.01	6	99,85	91,3	< 5	< 0.5	< 2	10	< 1	< 2	< 1	< 0.5	240	2910	< 0.5	1	< 0.5	
U126	44,46	0,62	8,97	0,59	29,77	0,36	0,06	0,02	0,005	0,03	15,3	100,2	86,8	< 5	< 0.5	12	106	< 1	< 2	< 1	< 0.5	185	3110	< 0.5	2	< 0.5	
U128	40,16	2,67	6,65	0,1	38,51	0,03	0,01	< 0.01	0,023	< 0.01	11,76	99,92	92,0	< 5	< 0.5	< 2	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	74	4330	< 0.5	41	< 0.5	
U132	38,78	0,11	8,85	0,11	45,61	0,09	0,01	< 0.01	< 0.005	< 0.01	5,38	98,95	91,1	< 5	< 0.5	< 2	7	< 1	< 2	< 1	< 0.5	149	5140	< 0.5	< 1	< 0.5	
U133	38,43	0,62	8,15	0,08	37,93	0,51	0,01	< 0.01	< 0.005	0,01	13,07	98,81	90,2	< 5	< 0.5	< 2	10	< 1	< 2	< 1	< 0.5	87	3180	< 0.5	3	< 0.5	
U136	42,7	0,27	8,84	0,13	43,41	0,44	0,03	< 0.01	< 0.005	0,01	3,91	99,74	90,7	< 5	< 0.5	< 2	8	< 1	< 2	< 1	< 0.5	152	2910	< 0.5	4	< 0.5	
U140	38,6	0,21	12,17	0,15	33,51	0,04	< 0.01	< 0.01	0,007	0,02	13,63	98,35	84,5	< 5	< 0.5	24	22	< 1	< 2	< 1	< 0.5	158	5690	< 0.5	15	< 0.5	
U144	41,28	0,48	8,71	0,15	33,03	0,17	< 0.01	0,01	< 0.005	0,01	13,57	97,43	88,2	< 5	< 0.5	454	26	< 1	< 2	< 1	< 0.5	174	2890	< 0.5	< 1	< 0.5	
U146	40,28	0,6	7,91	0,11	40,26	0,48	0,05	< 0.01	0,015	< 0.01	10,26	99,96	91,0	< 5	< 0.5	9	5	< 1	< 2	< 1	< 0.5	127	2690	< 0.5	2	< 0.5	
U149	38,78	0,3	10,17	0,1	34,66	0,04	< 0.01	< 0.01	0,006	0,03	14,28	98,36	87,1	< 5	< 0.5	< 2	< 3	< 1	< 2	< 1	< 0.5	246	4300	< 0.5	3	< 0.5	
U152	35,64	1,98	11,34	0,13	33,92	0,91	< 0.01	< 0.01	0,054	0,03	13,36	97,36	85,6	< 5	< 0.5	6	5	< 1	< 2	< 1	< 0.5	153	3430	< 0.5	66	< 0.5	
U157	35,7	0,11	7,34	0,1	42,44	0,15	0,02	< 0.01	< 0.005	< 0.01	14,48	100,3	92,0	< 5	< 0.5	7	< 3	< 1	< 2	< 1	< 0.5	124	1740	< 0.5	< 1	< 0.5	
U158	38,37	0,61	7,79	0,11	36,7	0,34	< 0.01	< 0.01	< 0.005	< 0.01	14,14	98,06	90,3	< 5	< 0.5	5	4	< 1	< 2	< 1	< 0.5	185	2380	< 0.5	5	< 0.5	
U159	37,51	0,29	7,9	0,11	38,81	0,44	0,02	< 0.01	< 0.005	0,02	13,05	98,15	90,7	< 5	< 0.5	< 2	< 3	< 1	< 2	< 1	< 0.5	216	2170	< 0.5	2	< 0.5	
U160	38,22	0,29	8,19	0,12	40,88	0,37	0,01	< 0.01	< 0.005	< 0.01	10,71	98,81	90,8	< 5	< 0.5	13	4	< 1	< 2	< 1	< 0.5	115	1850	< 0.5	< 1	< 0.5	
U161	39,89	0,3	7,93	0,11	42,62	0,3	0,02	< 0.01	< 0.005	< 0.01	7,46	98,65	91,4	< 5	< 0.5	2	< 3	< 1	< 2	< 1	< 0.5	156	2600	< 0.5	3	< 0.5	
U162	41,35	0,42	8,23	0,12	42,19	0,43	0,03	< 0.01	< 0.005	< 0.01	5,34	98,12	91,0	< 5	< 0.5	< 2	3	< 1	< 2	< 1	< 0.5	113	2470	< 0.5	2	< 0.5	
U163	42,16	0,24	8,92	0,14	32,83	0,51	0,05	< 0.01	< 0.005	0,04	13,3	98,19	87,9	< 5	< 0.5	< 2	12	< 1	< 2	< 1	< 0.5	175	2570	< 0.5	3	< 0.5	
U164	42,73	0,56	7,07	0,07	36,97	0,4	0,03	< 0.01	< 0.005	< 0.01	12,6	100,4	91,2	< 5	< 0.5	< 2	8	< 1	< 2	< 1	< 0.5	106	2570	< 0.5	8	< 0.5	
U165	38,56	0,26	10,07	0,12	35,6	0,03	< 0.01	< 0.01	0,005	< 0.01	13,1	97,75	87,5	< 5	< 0.5	26	10	< 1	< 2	< 1	< 0.5	148	3910	< 0.5	10	< 0.5	

¹⁾ #Mg = 100 x Mg/(Mg+Fe)

Komponente	Hg	Ir	Mo	Ni	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
Einheit	[ppm]	[ppb]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[%]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]
Nachweisgrenze	1	5	2	1	5	20	0,001	0,2	0,1	3	2	1	0,5	0,5	5	3	1	1	2	0,2	3	5	0,1	0,1	0,5	0,1	0,05
Analyse Methode	INAA	INAA	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	INAA	TD-ICP	INAA	INAA	INAA	FUS-ICP	INAA	INAA	INAA	FUS-ICP	INAA	FUS-ICP	TD-ICP	FUS-ICP	INAA							
Proben Nr.																											
U02	< 1	< 5	< 2	2420	8	< 20	0,005	1,8	5,4	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	19	< 3	1	95	3	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U04	< 1	< 5	< 2	3200	7	< 20	0,01	0,6	3,9	< 3	3	< 1	< 0.5	< 0.5	18	336	< 1	43	3	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U05	< 1	< 5	< 2	2450	< 5	< 20	0,012	0,4	7	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	28	22	1	47	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U06	< 1	< 5	< 2	633	< 5	< 20	0,004	< 0.2	6,1	< 3	< 2	5	< 0.5	< 0.5	17	998	< 1	46	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U09	< 1	< 5	< 2	2490	< 5	< 20	0,004	0,4	7,4	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	25	22	1	39	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U11	< 1	< 5	< 2	446	< 5	< 20	0,007	0,3	13,1	< 3	4	< 1	< 0.5	< 0.5	42	154	1	32	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U14	< 1	< 5	< 2	2190	< 5	< 20	0,004	0,4	3,4	< 3	2	< 1	< 0.5	< 0.5	24	76	< 1	25	10	< 0.2	8	< 5	0,2	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U15	< 1	< 5	< 2	3190	< 5	< 20	0,004	0,5	2,6	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	8	22	1	36	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U16	< 1	< 5	< 2	2520	< 5	< 20	0,006	0,8	6,7	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	28	51	1	38	3	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U17	< 1	< 5	< 2	2330	< 5	< 20	0,009	0,3	7	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	25	9	1	41	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U20	< 1	< 5	< 2	2280	< 5	< 20	0,005	0,3	8,3	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	29	12	< 1	38	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U23	< 1	< 5	< 2	2480	< 5	< 20	0,005	0,8	10,4	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	33	569	2	41	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U25	< 1	< 5	< 2	2390	< 5	< 20	0,005	0,6	8,1	< 3	< 2	3	< 0.5	< 0.5	30	660	< 1	40	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U28	< 1	< 5	< 2	3160	6	< 20	0,1	0,6	3,1	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	16	16	2	44	2	11,9	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U35	< 1	< 5	< 2	3580	< 5	< 20	0,029	0,6	4,9	< 3	7	< 1	< 0.5	< 0.5	36	< 3	1	59	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U44	< 1	< 5	< 2	2230	< 5	< 20	0,006	0,6	7,8	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	26	210	< 1	39	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U45	< 1	< 5	< 2	659	< 5	< 20	0,071	< 0.2	9,4	< 3	2	< 1	< 0.5	< 0.5	37	10	1	34	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U47	< 1	< 5	< 2	1660	< 5	< 20	0,019	0,3	2,6	< 3	< 2	3	< 0.5	< 0.5	17	467	< 1	45	3	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U48	< 1	< 5	< 2	2260	< 5	< 20	0,004	0,3	2,2	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	9	< 3	2	39	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U51	< 1	< 5	< 2	2150	6	< 20	0,003	0,3	8,4	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	32	211	1	34	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U52	< 1	< 5	< 2	2470	< 5	< 20	0,003	0,8	5,3	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	22	92	1	42	2	0,4	< 3	< 5	0,1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U53	< 1	< 5	< 2	1860	< 5	< 20	0,007	0,5	2,5	< 3	3	< 1	< 0.5	< 0.5	6	281	1	37	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U55	1	< 5	< 2	1890	< 5	< 20	0,019	0,3	2,9	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	32	< 3	1	57	< 2	3,3	< 3	< 5	0,1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U56	< 1	< 5	< 2	2020	< 5	< 20	0,016	0,9	3,5	< 3	2	< 1	< 0.5	< 0.5	6	80	1	42	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U64	< 1	< 5	< 2	2480	< 5	< 20	0,02	0,5	2,7	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	7	16	1	43	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U66	< 1	< 5	< 2	2550	6	< 20	0,005	1,4	2,8	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	12	271	2	40	< 2	< 0.2	8	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U68	< 1	< 5	< 2	4120	< 5	< 20	0,006	0,8	2,1	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	< 5	7	< 1	30	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U69	< 1	< 5	< 2	2130	< 5	< 20	0,003	0,5	5,4	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	20	308	< 1	33	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U76	< 1	< 5	< 2	2200	< 5	< 20	0,015	< 0.2	9,1	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	30	< 3	1	43	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U83	< 1	< 5	< 2	1640	< 5	< 20	0,004	0,6	2,5	< 3	< 2	5	< 0.5	< 0.5	12	621	1	36	3	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U86	< 1	< 5	< 2	1930	< 5	< 20	0,02	< 0.2	16,9	< 3	17	< 1	< 0.5	< 0.5	35	< 3	< 1	36	2	< 0.2	< 3	< 5	0,1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U90	< 1	< 5	< 2	2170	< 5	< 20	0,074	0,4	3,8	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	25	301	< 1	47	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U94	< 1	< 5	< 2	2710	< 5	< 20	0,059	1,5	3,4	< 3	3	< 1	< 0.5	< 0.5	17	< 3	< 1	57	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U97	< 1	< 5	< 2	2410	< 5	< 20	0,005	0,4	6	< 3	< 2	4	< 0.5	< 0.5	23	565	< 1	38	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U98	< 1	< 5	< 2	2330	< 5	< 20	0,004	0,6	5,2	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	25	9	1	40	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U99	< 1	< 5	< 2	2470	< 5	< 20	0,022	< 0.2	7	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	24	340	< 1	40	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U104	< 1	< 5	< 2	2500	< 5	< 20	0,006	0,4	5,9	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	18	26	1	39	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U109	< 1	< 5	< 2	2910	< 5	< 20	0,005	0,3	2,5	< 3	< 2	2	< 0.5	< 0.5	10	492	1	42	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U111	< 1	< 5	< 2	1440	< 5	< 20	0,013	0,2	9,3	< 3	6	< 1	< 0.5	< 0.5	38	< 3	1	33	< 2	< 0.2	9	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U116	< 1	< 5	< 2	2920	< 5	< 20	0,008	0,6	4,7	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	22	< 3	2	53	< 2	0,7	< 3	< 5	0,2	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U119	< 1	< 5	< 2	946	< 5	< 20	0,005	< 0.2	6,9	< 3	4	4	< 0.5	< 0.5	36	494	< 1	33	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05
U122	< 1	< 5	< 2	2410	< 5	< 20	0,006	0,6	8,4	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	31	< 3	2	54	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05

Komponente	Hg	Ir	Mo	Ni	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	
Einheit	[ppm]	[ppb]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[%]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	
Nachweisgrenze	1	5	2	1	5	20	0,001	0,2	0,1	3	2	1	0,5	0,5	5	3	1	1	2	0,2	3	5	0,1	0,1	0,5	0,1	0,05	
Analyse Methode	INAA	INAA	TD-ICP	TD-ICP	TD-ICP	INAA	TD-ICP	INAA	INAA	INAA	FUS-ICP	INAA	INAA	INAA	FUS-ICP	INAA	FUS-ICP	TD-ICP	FUS-ICP	INAA								
Proben Nr.																												
U124	< 1	< 5	< 2	2300	< 5	< 20	0,005	0,3	6,1	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	14	447	< 1	47	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U125	< 1	< 5	< 2	2530	< 5	< 20	0,006	0,6	6	< 3	2	7	< 0.5	< 0.5	21	1250	< 1	41	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U126	< 1	< 5	< 2	2960	< 5	< 20	0,007	0,6	7,6	< 3	7	4	< 0.5	< 0.5	25	523	< 1	40	3	1,5	< 3	< 5	0,3	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U128	< 1	< 5	< 2	492	< 5	< 20	0,009	0,6	6,2	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	58	< 3	< 1	74	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U132	< 1	< 5	< 2	2620	< 5	< 20	0,004	0,3	3,1	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	11	17	< 1	52	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U133	< 1	< 5	< 2	2050	< 5	< 20	0,007	< 0.2	9,7	< 3	2	< 1	< 0.5	< 0.5	36	< 3	< 1	29	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U136	< 1	< 5	< 2	2310	< 5	< 20	0,009	0,8	8,6	< 3	< 2	2	< 0.5	< 0.5	28	180	< 1	39	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U140	< 1	< 5	< 2	1700	< 5	20	0,003	0,4	6,6	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	38	< 3	1	52	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U144	< 1	< 5	< 2	2980	< 5	< 20	0,004	0,8	7	< 3	3	< 1	< 0.5	< 0.5	27	260	< 1	44	3	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U146	< 1	< 5	< 2	2330	< 5	< 20	0,008	< 0.2	6,3	< 3	4	< 1	< 0.5	< 0.5	24	< 3	< 1	39	3	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U149	< 1	< 5	< 2	1740	< 5	< 20	0,002	0,9	5,9	< 3	< 2	7	< 0.5	< 0.5	38	1270	< 1	45	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U152	< 1	< 5	< 2	1920	< 5	60	0,01	0,5	6,2	< 3	9	< 1	< 0.5	< 0.5	57	< 3	2	55	2	< 0.2	< 3	< 5	0,2	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U157	< 1	< 5	< 2	2380	< 5	< 20	0,006	0,6	5,6	< 3	4	< 1	< 0.5	< 0.5	13	< 3	1	33	2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U158	< 1	< 5	< 2	2270	< 5	< 20	0,008	0,6	8,3	< 3	6	4	< 0.5	< 0.5	36	944	< 1	43	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U159	< 1	< 5	< 2	2160	7	< 20	0,007	0,3	7,9	< 3	4	7	< 0.5	< 0.5	25	1320	< 1	43	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	0,6	< 0.05	
U160	< 1	< 5	< 2	2300	< 5	< 20	0,007	0,6	6,4	< 3	3	< 1	< 0.5	< 0.5	23	3	< 1	35	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U161	< 1	< 5	< 2	2340	< 5	< 20	0,008	0,4	6,9	< 3	3	3	< 0.5	< 0.5	25	552	< 1	43	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U162	< 1	< 5	< 2	2310	< 5	< 20	0,005	0,2	7,9	< 3	< 2	< 1	< 0.5	< 0.5	28	9	< 1	36	3	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U163	< 1	< 5	< 2	3250	< 5	< 20	0,008	0,3	9,3	< 3	3	3	< 0.5	< 0.5	28	563	2	40	< 2	1,6	< 3	< 5	0,2	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U164	< 1	< 5	< 2	2670	< 5	< 20	0,003	0,3	8,4	< 3	2	< 1	< 0.5	< 0.5	20	< 3	< 1	37	3	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	
U165	< 1	< 5	< 2	2030	< 5	< 20	0,004	0,2	3,7	< 3	3	< 1	< 0.5	0,6	37	4	1	39	< 2	< 0.2	< 3	< 5	< 0.1	< 0.1	< 0.5	< 0.1	< 0.05	

Probe_Fraktion	Kurzbezeichnung	m _{Einwaage} [g] ^{*p}	Lösungsdauer [h]	Durchgang	m _{Becher+Rückstand} [g] ^{*p}	m _{Becher-Rückstand} [g] ^{*p}	m _{Rückstand} [g] ^{er}
A03_<63μ	A03_1	6,0005	24	4	106,3878	105,9095	0,4783
A03_63μ-125μ	A03_2	6,0008	24	4	104,7667	104,2007	0,5660
A03_125μ-250μ	A03_3	6,0008	24	4	106,9064	106,2859	0,6205
A03_250μ-500μ	A03_4	6,0005	24	4	107,3291	106,7014	0,6277
A03_500μ-1mm	A03_5	6,0002	24	4	104,7500	104,2094	0,5406
A04_gemahlen	A04_ge	6,0008	24	3	112,5172	110,0988	2,4184
U08_<63μ	U08_1	6,0004	48	1	108,9746	106,2885	2,6861
U08_63μ-125μ	U08_2	6,0006	48	1	112,6226	110,0994	2,5232
U08_125μ-250μ	U08_3	6,0004	48	1	106,6152	104,2111	2,4041
U08_250μ-500μ	U08_4	6,0006	48	1	106,7070	104,2036	2,5034
U08_500μ-1mm	U08_5	6,0005	48	1	107,6675	105,2355	2,4320
U70_<63μ	U70_1	6,0005	48	1	107,1947	104,6950	2,4997
U70_63μ-125μ	U70_2	6,0004	48	1	109,2565	106,7042	2,5523
U70_125μ-250μ	U70_3	6,0005	48	1	107,5763	104,9747	2,6016
U70_250μ-500μ	U70_4	6,0000	48	1	105,5792	102,9520	2,6272
U70_500μ-1mm	U70_5	6,0001	48	1	108,5628	105,9126	2,6502
U75_<63μ	U75_1	6,0009	24	3	105,5282	102,9519	2,5763
U75_63μ-125μ	U75_2	6,0009	24	3	107,5752	104,9751	2,6001
U75_125μ-250μ	U75_3	6,0009	24	3	107,8619	105,2365	2,6254
U75_250μ-500μ	U75_4	6,0006	24	3	109,2781	106,7033	2,5748
U75_500μ-1mm	U75_5	6,0008	24	3	108,8447	106,2880	2,5567
U79_<63μ	U79_1	6,0008	24	2	114,5927	110,0995	4,4932
U79_63μ-125μ	U79_2	6,0005	24	2	111,2431	106,2881	4,9550
U79_125μ-250μ	U79_3	6,0009	24	3	115,5041	110,5321	4,9720
U79_250μ-500μ	U79_4	6,0008	24	3	109,1843	104,2047	4,9796
U79_500μ-1mm	U79_5	6,0003	24	3	110,8978	105,9127	4,9851
U110_<63μ	U110_1	6,0004	24	2	109,3567	106,7050	2,6517
U110_63μ-125μ	U110_2	6,0007	24	2	106,9645	104,6957	2,2688
U110_125μ-250μ	U110_3	6,0006	24	2	107,5766	105,2372	2,3394
U110_250μ-500μ	U110_4	6,0009	24	2	106,5512	104,2113	2,3399
U110_500μ-1mm	U110_5	6,0004	24	2	106,6079	104,2048	2,4031
U155_<63μ	U155_1	6,0008	24	2	107,1650	104,9743	2,1907
U155_63μ-125μ	U155_2	6,0005	24	2	105,3350	102,9525	2,3825
U155_125μ-250μ	U155_3	6,0000	24	2	108,3798	105,9127	2,4671
U155_250μ-500μ	U155_4	6,0007	48	1	113,0453	110,5521	2,4932
U155_500μ-1mm	U155_5	6,0001	24	2	113,0609	110,5337	2,5272

^{*p} ... Wert wurde mittels Präzessionswaage eingewogen

^{er} ... Wert wurde aus vorhandenen Werten errechnet

Anhang D. - Tab.D4 (1/1)

Lösungsversuche: Messwerte der AAS-Analyse

Element	Mg	Ca	Mn	Ni	Co	Cr	Cr	Cr	Fe	Fe
Verdünnung	x1000	x10	x10	x10	x10	x10	x100	x1000	x100	x1000
Kurzbezeichnung										
A03_1	0,09	3,2	14,23	15,40	2,27			1,35		39,19
A03_2	0,09	3	14,08	15,21	2,22			1,25		39,42
A03_3	0,08	2,8	13,91	15,47	2,19			1,16		39,02
A03_4	0,08	2,8	14,16	14,62	2,18			1,27		38,32
A03_5	0,09	2,6	15,68	15,20	2,34			1,53		41,62
A04_ge	14,88	25,9	6,22	8,78	0,76	1,00			53,1	
U08_1	15,23	17,1	5,59	12,98	0,76	1,92			48,8	
U08_2	16,01	6,1	5,44	12,99	0,76	2,15			49,1	
U08_3	16,12	4,6	6,21	14,76	0,87	2,15			56,0	
U08_4	15,81	3,8	5,53	13,24	0,80	1,69			49,9	
U08_5	15,56	3,8	5,52	13,21	0,79	1,67			50,4	
U70_1	14,01	8	4,72	11,47	0,68	5,79			38,1	
U70_2	14,05	6,7	4,31	11,80	0,68	7,92			41,7	
U70_3	13,92	6,6	4,22	11,56	0,63	6,82			40,6	
U70_4	13,82	6,5	4,12	11,52	0,63	6,31			40,1	
U70_5	13,99	5,9	4,11	11,58	0,62	6,81			40,1	
U75_1	11,87	11,8	5,59	5,00	0,87		1,92		74,7	
U75_2	12,01	7,9	5,34	4,58	0,81		2,37		78,0	
U75_3	11,91	5,3	5,06	4,36	0,77		1,78		69,2	
U75_4	12,17	4,9	4,98	4,18	0,75		1,90		70,4	
U75_5	12,74	3,9	5,06	4,22	0,76		2,09		72,0	
U79_1	5,48	26,9	4,30	2,07	0,31	2,90			28,5	
U79_2	3,77	9,4	2,86	1,51	0,20	2,36			20,2	
U79_3	3,59	9,3	2,56	1,26	0,20	2,37			17,9	
U79_4	3,66	9,8	2,67	1,24	0,21	2,39			18,6	
U79_5	3,62	9,6	2,54	1,29	0,21	2,20			18,3	
U110_1	16,88	3,6	5,09	14,94	0,81	0,65			46,4	
U110_2	17,01	2,6	5,48	15,98	0,89	0,72			48,6	
U110_3	16,91	2,2	5,52	16,20	0,91	0,42			49,7	
U110_4	16,99	2,4	5,92	17,30	0,97	0,41			52,3	
U110_5	16,88	2,2	5,51	16,25	0,90	0,47			49,5	
U155_1	13,14	3,1	12,19	21,47	1,33		1,69		68,1	
U155_2	13,17	3,2	12,66	21,68	1,20		1,92		69,1	
U155_3	13,99	2,8	11,43	20,85	1,10		1,09		63,1	
U155_4	14,06	2,8	10,51	20,03	1,09	10,87			62,1	
U155_5	13,82	2,7	9,69	17,64	0,96	10,46			58,1	

x10 ... 10-fache Verdünnung
x100 ... 100-fache Verdünnung
x1000 ... 1000-fache Verdünnung

Komponente	MgO	CaO	MnO	Fe2O3	Ni	Co	Cr
Einheit	[%]	[%]	[%]	[%]	[ppm]	[ppm]	[ppm]
Kurzbezeichnung							
A03_1	0,25	0,07	0,31	93,40	2566	378	22498
A03_2	0,25	0,07	0,30	93,94	2535	370	20831
A03_3	0,22	0,07	0,30	92,99	2578	365	19331
A03_4	0,22	0,07	0,30	91,32	2436	363	21165
A03_5	0,25	0,06	0,34	99,19	2533	390	25499
A04_ge	41,11	0,60	0,13	12,65	1463	127	167
U08_1	42,08	0,40	0,12	11,63	2163	127	320
U08_2	44,24	0,14	0,12	11,70	2165	127	358
U08_3	44,54	0,11	0,13	13,35	2460	145	358
U08_4	43,68	0,09	0,12	11,89	2206	133	282
U08_5	42,99	0,09	0,12	12,01	2201	132	278
U70_1	38,71	0,19	0,10	9,08	1912	113	965
U70_2	38,82	0,16	0,09	9,94	1967	113	1320
U70_3	38,46	0,15	0,09	9,68	1927	105	1137
U70_4	38,19	0,15	0,09	9,56	1920	105	1052
U70_5	38,66	0,14	0,09	9,56	1930	103	1135
U75_1	32,80	0,28	0,12	17,80	833	145	3200
U75_2	33,18	0,18	0,11	18,59	763	135	3949
U75_3	32,91	0,12	0,11	16,49	727	128	2966
U75_4	33,63	0,11	0,11	16,78	697	125	3166
U75_5	35,20	0,09	0,11	17,16	703	127	3483
U79_1	15,14	0,63	0,09	6,79	345	52	483
U79_2	10,42	0,22	0,06	4,81	252	33	393
U79_3	9,92	0,22	0,06	4,27	210	33	395
U79_4	10,11	0,23	0,06	4,43	207	35	398
U79_5	10,00	0,22	0,05	4,36	215	35	367
U110_1	46,64	0,08	0,11	11,06	2490	135	108
U110_2	47,00	0,06	0,12	11,58	2663	148	120
U110_3	46,72	0,05	0,12	11,84	2700	152	70
U110_4	46,94	0,06	0,13	12,46	2883	162	68
U110_5	46,64	0,05	0,12	11,80	2708	150	78
U155_1	36,31	0,07	0,26	16,23	3578	222	2816
U155_2	36,39	0,07	0,27	16,47	3613	200	3200
U155_3	38,66	0,07	0,25	15,04	3475	183	1817
U155_4	38,85	0,07	0,23	14,80	3338	182	1811
U155_5	38,19	0,06	0,21	13,85	2940	160	1743

Kurzbezeichnung	A03_1	A03_2	A03_3	A03_4	A03_5	A04_ge	U08_1	U08_2	U08_3	U08_4	U08_5	U70_1	U70_2	U70_3	U70_4	U70_5	U75_1	U75_2
Fraktion	<63µ	63µ-125µ	125µ-250µ	250µ-500µ	500µ-1mm	<63µ	<63µ	63µ-125µ	125µ-250µ	250µ-500µ	500µ-1mm	<63µ	63µ-125µ	125µ-250µ	250µ-500µ	500µ-1mm	<63µ	63µ-125µ
m _{Einwaage} [g]	6,0005	6,0008	6,0008	6,0005	6,0002	6,0008	6,0004	6,0006	6,0004	6,0006	6,0005	6,0005	6,0004	6,0005	6,0000	6,0001	6,0009	6,0009
m _{Rückstand} [g]	0,4783	0,566	0,6205	0,6277	0,5406	2,4184	2,6861	2,5232	2,4041	2,5034	2,4320	2,4997	2,5523	2,6016	2,6272	2,6502	2,5763	2,6001
MgO _{RSt} [g]	0,0072	0,0102	0,0130	0,0139	0,0114	0,1330	0,1187	0,1206	0,0793	0,0598	0,0542	0,0500	0,0373	0,0385	0,0447	0,0469	0,0940	0,1032
MgO _{Lsg} [g]	0,0149	0,0149	0,0133	0,0133	0,0149	2,4671	2,5251	2,6545	2,6727	2,6213	2,5798	2,3229	2,3295	2,3079	2,2914	2,3195	1,9680	1,9913
Σ MgO [g]	0,0221	0,0252	0,0263	0,0271	0,0263	2,6001	2,6439	2,7751	2,7520	2,6811	2,6341	2,3729	2,3668	2,3464	2,3360	2,3665	2,0621	2,0945
MgO [%]	0,37	0,42	0,44	0,45	0,44	43,33	44,06	46,25	45,86	44,68	43,90	39,54	39,44	39,10	38,93	39,44	34,36	34,90
Rückstand	32	41	50	51	43	5	4	4	3	2	2	2	2	2	2	2	5	5
Lsg	68	59	50	49	57	95	96	96	97	98	98	98	98	98	98	98	95	95
CaO _{RSt} [g]	0,0002	0,0002	0,0005	0,0008	0,0005	0,0065	0,0271	0,0318	0,0168	0,0085	0,0075	0,0020	0,0015	0,0013	0,0016	0,0016	0,0513	0,0562
CaO _{Lsg} [g]	0,0045	0,0042	0,0039	0,0039	0,0036	0,0362	0,0239	0,0085	0,0064	0,0053	0,0053	0,0112	0,0094	0,0092	0,0091	0,0083	0,0165	0,0111
Σ CaO [g]	0,0047	0,0044	0,0044	0,0047	0,0041	0,0428	0,0511	0,0403	0,0233	0,0138	0,0129	0,0132	0,0109	0,0105	0,0107	0,0098	0,0678	0,0672
CaO [%]	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,71	0,85	0,67	0,39	0,23	0,21	0,22	0,18	0,18	0,18	0,16	1,13	1,12
Rückstand	5	5	11	16	12	15	53	79	72	62	59	15	14	12	15	16	76	84
Lsg	95	95	89	84	88	85	47	21	28	38	41	85	86	88	85	84	24	16
MnO _{RSt} [g]	0,0010	0,0014	0,0015	0,0018	0,0016	0,0001	0,0001	0,0003	0,0002	0,0003	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0005	0,0005
MnO _{Lsg} [g]	0,0184	0,0182	0,0180	0,0183	0,0202	0,0080	0,0072	0,0070	0,0080	0,0071	0,0071	0,0061	0,0056	0,0054	0,0053	0,0053	0,0072	0,0069
Σ MnO [g]	0,0193	0,0195	0,0194	0,0201	0,0218	0,0082	0,0074	0,0073	0,0083	0,0074	0,0074	0,0062	0,0057	0,0056	0,0055	0,0054	0,0077	0,0074
MnO [%]	0,32	0,33	0,32	0,33	0,36	0,14	0,12	0,12	0,14	0,12	0,12	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,13	0,12
Rückstand	5	7	8	9	7	1 *	2 *	3	3	3	3	2 *	2 *	2 *	2 *	2 *	7	7
Lsg	95	93	92	91	93	99 *	98 *	97	97	97	97	98 *	98 *	98 *	98 *	98 *	93	93
Fe2O3 _{RSt} [g]	0,0885	0,1247	0,1397	0,1476	0,1171	0,0271	0,0242	0,0255	0,0296	0,0373	0,0285	0,0065	0,0051	0,0057	0,0066	0,0087	0,0126	0,0146
Fe2O3 _{Lsg} [g]	5,6042	5,6371	5,5799	5,4798	5,9517	0,7593	0,6978	0,7021	0,8008	0,7136	0,7207	0,5448	0,5963	0,5806	0,5734	0,5734	1,0682	1,1154
Σ Fe2O3 [g]	5,6927	5,7618	5,7195	5,6273	6,0688	0,7864	0,7220	0,7276	0,8304	0,7509	0,7492	0,5513	0,6014	0,5863	0,5800	0,5822	1,0808	1,1300
Fe2O3 [%]	94,87	96,02	95,31	93,78	101,14	13,11	12,03	12,13	13,84	12,51	12,49	9,19	10,02	9,77	9,67	9,70	18,01	18,83
Rückstand	2	2	2	3	2	3	3	4	4	5	4	1	1	1	1	2	1	1
Lsg	98	98	98	97	98	97	97	96	96	95	96	99	99	99	99	98	99	99
Ni _{RSt} [g]	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0002	0,0004	0,0004	0,0003	0,0002	0,0002	0,0003	0,0001	0,0002	0,0002	0,0002	0,0001	0,0001
Ni _{Lsg} [g]	0,0154	0,0152	0,0155	0,0146	0,0152	0,0088	0,0130	0,0130	0,0148	0,0132	0,0132	0,0115	0,0118	0,0116	0,0115	0,0116	0,0050	0,0046
Σ Ni [g]	0,0154	0,0153	0,0155	0,0146	0,0152	0,0090	0,0134	0,0134	0,0150	0,0134	0,0134	0,0117	0,0119	0,0118	0,0117	0,0118	0,0051	0,0047
Ni [%]	0,2573	0,2546	0,2583	0,2440	0,2534	0,1499	0,2226	0,2228	0,2504	0,2238	0,2229	0,1955	0,1987	0,1961	0,1954	0,1964	0,0847	0,0780
Rückstand	0	0	0	0	0 *	2	3	3	2	1	1	2	1	2	2	2	2	2
Lsg	100	100	100	100	100 *	98	97	97	98	99	99	98	99	98	98	98	98	98
Co _{RSt} [g]	0,0001	0,0002	0,0002	0,0002	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Co _{Lsg} [g]	0,0023	0,0022	0,0022	0,0022	0,0023	0,0008	0,0008	0,0008	0,0009	0,0008	0,0008	0,0007	0,0007	0,0006	0,0006	0,0006	0,0009	0,0008
Σ Co [g]	0,0024	0,0024	0,0024	0,0024	0,0025	0,0008	0,0008	0,0008	0,0009	0,0009	0,0008	0,0007	0,0007	0,0006	0,0006	0,0006	0,0009	0,0008
Co [%]	0,0396	0,0398	0,0396	0,0395	0,0413	0,0132	0,0129	0,0132	0,0153	0,0142	0,0139	0,0115	0,0115	0,0107	0,0107	0,0106	0,0147	0,0137
Rückstand	4	7	8	8	6	4	2 *	4	5	6	5	2 *	2 *	2 *	2 *	2 *	1 *	2 *
Lsg	96	93	92	92	94	96	98 *	96	95	94	95	98 *	98 *	98 *	98 *	98 *	99 *	98 *
Cr _{RSt} [g]	0,0867	0,1247	0,1447	0,1494	0,1174	0,0178	0,0209	0,0209	0,0295	0,0411	0,0308	0,0054	0,0010	0,0049	0,0056	0,0082	0,0018	0,0024
Cr _{Lsg} [g]	0,1350	0,1250	0,1160	0,1270	0,1530	0,0010	0,0019	0,0022	0,0022	0,0017	0,0017	0,0058	0,0079	0,0068	0,0063	0,0068	0,0192	0,0237
Σ Cr [g]	0,2217	0,2497	0,2607	0,2764	0,2704	0,0188	0,0229	0,0230	0,0316	0,0428	0,0325	0,0112	0,0089	0,0117	0,0119	0,0150	0,0210	0,0261
Cr [%]	3,6946	4,1611	4,3449	4,6060	4,5062	0,3138	0,3811	0,3839	0,5272	0,7128	0,5410	0,1863	0,1489	0,1949	0,1984	0,2504	0,3497	0,4343
Rückstand	39	50	56	54	43	95	92	91	93	96	95	48	11	42	47	55	8	9
Lsg	61	50	44	46	57	5	8	9	7	4	5	52	89	58	53	45	92	91

* Für diese Ergebnisse ist zu berücksichtigen, dass der Gehalt im Rückstand der jeweiligen Substanz unterhalb der Nachweisgrenze liegt. Um diesen rechnerisch zu berücksichtigen wurde für den Gehalt der halbierte Wert der Nachweisgrenze eingesetzt. Dabei handelt es sich um eine erlaubte statistische Annäherung, die bei einer weiteren Interpretation der Daten zu berücksichtigen ist.

diese rot markierten Bereiche wurden über die halbierte Nachweisgrenze berechnet

Kurzbezeichnung	U75_3	U75_4	U75_5	U79_01	U79_02	U79_03	U79_04	U79_05	U110_1	U110_2	U110_3	U110_4	U110_5	U155_1	U155_2	U155_3	U155_4	U155_5
Fraktion	125µ-250µ	250µ-500µ	500µ-1mm	<63µ	63µ-125µ	125µ-250µ	250µ-500µ	500µ-1mm	<63µ	63µ-125µ	125µ-250µ	250µ-500µ	500µ-1mm	<63µ	63µ-125µ	125µ-250µ	250µ-500µ	500µ-1mm
m _{Einwaage} [g]	6,0009	6,0006	6,0008	6,0008	6,0005	6,0009	6,0008	6,0003	6,0004	6,0007	6,0006	6,0009	6,0004	6,0008	6,0005	6,0000	6,0007	6,0001
m _{Rückstand} [g]	2,6254	2,5748	2,5567	4,4932	4,955	4,972	4,9796	4,9851	2,6517	2,2688	2,3394	2,3399	2,4031	2,1907	2,3825	2,4671	2,4932	2,5272
MgO _{RSt} [g]	0,0591	0,0417	0,0322	0,9975	1,3165	1,3504	1,3425	1,3510	0,0379	0,0299	0,0229	0,0232	0,0298	0,0125	0,0138	0,0109	0,0077	0,0253
MgO _{Lsg} [g]	1,9747	2,0178	2,1123	0,9086	0,6251	0,5952	0,6068	0,6002	2,7987	2,8203	2,8037	2,8169	2,7987	2,1786	2,1836	2,3195	2,3311	2,2914
Σ MgO [g]	2,0337	2,0595	2,1445	1,9061	1,9416	1,9456	1,9493	1,9512	2,8366	2,8502	2,8266	2,8401	2,8285	2,1911	2,1974	2,3304	2,3389	2,3166
MgO [%]	33,89	34,32	35,74	31,76	32,36	32,42	32,48	32,52	47,27	47,50	47,11	47,33	47,14	36,51	36,62	38,84	38,98	38,61
Rückstand	3	2	2	52	68	69	69	69	1	1	1	1	1	1	1	0	0	1
Lsg	97	98	98	48	32	31	31	31	99	99	99	99	99	99	99	100	100	99
CaO _{RSt} [g]	0,0312	0,0219	0,0164	0,0966	0,0847	0,0686	0,0637	0,0628	0,0125	0,0086	0,0042	0,0054	0,0058	0,0001	0,0001	0,0001	0,0010	0,0001
CaO _{Lsg} [g]	0,0074	0,0069	0,0055	0,0376	0,0132	0,0130	0,0137	0,0134	0,0050	0,0036	0,0031	0,0034	0,0031	0,0043	0,0045	0,0039	0,0039	0,0038
Σ CaO [g]	0,0387	0,0287	0,0218	0,1342	0,0979	0,0816	0,0774	0,0762	0,0175	0,0123	0,0073	0,0087	0,0088	0,0044	0,0046	0,0040	0,0049	0,0039
CaO [%]	0,64	0,48	0,36	2,24	1,63	1,36	1,29	1,27	0,29	0,20	0,12	0,15	0,15	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07
Rückstand	81	76	75	72	87	84	82	82	71	70	58	62	65	2 *	3 *	3 *	20	3 *
Lsg	19	24	25	28	13	16	18	18	29	30	42	38	35	98 *	97 *	97 *	80	97 *
MnO _{RSt} [g]	0,0003	0,0001	0,0001	0,0063	0,0084	0,0085	0,0085	0,0085	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0002	0,0005	0,0005	0,0001	0,0001
MnO _{Lsg} [g]	0,0065	0,0064	0,0065	0,0056	0,0037	0,0033	0,0034	0,0033	0,0066	0,0071	0,0071	0,0076	0,0071	0,0157	0,0163	0,0148	0,0136	0,0125
Σ MnO [g]	0,0068	0,0066	0,0067	0,0118	0,0121	0,0118	0,0119	0,0118	0,0067	0,0072	0,0072	0,0078	0,0072	0,0160	0,0168	0,0152	0,0137	0,0126
MnO [%]	0,11	0,11	0,11	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,11	0,12	0,12	0,13	0,12	0,27	0,28	0,25	0,23	0,21
Rückstand	4	2 *	2 *	53	70	72	71	72	2 *	2 *	2 *	2 *	2 *	1	3	3	1 *	1 *
Lsg	96	98 *	98 *	47	30	28	29	28	98 *	98 *	98 *	98 *	98 *	99	97	97	99 *	99 *
Fe2O3 _{RSt} [g]	0,0092	0,0075	0,0072	0,2781	0,3736	0,3888	0,3889	0,3913	0,0125	0,0084	0,0082	0,0143	0,0211	0,0186	0,0355	0,0274	0,0172	0,0172
Fe2O3 _{Lsg} [g]	0,9896	1,0067	1,0296	0,4076	0,2889	0,2560	0,2660	0,2617	0,6635	0,6950	0,7107	0,7479	0,7079	0,9738	0,9881	0,9023	0,8880	0,8308
Σ Fe2O3 [g]	0,9987	1,0142	1,0368	0,6857	0,6625	0,6448	0,6549	0,6530	0,6760	0,7034	0,7189	0,7622	0,7290	0,9925	1,0236	0,9297	0,9052	0,8480
Fe2O3 [%]	16,64	16,90	17,28	11,43	11,04	10,74	10,91	10,88	11,27	11,72	11,98	12,70	12,15	16,54	17,06	15,50	15,09	14,13
Rückstand	1	1	1	41	56	60	59	60	2	1	1	2	3	2	3	3	2	2
Lsg	99	99	99	59	44	40	41	40	98	99	99	98	97	98	97	97	98	98
Ni _{RSt} [g]	0,0000	0,0001	0,0001	0,0010	0,0013	0,0012	0,0012	0,0013	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001
Ni _{Lsg} [g]	0,0044	0,0042	0,0042	0,0021	0,0015	0,0013	0,0012	0,0013	0,0149	0,0160	0,0162	0,0173	0,0163	0,0215	0,0217	0,0209	0,0200	0,0176
Σ Ni [g]	0,0044	0,0042	0,0043	0,0031	0,0028	0,0025	0,0025	0,0025	0,0150	0,0160	0,0163	0,0174	0,0163	0,0215	0,0217	0,0209	0,0201	0,0177
Ni [%]	0,0733	0,0705	0,0712	0,0513	0,0471	0,0418	0,0412	0,0424	0,2507	0,2674	0,2709	0,2893	0,2722	0,3582	0,3620	0,3480	0,3344	0,2956
Rückstand	1	1	1	33	47	50	50	49	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1
Lsg	99	99	99	67	53	50	50	51	99	100	100	100	99	100	100	100	100	99
Co _{RSt} [g]	0,0000	0,0000	0,0000	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000
Co _{Lsg} [g]	0,0008	0,0008	0,0008	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0008	0,0009	0,0009	0,0010	0,0009	0,0013	0,0012	0,0011	0,0011	0,0010
Σ Co [g]	0,0008	0,0008	0,0008	0,0005	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0008	0,0009	0,0009	0,0010	0,0009	0,0014	0,0013	0,0011	0,0011	0,0010
Co [%]	0,0131	0,0127	0,0129	0,0079	0,0068	0,0071	0,0074	0,0073	0,0137	0,0150	0,0154	0,0164	0,0157	0,0227	0,0212	0,0191	0,0184	0,0162
Rückstand	2 *	2 *	2 *	35	51	53	53	52	2 *	1 *	1 *	1 *	4	3	6	4	1 *	1 *
Lsg	98 *	98 *	98 *	65	49	47	47	48	98 *	99 *	99 *	99 *	96	97	94	96	99 *	99 *
Cr _{RSt} [g]	0,0016	0,0017	0,0021	0,0124	0,0128	0,0137	0,0142	0,0133	0,0124	0,0075	0,0079	0,0156	0,0241	0,0178	0,0365	0,0302	0,0045	0,0160
Cr _{Lsg} [g]	0,0178	0,0190	0,0209	0,0029	0,0024	0,0024	0,0024	0,0022	0,0007	0,0007	0,0004	0,0004	0,0005	0,0169	0,0192	0,0109	0,0109	0,0105
Σ Cr [g]	0,0194	0,0207	0,0230	0,0153	0,0152	0,0161	0,0165	0,0155	0,0131	0,0082	0,0083	0,0160	0,0246	0,0347	0,0557	0,0411	0,0153	0,0264
Cr [%]	0,3236	0,3449	0,3836	0,2554	0,2528	0,2684	0,2757	0,2582	0,2178	0,1374	0,1389	0,2668	0,4094	0,5783	0,9286	0,6852	0,2554	0,4407
Rückstand	8	8	9	81	84	85	86	86	95	91	95	97	98	51	66	73	29	60
Lsg	92	92	91	19	16	15	14	14	5	9	5	3	2	49	34	27	71	40

Anhang D. - Tab.D8 (1/2)

Mikrosonde: Quantitative Ergebnisse (WDS) von unlöslichem Rückstand

Komponente	Na2O	MgO	CaO	FeO	K2O	Al2O3	SiO2	Cr2O3	TiO2	Total
Einheit	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
Kristall	TAP	TAP	PETJ	LIFH	PETH	TAP	PETJ	LIFH	LIFH	
Mineral	Nr.									
Talk										
	1		29,464	0,005	0,926	0	0,301	63,195	0,012	93,903
	2		26,797	0	0,846	0,061	0,307	66,009	0,021	94,041
	3		26,927	0,021	1,153	0,101	0,164	61,791	0,008	90,165
	4		28,362	0,04	1,6	0,09	0,459	62,061	0,132	92,744
	5	0,169	27,555	0,019	1,507	0,136	0,263	61,128	0,035	90,823
	6	0,143	27,85	0,026	1,501	0,1	0,384	59,581	0,078	89,667
Anthophyllit										
	7	0,003	34,459	0,118	5,843	0,003	0,096	58,443	0,062	99,058
Tremolit										
	8		22,147	13,006	2,306	0,093	2,206	55,316	0,883	95,957
	9		21,588	12,271	2,264	0,235	1,488	53,535	0,23	91,611
	10		23,19	13,379	2,448	0,019	0,411	58,711	0,072	98,23
	11		21,621	13,017	2,377	0,119	2,49	56,342	0,501	96,467
	12	0,236	23,2	14,065	1,251	0,037	0,112	58,717	0,067	97,721
	13	0,964	21,894	12,828	1,927	0,148	1,329	54,48	0,262	93,92
	14	0,623	22,96	13,24	2,194	0,148	0,882	58,086	0,094	98,279
	15	0,404	22,946	13,473	1,894	0,051	0,488	57,362	0,18	96,822
	16	0,435	22,98	13,38	2,299	0,139	0,804	56,575	0,087	96,753
	17	0,389	21,714	13,251	1,987	0,147	0,851	56,396	0,066	94,801
	18	0,469	22,637	13,166	2,419	0,022	0,49	56,72	0,088	96,056
Diopsid										
	19		17,788	26,28	1,842	0,01	0,259	55,033	0,4	101,612

Anhang D. - Tab.D8 (2/2)

Mikrosonde: Quantitative Ergebnisse (WDS) von unlöslichem Rückstand

Komponente	Na2O	MgO	CaO	FeO	K2O	Al2O3	SiO2	Cr2O3	TiO2	Total	
Einheit	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	
Kristall	TAP	TAP	PETJ	LIFH	PETH	TAP	PETJ	LIFH	LIFH		
Mineral	Nr.										
Enstatit (Bronzit)											
	20	0,004	33,342	0,105	7,635	0,001	0,205	57,47	0,217	0,014	98,993
	21	0	33,865	0,109	7,613	0	0,152	57,869	0,171	0,037	99,816
Kämmererit											
	22		28,902	0,04	2,966	0,018	12,73	37,718	3,828		86,202
	23		32,223	0,036	2,906	0,047	12,387	33,671	3,589		84,859
	24		31,929	0,012	2,576	0,015	11,72	33,871	3,777		83,9
	25	0	30,689	0	3,127	0,01	12,076	32,262	3,618	0,031	81,813
Rückstände											
	26	0,001	0,039	0	0	0,013	0,028	65,158	0,005	0,073	65,317
	27	0,023	0,061	0,023	0,025	0,026	0,028	72,729	0	0	72,915
	28	0,012	0,067	0,154	0,032	0,48	0,067	82,267	0,017	0,017	83,113
	29	0,061	0,077	0,245	0,05	0,951	0,04	84,133	0	0,022	85,579
	30	0,059	0,077	0,065	0,061	0,886	0,033	83,867	0	0,005	85,053
	31	0,04	0,059	0,023	0,027	0,421	0,024	76,606	0	0,018	77,218
	32	0,023	0,07	0,052	0,026	0,034	0,014	71,335	0,003	0,066	71,623
	33	0,062	0,071	0,047	0,048	0,707	0,013	86,383	0	0,049	87,38
	34	0,052	0,06	0,035	0,023	0,752	0,032	83,433	0	0,042	84,429
	35	0,061	0,246	0,075	0,086	0,979	0,025	74,385	0,004	0,032	75,893
	36	0,076	0,148	0,806	0,049	0,488	0,028	78,85	0	0,041	80,486
	37	0,073	0,065	0,081	0,027	0,518	0,016	78,013	0,03	0,051	78,874
	38	0,055	0,073	0,116	0,039	0,479	0,025	76,228	0,004	0,056	77,075
	39	0,016	0,454	0,008	0	0,101	0,005	64,177	0,009	0	64,77
	40	0,116	0,077	0,036	0,06	0,71	0,039	79,353	0	0,018	80,409

Anhang D. - Tab.D9 (1/2)

REM: Quantitative Ergebnisse (EDS) der analysierten Mineralaggregate
der Proben U115 und U129 (inkl. Sauerstoffnormalisierung)

Probe	U115											
Mineral	Dp	Serp	Tr	Dp	Serp	Serp	Serp	Serp	Dp	Chl	Tr	Serp
Komponente												
Mg	n.b.											
Al	n.b.											
Si	n.b.											
Ca	n.b.											
Fe	n.b.											
MgO	13,07	36,66	20,14	16,35	38,38	41,64	34,74	35,57	16,70	32,69	22,90	35,86
Al ₂ O ₃	0,35	2,39	0,34	0,18	3,58	4,71	3,34	5,83	0,70	12,36	0,48	3,70
SiO ₂	48,08	41,21	53,18	52,73	42,29	45,08	41,32	38,00	49,78	31,46	53,73	39,45
CaO	27,42	0,12	15,44	27,11	0,00	0,00	0,00	0,00	24,67	0,04	13,50	0,09
Fe ₂ O ₃	4,27	4,97	1,43	3,59	5,49	6,59	6,62	5,86	3,59	4,94	2,21	6,79
Sauerstoff	6	9	23	6	9	9	9	9	6	22	23	9
Mg	0,78	3,34	4,45	0,90	3,34	3,33	3,15	3,27	0,96	7,71	4,93	3,28
Al	0,02	0,17	0,06	0,01	0,25	0,30	0,24	0,42	0,03	2,30	0,08	0,27
Si	1,92	2,52	7,88	1,94	2,47	2,42	2,52	2,34	1,91	4,97	7,75	2,42
Ca	1,17	0,01	2,45	1,07	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,01	2,09	0,01
Fe	0,29	0,51	0,36	0,22	0,54	0,60	0,68	0,61	0,23	1,32	0,54	0,71
#Mg	85,85	93,60	96,53	90,02	93,26	92,60	91,22	92,33	90,21	92,90	95,35	91,27
Kationen	4,17	6,56	15,21	4,13	6,59	6,64	6,59	6,65	4,15	16,31	15,39	6,68

#Mg = 100 x Mg/(Mg+Fe)

Anhang D. - Tab.D9 (2/2)

REM: Quantitative Ergebnisse (EDS) der analysierten Mineralaggregate
der Proben U115 und U129 (inkl. Sauerstoffnormalisierung)

Probe	U129													
Mineral	Serp	Dp	Dp	Tr	Dp	Serp	Dp	Tr	Dp	Chl	Chl	Dp	Tr	Serp
Komponente														
Mg	23,81	10,37	10,97	14,60	10,69	24,00	10,56	14,71	11,18	22,29	22,57	10,75	14,54	23,98
Al	2,52	0,10	0,15	0,20	0,08	2,68	0,11	0,38	0,17	7,76	7,68	0,05	0,31	2,46
Si	21,08	27,59	27,41	29,91	27,86	20,96	27,55	29,40	27,62	17,16	17,34	27,66	29,33	20,81
Ca	0,06	19,04	18,89	10,32	19,42	0,07	19,12	10,51	18,26	0,02	0,02	19,17	10,46	0,06
Fe	2,68	1,75	1,00	1,08	1,16	2,66	1,93	0,81	1,06	3,19	2,60	1,04	1,13	2,59
MgO	39,52	17,21	18,21	24,24	17,75	39,84	17,53	24,42	18,56	37,00	37,47	17,85	24,14	39,81
Al2O3	4,76	0,19	0,28	0,38	0,15	5,07	0,21	0,72	0,32	14,67	14,52	0,09	0,59	4,65
SiO2	45,11	59,04	58,66	64,01	59,62	44,85	58,96	62,92	59,11	36,72	37,11	59,19	62,77	44,53
CaO	0,08	26,66	26,45	14,45	27,19	0,10	26,77	14,71	25,56	0,03	0,03	26,84	14,64	0,08
Fe2O3	3,83	2,50	1,43	1,54	1,66	3,80	2,76	1,16	1,52	4,56	3,72	1,49	1,62	3,70
Sauerstoff	9	6	6	23	6	9	6	23	6	22	22	6	23	9
Mg	3,27	0,88	0,93	4,56	0,90	3,29	0,89	4,64	0,95	7,60	7,68	0,91	4,60	3,32
Al	0,31	0,01	0,01	0,06	0,01	0,33	0,01	0,11	0,01	2,38	2,35	0,00	0,09	0,31
Si	2,51	2,02	2,01	8,09	2,02	2,49	2,01	8,01	2,02	5,06	5,10	2,02	8,02	2,49
Ca	0,01	0,98	0,97	1,96	0,99	0,01	0,98	2,01	0,94	0,00	0,00	0,98	2,00	0,01
Fe	0,36	0,14	0,08	0,33	0,10	0,36	0,16	0,25	0,09	1,06	0,87	0,09	0,35	0,35
#Mg	95,33	93,16	96,19	96,88	95,49	95,40	92,64	97,66	96,04	94,14	95,23	95,96	96,73	95,51
Kationen	6,46	4,03	4,01	14,99	4,01	6,47	4,04	15,02	4,00	16,11	16,01	4,00	15,05	6,47

#Mg = 100 x Mg/(Mg+Fe)

**Anhang D. - Tab.D10 (1/2) Petrographie: Modalbestand der mineralogisch-
petrographisch untersuchten Gesteinsproben**

Gestein	Proben Nr.	Hauptgemengteil (>5%)	Nebengemengteil (<5%)	Akzessorien (<1%)
<u>Serpentinit</u>				
	U114	Srp	Mt	
	U122	Srp	Mt	
	U128	Srp	Mt	
	U155	Srp	Chr	
<u>Tremolit-Serpentinit</u>				
	U111	Srp + Am	Mt	Ol + Chl + Tlc + Kb
	U119	Srp + Am + Tlc + Ol	Chl + Mt	
	U126	Srp + Tlc + Am	Ol + Chl + Chr + Qz	
	U138	Am + Tlc + Serp	Mt	
	U147	Srp + Am	Ol + Mt	
	U148	Srp + Am + Ol	Mt	
	U150	Srp + Tlc + Am	Mt	
	U153	Srp + Am + Chl + Ol	Tlc + Chl + Mt	
	P13	Am + Srp + Chl + Tlc	Ol + Mt	
<u>Harzburgit</u>				
	U125	Ol	Opx + Am + Tlc + Srp	Chl + Chr
<u>Tremolitfels</u>				
	U118	Am + Srp + Tlc	Mt	Cpx
	U156	Am + Srp + Tlc	Mt	
	P21	Am + Tlc + Srp	Mt	Cpx
<u>Hornblendit</u>				
	U120	Am		
<u>Metapyroxenit</u>				
	U113	Cpx + Am + Tlc + Srp	Ol + Mt	
	U115	Am + Cpx + Srp	Ol + Mt	
	U135	Am + Cpx + Srp + Ol	Mt	
	U137	Am + Cpx + Tlc	Srp + Chl + Mt	
	U143	Am + Cpx + Tlc	Chl + Mt	
	P08A	Am + Cpx + Tlc	Srp + Chl + Mt	
<u>Klinopyroxenit</u>				
	U151	Cpx + Chl	Mt	

Anhang D. - Tab.D10 (2/2) Petrographie: Modalbestand der mineralogisch-petrographisch untersuchten Gesteinsproben

Gestein	Proben Nr.	Hauptgemengteil (>5%)	Nebengemengteil (<5%)	Akzessorien (<1%)
<u>Pyroxen-Antigoritit</u>				
	U129	Srp + Cpx + Mt		
<u>Zoisit-Amphibolit</u>				
	U139	Am + Zs + Grt	Chl	CZs + Mt
	P10	Am + Zs		
	P14C	Am + Zs + Grt	Tlc	Mt
<u>Quarzit</u>				
	P17B	Qz	Musc	
<u>Amphibolschiefer</u>				
	P22	Hbl + Qz + Cc	Grt	Mt
<u>Hornblendegneis</u>				
	P24	Qz + Bt+ Hbl	Plg + Grt + Ti	

OI ... Olivin, **Srp** ... Serpentin, **Tr** ... Tremolit, **Anth** ... Anthophyllit, **Hbl** ... Hornblende
Cpx ... Klinopyroxen, **Opx** ... Orthopyroxen, **Chl** ... Chlorit, **Tlc**... Talk,
Bt ... Biotit, **Cc** ... Kalzit, **Grt** ... Granat, **Gth** ... Goethit, **KZs** ... Klinozoisit, **Kb** ... Karbonat
Ms ... Muskovit, **Plg** ... Plagioklas, **Qz** ... Quarz, **Tit** ... Titanit, **Zs** ... Zoisit

Anhang D. - Tab.D11 (1/3)

Petrographie: Prozentuelle mineralogische Zusammensetzung der mineralogisch-petrographisch untersuchten Gesteinsproben (inkl. normierter Mineralbestände für Gesteinsklassifikation)

Mineralphase	weitere Phasen									opake Phase		Ol-Opx-Cpx normiert			Ol-Px-Am normiert		
	Ol	Srp	Tr/Anth	Hbl	Cpx	Opx	Chl	Tlc	Bt, Cc, Grt, Gth, Kb, KZs, Ms, Plg, Qz, Tit, Zs	Chr	Mt	Ol ¹⁾	Opx ¹⁾	Cpx ¹⁾	Ol ²⁾	Px ²⁾	Am ²⁾
Einheit	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
Gestein	Probe																
Serpentinit																	
U114		95									5						
U122		95									5						
U128		95						1			5						
U155		95									5						
Tremolit-Serpentinit																	
U111	1	45	45				1	1	Kb(1)		5				2,17	0,00	97,83
U119	10	35	30				2	20			3				25,00	0,00	75,00
U126	5	65	10				3	10	Qz(5)		5				33,33	0,00	66,67
U138		30	30					35			2				0,00	0,00	100,00
U147	5	85	5					1			5				50,00	0,00	50,00
U148	5	80	10								5				33,33	0,00	66,67
U150		30	20			1		40			5				0,00	4,76	95,24
U153	5	45	30				15	5			2				14,29	0,00	85,71
P13	5	40	20				15	15			5				20,00	0,00	80,00
Harzburgit																	
U125	80	3	3				10	1		3	1			88,89	11,11	0,00	
Tremolitfels																	
U118		15	60		1			20			5				0,00	1,64	98,36
U156		15	75					5			2				0,00	0,00	100,00
P21		15	50		1			25			5				0,00	1,96	98,04

Anhang D. - Tab.D11 (2/3)

Petrographie: Prozentuelle mineralogische Zusammensetzung der mineralogisch-petrographisch untersuchten Gesteinsproben (inkl. normierter Mineralbestände für Gesteinsklassifikation)

Mineralphase	weitere Phasen									opake Phase		Ol-Opx-Cpx normiert			Ol-Px-Am normiert		
	Ol	Srp	Tr/Anth	Hbl	Cpx	Opx	Chl	Tlc	Bt, Cc, Grt, Gth, Kb, KZs, Ms, Plg, Qz, Tit, Zs	Chr	Mt	Ol ¹⁾	Opx ¹⁾	Cpx ¹⁾	Ol ²⁾	Px ²⁾	Am ²⁾
Einheit	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
Gestein	Probe																
Hornblendit																	
U120				100											0,00	0,00	100,00
Metapyroxenit																	
U113	5	10	30		35			15			5				7,14	50,00	42,86
U115	5	35	35		20		3				5				8,33	33,33	58,33
U135	10	35	35		15						5				16,67	25,00	58,33
U137		5	40		15		3	30			5				0,00	27,27	72,73
U143			65		15		5	10	Gth(1)		5				0,00	18,75	81,25
P08A		5	40		15		3	35			5				0,00	27,27	72,73
Klinopyroxenit																	
U151					80			15			5				0,00	100,00	0,00
Pyroxen-Antigoritit																	
U129		40	5		20			25			10				0,00	80,00	20,00
Zoisit-Amphibolit																	
U139				65			3		Zs(20) + Grt(10) + KZs(1)		1				0,00	0,00	100,00
P10				85					Zs(15)						0,00	0,00	100,00
P14C				65			5		Zs(15) + Grt(15)						0,00	0,00	100,00

Anhang D. - Tab.D11 (3/3)

Petrographie: Prozentuelle mineralogische Zusammensetzung der mineralogisch-petrographisch untersuchten Gesteinsproben (inkl. normierter Mineralbestände für Gesteinsklassifikation)

Mineralphase	weitere Phasen									opake Phase		Ol-Opx-Cpx normiert			Ol-Px-Am normiert		
	Ol	Srp	Tr/Anth	Hbl	Cpx	Opx	Chl	Tlc	Bt, Cc, Grt, Gth, Kb, KZs, Ms, Plg, Qz, Tit, Zs	Chr	Mt	Ol ¹⁾	Opx ¹⁾	Cpx ¹⁾	Ol ²⁾	Px ²⁾	Am ²⁾
Einheit	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
Gestein	Probe																
Quarzit																	
	P17B																
	Qz(95) + Ms(5)																
Amphibolschiefer																	
	P22																
	75																
	Qz(15) + Cc(10) + Grt(1)																
	1																
	0,00 0,00 100,00																
Hornblendegneis																	
	P24																
	7																
	Qz(70) + Bt(15) + Plg(3) + Grt(3) + Tit(1)																

Ol ... Olivin, **Srp** ... Serpentin, **Tr** ... Tremolit, **Anth** ... Anthophyllit, **Hbl** ... Hornblende, **Cpx** ... Klinopyroxen, **Opx** ... Orthopyroxen, **Chl** ... Chlorit, **Bt** ... Biotit, **Cc** ... Kalzit, **Grt** ... Granat, **Gth** ... Goethit, **Kb** ... Karbonat, **KZs** ... Klinozoisit, **Ms** ... Muskovit, **Plg** ... Plagioklas, **Qz** ... Quarz, **Tit** ... Titanit

¹⁾ auf das Klassifikationsschema Ol-Opx-Cpx normierte Phasenanteile
²⁾ auf das Klassifikationsschema Ol-Px-Hbl(Am) normierte Phasenanteile

akzessorische Gemengteile werden auf 1% aufgerundet
 Bei Prozentbereichen wird die obere Grenze angegeben, wodurch die Summe über 100% liegen kann

Anhang D. - Tab.D12 (1/2)

Auflistung der Gehalte einiger Spurenelemente in unterschiedlichen Lithologien

Komponente	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba
Einheit	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]
Lithologie (Probenanz.)											
Dunit (11)	<10	<10 - 53 (Md: 18)	1.278 - 4.120 (Md: 2.566)	112 - 149 (Md: 126)	2.300 - 3.504 (Md: 2.853)	<10 - 141	33 - 62 (Md: 44)	<20	<10 - 22 (Md: 15)	<10	<10 - 25
Serpentinit (28)	<10 - 16,9	<10 - 58 (Md: 29)	977 - 7.400 (Md: 2.997)	74 - 246 (Md: 126)	492 - 3.956 (Md: 2.134)	<10 - 610	29 - 445 (Md: 45)	<20 - 60	<10 - 23	<10 - 49	<10 - 26
Dunit/Serpentinit (32)	<10	<10 - 37 (Md: 24)	591 - 5.310 (Md: 2.630)	106 - 216 (Md: 147)	1.640 - 4.120 (Md: 2.335)	<10 - 101	30 - 57 (Md: 40)	<20	<10	<10	<10 - 18
Tremolit- Serpentinit (4)	<10 - 14	25 - 93 (Md: 37)	2.930 - 3.570 (Md: 3.275)	92 - 185 (Md: 129)	864 - 2.960 (Md: 1.193)	<10 - 98	33 - 70 (Md: 37)	<20	<10	<10	<10 - 106 (Md: 24)
Pyroxenit (3)	10 - 68 (Md: 17)	56 - 744 (Md: 75)	1.306 - 3.174 (Md: 2.439)	62 - 92 (Md: 72)	58 - 463 (Md: 409)	<10 - 45	36 - 52 (Md: 42)	<20	<10 - 26 (Md: 21)	<10	14 - 41 (Md: 16)
Harzburgit (9)	<10 - 13,1	17-42 (Md: 28)	919 - 4.560 (Md: 2.620)	69 - 240 (Md: 138)	446 - 2.530 (Md: 1.147)	<10 - 81	25 - 57 (Md: 39)	<20	<10 - 18	<10	<10 - 24 (Md: 11)
Hornblendit (3)	<10 - 17 (Md: 14)	38 - 92 (Md: 70)	2.171 - 2.936 (Md: 2.386)	90 - 123 (Md: 113)	321 - 1.104 (Md: 995)	12 - 211 (Md: 207)	36 - 53 (Md: 51)	<20	24 - 29 (Md: 24)	<10	21 - 25 (Md: 24)
Eisenlaterit (1)	47	520	40.597	384	2.538	765	448	<20	42	157	89
Chromiterz (1)	<10	556	118.933	178	1.779	<10	303	<20	<10	<10	<10

Md ... Medianwert

k.D. ... keine Analysedaten vorhanden

¹⁾ Analyseergebnisse für diese Komponenten stehen nur für einen Teil der Proben zur Verfügung (Analysen durch Actlabs).

²⁾ Für eine gemeinsame Auswertung wurden die teilweise als SO₃-Komponente vorliegenden Analysedaten auf das Element Schwefel rückgerechnet.

Auf Grund unterschiedlicher Analysemethoden beziehen sich manche Komponenten auf unterschiedliche Nachweisgrenzen. Für einheitliche Angaben wurde jeweils der höhere Grenzwert herangezogen. Der Medianwert wurde nur für Messwerte errechnet, die mehrheitlich (zu etwa 2/3) über der Nachweisgrenze liegen.

Anhang D. - Tab.D12 (2/2)

Auflistung der Gehalte einiger Spurenelemente in unterschiedlichen Lithologien

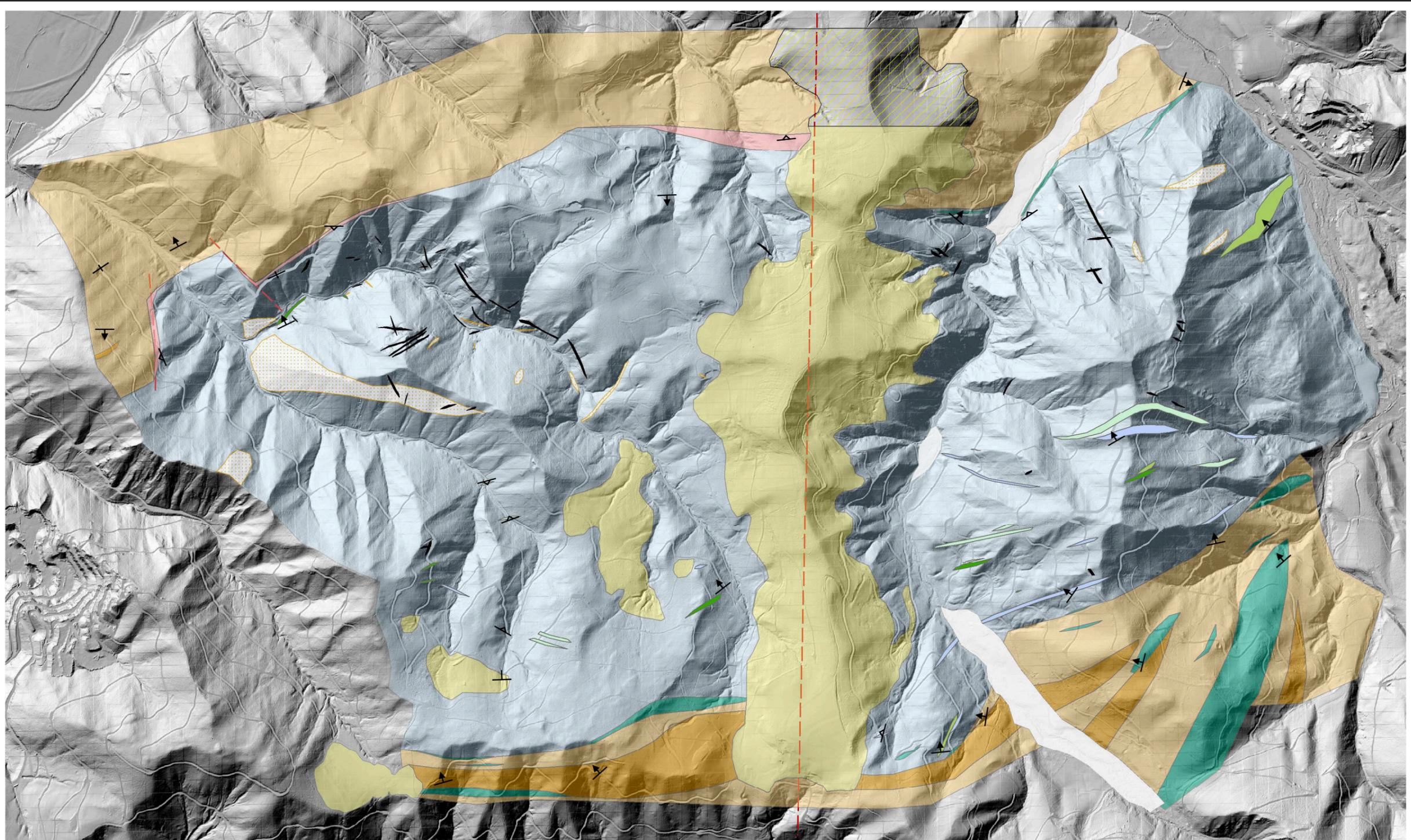
Komponente	La	Ce	Pb	Au ¹⁾	As ¹⁾	Br ¹⁾	Cs ¹⁾	S ²⁾	Sb ¹⁾	Ta ¹⁾	Yb ¹⁾
Einheit	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppb]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[%]	[ppm]	[ppm]	[ppm]
Lithologie (Probenanz.)											
Dunit (11)	<10 - 11,9	<10 - 20	<10	<5	<2 - 6	<1	<0,5	<0,004 - 0,1	0,5 - 0,6	<1	<0,1
Serpentinit (28)	<10 - 13	<10 - 17	<10 - 12	<5 - 33	<2 - 454	<1 - 10	<0,5 - 1,8	<0,004 - 0,06 (Md: 0,005)	<0,2 - 1,8	<1 - 7	<0,1
Dunit/Serpentinit (32)	<10	<10	<10	<5	<2 - 39	<1	<0,5	0,004 - 0,074 (Md: 0,006)	<0,2 - 1,5 (Md: 0,4)	<1 - 7	<0,1 - 0,6
Tremolit- Serpentinit (4)	<10	<10	<10	<5	<2 - 12	<1	<0,5	0,005 - 0,013 (Md: 0,009)	<0,2 - 0,6	<1 - 4	<0,1
Pyroxenit (3)	<10 - 10	19 - 28 (Md: 20)	<10	k.D.	k.D.	k.D.	k.D.	<0,004 - 0,04	k.D.	k.D.	k.D.
Harzburgit (9)	<10	<10 - 15	<10	<5	<2	<1	<0,5	<0,004 - 0,071 (Md: 0,005)	<0,2 - 0,8	<1 - 7	<0,1
Hornblendit (3)	<10	<10	<10	k.D.	k.D.	k.D.	k.D.	<0,004 - 0,06 (Md: 0,05)	k.D.	k.D.	k.D.
Eisenlaterit (1)	41	<10	18	k.D.	k.D.	k.D.	k.D.	<0,004	k.D.	k.D.	k.D.
Chromiterz (1)	<10	<10	<10	k.D.	k.D.	k.D.	k.D.	0,01	k.D.	k.D.	k.D.

E. Geologische Karte des Arbeitsgebietes

Die Klassifizierung der kristallinen Gesteine erfolgte überwiegend makroskopisch, da mineralogische Untersuchungen nur teilweise durchgeführt wurden. Auch erfolgt insbesondere im nördlichen Nebengestein keine detaillierte Untergliederung innerhalb des Kristallins. Die verzeichneten Magnesitvorkommen sowie das Auftreten der Tremolit-Serpentinite, Metapyroxenite, Tremolitfels, Pyroxenite, Hornblendite und Amphibolite innerhalb der Ultramafitmasse sind in ihrer Ausdehnung und Erstreckung als schematisch anzusehen. Ihr Auftreten gilt jedoch als nachgewiesen.

	Nummer	Beschriftung
Karte	Karte.E1	Geologische Karte des Kraubather Ultramafitkomplexes zwischen Wintergraben und Lobminggraben
Karte	Karte.E2	Geologische Karte des Kraubather Ultramafitkomplexes zwischen Wintergraben und Lobminggraben – Schwerpunkt Hydrologie
Karte	Karte.E3	Geologische Karte des Kraubather Ultramafitkomplexes zwischen Wintergraben und Lobminggraben – Schwerpunkt Bergbau und Rohstoffe
Karte	Karte.E4	Geologische Karte des Kraubather Ultramafitkomplexes zwischen Wintergraben und Lobminggraben - mit Probenentnahmepunkten
Karte	Karte.E5	Geologische Karte des Kraubather Ultramafitkomplexes zwischen Wintergraben und Lobminggraben - Gesamtgesteinsgeochemie

Geologische Karte des Kraubather Ultramafitkomplexes zwischen Wintergraben und Lobminggraben



- Geologie**
- Gneis i.Allg.
 - Glimmerschiefer
 - Augengneis
 - Amphibolit/Amphibolschiefer
 - Dunit/Serpentinit
 - Bronzilit/Harzburgit
 - Tremolit-Serpentinit
 - Pyroxenit/Metapyroxenit
 - Hornblendit/Tremolitfels
 - Zoisit-Amphibolit
 - Magnesit
 - Neogen
 - Neogen (vermutet)
 - Quartär
- Störung vermutet
- neuer Forstweg (jünger als 2011)

- Gefüge**
- Streichen und Einfallen**
- 5 - 30
 - 31 - 60
 - 61 - 85
 - 86 - 90

PREVORCIC, R. (10.11.2014)

N

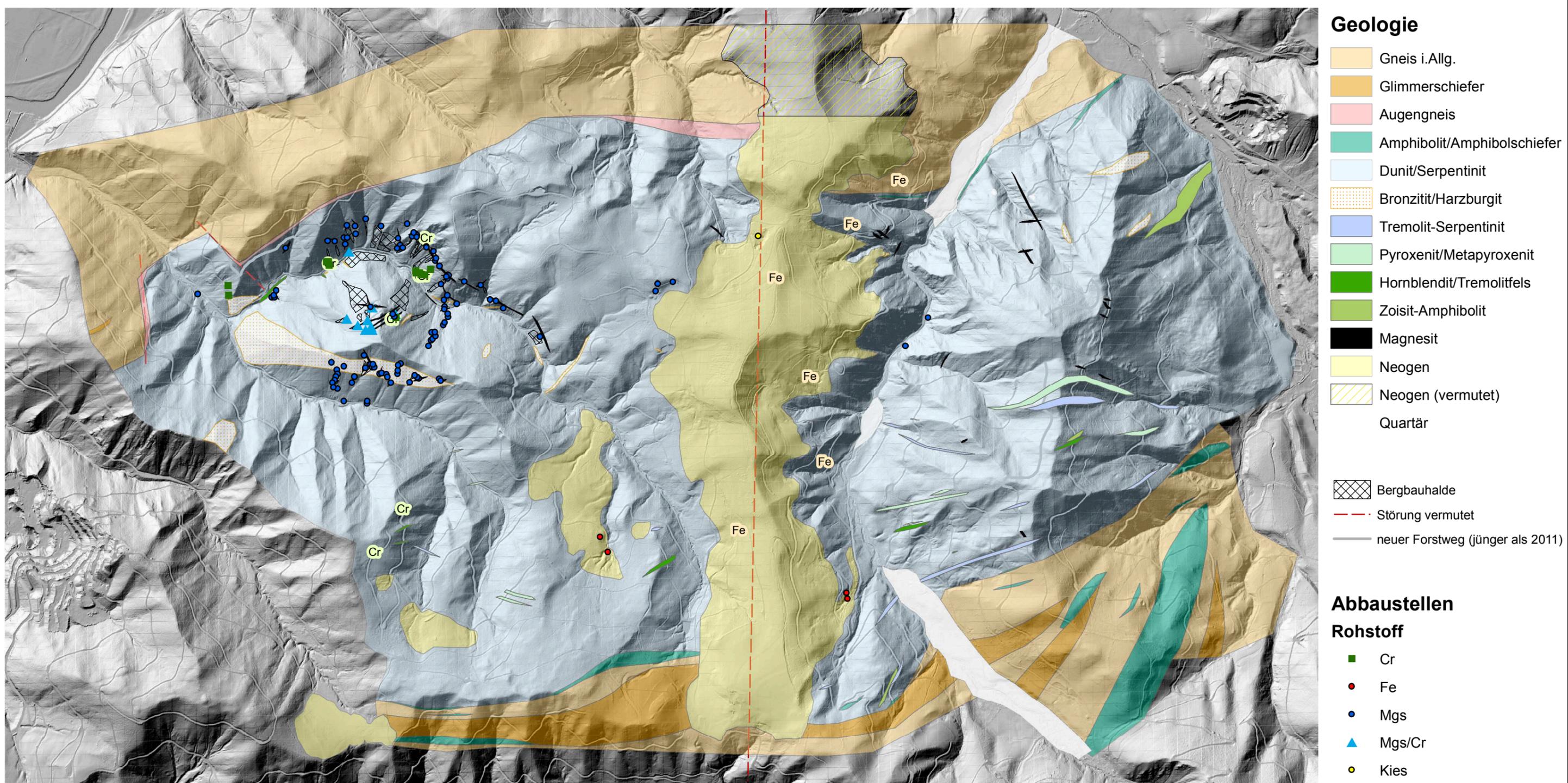
1:15.000

0 250 500 750 1.000 Meters

Koordinaten System: MGI Austria Lambert

Geologische Karte des Kraubather Ultramafitkomplexes

zwischen Wintergraben und Lobminggraben - Schwerpunkt Bergbau und Rohstoffe



PREVORCIC, R. (10.11.2014)



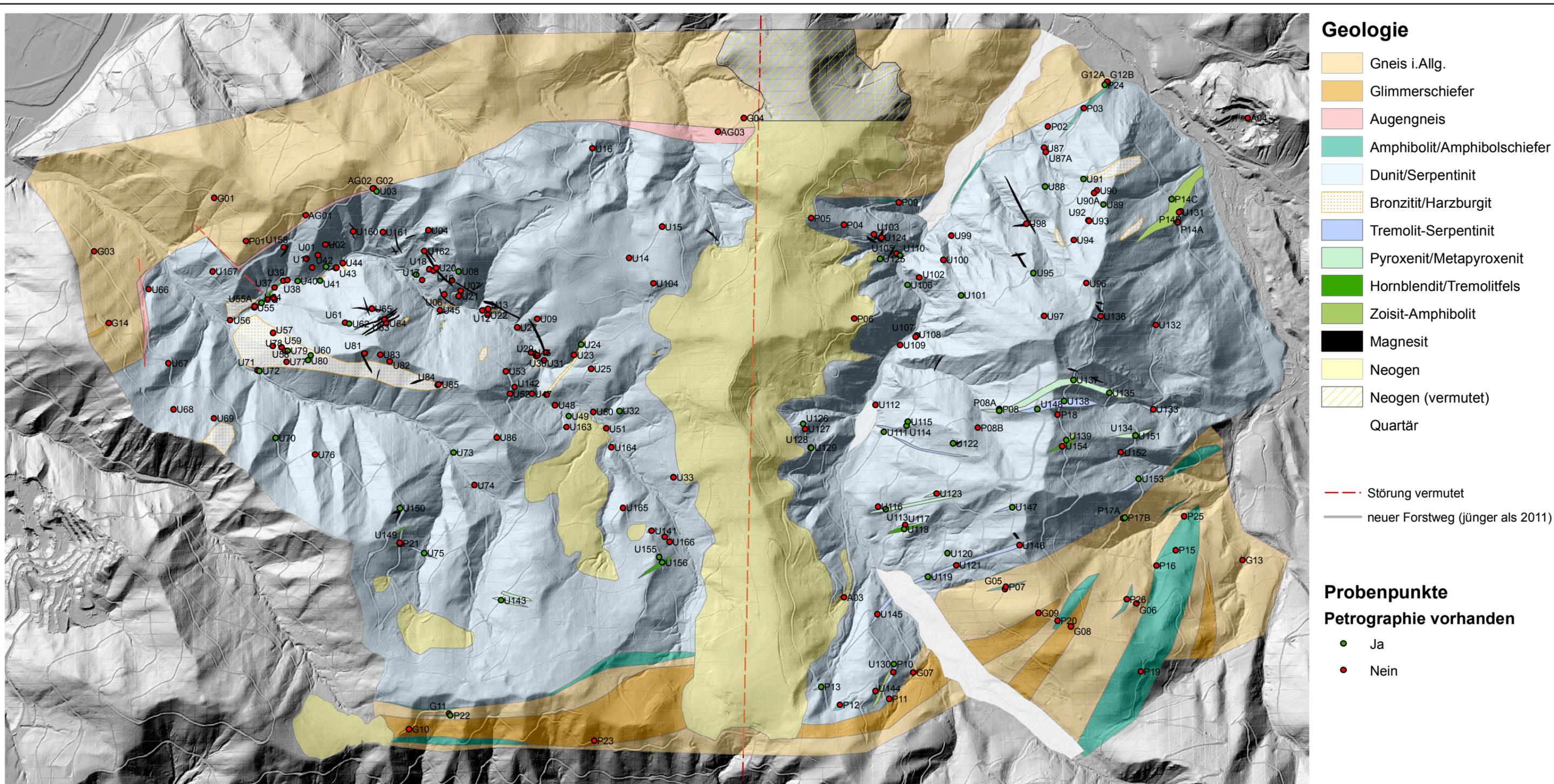
1:15.000

0 250 500 750 1.000 Meters

Koordinaten System: MGI Austria Lambert

Geologische Karte des Kraubather Ultramafitkomplexes

zwischen Wintergraben und Lobminggraben - mit Probenentnahmepunkten



- Geologie**
- Gneis i.Allg.
 - Glimmerschiefer
 - Augengneis
 - Amphibolit/Amphibolschiefer
 - Dunit/Serpentinit
 - Bronzitit/Harzburgit
 - Tremolit-Serpentinit
 - Pyroxenit/Metapyroxenit
 - Hornblendit/Tremolitfels
 - Zoisit-Amphibolit
 - Magnesit
 - Neogen
 - Neogen (vermutet)
 - Quartär
- Störung vermutet
 — neuer Forstweg (jünger als 2011)

- Probenpunkte**
- Petrographie vorhanden**
- Ja
 - Nein

PREVORCIC, R. (10.11.2014)

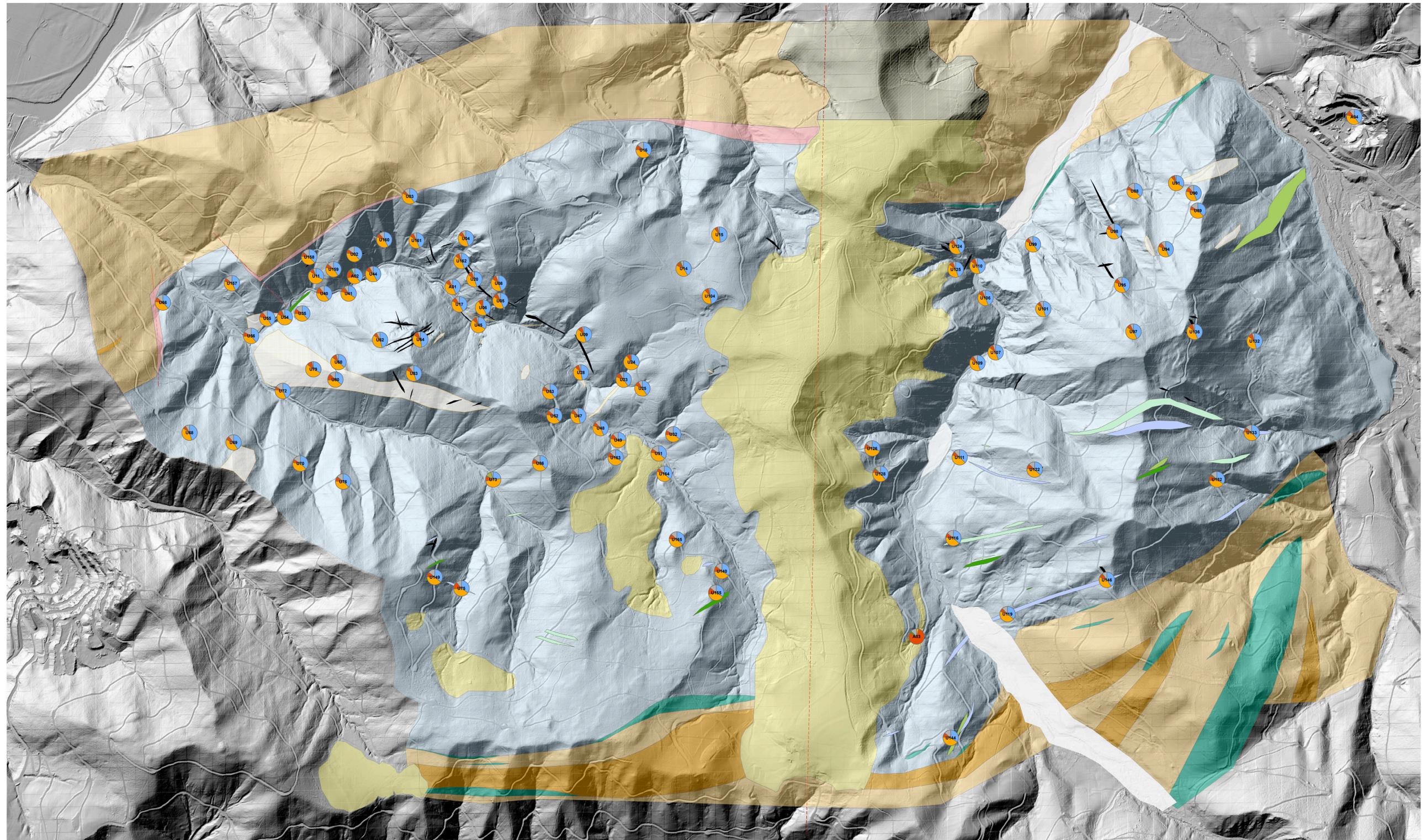
N

1:15.000

0 250 500 750 1.000 Meters

Koordinaten System: MGI Austria Lambert

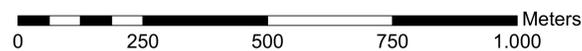
Geologische Karte des Kraubather Ultramafitkomplexes zwischen Wintergraben und Lobminggraben - Gesamtgesteinsgeochemie



PREVORCIC, R. (10.11.2014)



1:5.000



Koordinaten System: MGI Austria Lambert

Geologie

- | | | |
|-----------------------------|--------------------------|-------------------|
| Gneis i. Allg. | Bronzitt/Harzburgit | Magnesit |
| Glimmerschiefer | Tremolit-Serpentinit | Neogen |
| Augengneis | Pyroxenit/Metapyroxenit | Neogen (vermutet) |
| Amphibolit/Amphibolschiefer | Hornblendit/Tremolitfels | Quartär |
| Dunit/Serpentinit | Zoisit-Amphibolit | |

- Störung vermutet
- neuer Forstweg (jünger als 2011)

Gesamtgesteinsgeochemie

- | | |
|------------------------------------|------------------------------------|
| MgO [%] | Al ₂ O ₃ [%] |
| SiO ₂ [%] | CaO [%] |
| Fe ₂ O ₃ [%] | LOI [%] |