

# Montangeologische Aufnahme zum Rohstoffpotenzial des Habsburg Lothringen'schen Gutes Persenbeug



Diplomarbeit  
Angewandte Geowissenschaften

Roland Strauß

Betreuer:

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

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

Leoben, 09.02.2015



## 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, am 09.02.2015

## Zusammenfassung

Das kartierte Habsburg Lothringen'sche Gut Persenbeug liegt im westlichen Niederösterreich nördlich der Donau, zwischen Ybbs an der Donau im Süden und Grosspertenschlag im Norden. Das variszische Grundgebirge setzt sich in diesem Gebiet aus dem Südböhmischen Pluton und den metamorphen Decken des Moldanubikums zusammen. Der im Norden auftretende grobkörnige Weinsberger Granit wird von jüngeren, feineren Fraktionen durchschlagen. An den NNE - SSW streichenden Störungszonen wurde durch Gefügeauswertung eine sinistrale Bewegung festgestellt. Die durch Scherprozesse hervorgerufenen mylonitischen Gesteinspartien stellen für den Gutsbetreiber Rohstoffe zur Verfügung.

Der Süden des Gutes baut sich aus metamorphen Lithologien auf, an denen durch Auswertung der Faltenachsen eine nach NE - gerichtete Deckenstapelung erfolgte. Die liegende Ostrong - Einheit mit den charakteristischen Cordierit - führenden Paragneisen bildet eine Antiklinale, die nach Westen überkippt vorliegt. Eine Granulitlamelle markiert den Überschiebungshorizont der Gföhler - Einheit, welche sich aus Granulit, migmatitischem Paragneis, Amphibolit und Serpentin zusammensetzt. Die im Westen liegende Drosendorfer - Einheit war wegen der eingeschalteten Graphitschiefer von bergmännischem Interesse. All diese Einheiten werden von einer Schar von saiger stehenden lamprophyrischen Gängen durchsetzt, welche in Richtung NNE verfolgt werden können. Somit ist für den im Lojagraben betriebenen Steinbruch ein weiteres Potential in der genannten Streichrichtung zu erwarten.

Bei der geologischen Geländetätigkeit konnte im Weinsberger Wald ein für die Gewinnung von Naturwerkstein hoffiges Gebiet ausfindig gemacht werden. Die detaillierte Aufnahme ergab ein beinahe orthogonales Trennflächensystem, das eine Mächtigkeitzunahme der horizontalen Klüfte gegen die Teufe aufweist. Für die weitere Exploration des Vorkommens wurden Erkundungsbohrungen sowie die Prüfung der physikalischen und technischen Eigenschaften des Granits vorgeschlagen.

## Abstract

The mapped Habsburg Lothringen'sche Gut Persenbeug is located in the western part of Lower Austria, between Ybbs an der Donau in the south and Grosspertenschlag in the north. The Variscan basement comprises the South Bohemian Massif and the metamorphic units of the Moldanubian Zone. The coarse - grained Weinsberg granite in the north is interspersed with younger, fine - grained granitic dykes. At the NNE - SSW trending fault zones a sinistral movement was determined by structural analyses. The mylonitic rock caused by sheering processes provides raw materials for Gut Persenbeug.

The southern part of the Gut Persenbeug is displayed by metamorphic lithologies, that show a NE directed nappe stacking due to analyses of the fold axes.

The lower Ostrong - Unit consists of characteristic cordierite - bearing paragneiss. They form an anticlinal structure which is overturned to the west. The thrust of the Gföhler - Unit consists of granulite, migmatitic paragneiss, amphibolite and ultramafite rocks is marked by a granulite zone. In the west located Drosendorfer - Unit the miners were interested in graphitic schists. All these units are intruded by steeply, NNE directed lamprophyric dyke swarms. Therefore, the quarry in the valley „Lojagraben“ has further potential in the above mentioned direction.

During the geological field work of the Weinsberger Wald, an area for mining of dimensional stones could be located. The detailed mapping resulted in an almost orthogonal joint system, that increases in horizontal thickness with higher depths. For further exploration of the deposit, core - drilling and testing of the physical and technical characteristics of granite have been proposed.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einführung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Geographische Lage</b>	<b>2</b>
<b>3</b>	<b>Geologische Situation</b>	<b>5</b>
3.1	Variszische Gebirgsbildung . . . . .	5
3.2	Geologie des Moldanubikums . . . . .	9
3.2.1	Ostrong - Einheit . . . . .	11
3.2.2	Drosendorfer - Einheit . . . . .	12
3.2.3	Gföhler - Einheit . . . . .	12
3.2.4	Südböhmischer Pluton . . . . .	13
3.2.5	Ganggesteine . . . . .	14
3.2.6	Metamorphe Entwicklung . . . . .	15
3.2.7	Spätvariszische Tektonik . . . . .	16
<b>4</b>	<b>Methoden</b>	<b>17</b>
4.1	Kartierung . . . . .	17
4.2	Probenahme . . . . .	17
4.3	Polarisationsmikroskopie . . . . .	18
4.4	Ramanspektroskopie . . . . .	18
<b>5</b>	<b>Formationsbeschreibung</b>	<b>19</b>
5.1	Ostrong - Einheit . . . . .	19
5.1.1	Cordierit - Gneis (Probe: PO6) . . . . .	19
5.1.2	Lichter Orthogneis (Probe: PO74) . . . . .	22
5.1.3	Granulit (Probe: PO25) . . . . .	24
5.2	Gföhler - Einheit . . . . .	26
5.2.1	Gföhler Gneis (Probe: PO75) . . . . .	26

5.2.2	Amphibolit (Probe: PO49) . . . . .	29
5.2.3	Serpentinit (Probe: PO77) . . . . .	31
5.2.4	Granulit (Probe: PO57) . . . . .	32
5.2.5	Migmatitischer Granulit (Probe: PO40) . . . . .	35
5.2.6	Ultramylonit (Probe: PO46) . . . . .	36
5.3	Südböhmischer Pluton . . . . .	38
5.3.1	Weinsberger Granit (Probe: P15) . . . . .	38
5.3.2	Feinkorngranit (Probe: P48) . . . . .	41
5.3.3	Mittelkorngranit (Probe: P51) . . . . .	43
5.3.4	Störungsbrekzie (Probe: P45) . . . . .	44
5.4	Ganggesteine . . . . .	46
5.4.1	Kersantit (Probe: PO63) . . . . .	46
5.4.2	Granitporphyr (Probe: PO54) . . . . .	47
5.4.3	Leukogranitgneis (Probe: PO64) . . . . .	49
5.4.4	Gabbro (Probe: P42) . . . . .	51
5.5	Zusammenfassung . . . . .	54
5.5.1	Ostrong - Einheit . . . . .	54
5.5.2	Gföhler - Einheit . . . . .	55
5.5.3	Südböhmischer Pluton . . . . .	55
5.5.4	Ganggesteine . . . . .	56
<b>6</b>	<b>Beschreibung des kartierten Gebietes</b>	<b>57</b>
6.1	Weinsberger Wald . . . . .	57
6.1.1	Geologischer Aufbau . . . . .	57
6.1.2	Tektonik . . . . .	60
6.2	Ostrong . . . . .	64
6.2.1	Geologischer Bau . . . . .	64
6.2.2	Tektonik . . . . .	70

<b>7</b>	<b>Bergbau</b>	<b>76</b>
7.1	Geschichte zur bisherigen Bergbautätigkeit . . . . .	76
7.1.1	Graphitbergbau . . . . .	76
7.1.2	Steinbruch Loja . . . . .	77
7.2	Bergbau im Weinsberger Wald . . . . .	80
7.3	Bergbau am Ostrong . . . . .	81
7.4	Werksteingewinnung . . . . .	83
7.5	Beschreibung der Naturwerksteinvorkommens . . . . .	88
<b>8</b>	<b>Angewandte Aspekte</b>	<b>94</b>
8.1	Weinsberger Wald . . . . .	94
8.1.1	Hydrogeologie . . . . .	94
8.1.2	Technische Geologie . . . . .	94
8.2	Ostrong . . . . .	94
8.2.1	Hydrogeologie . . . . .	94
8.2.2	Technische Geologie . . . . .	94
<b>9</b>	<b>Diskussion &amp; Vorschläge</b>	<b>96</b>
9.1	Weinsberger Wald . . . . .	96
9.2	Ostrong . . . . .	97
9.2.1	Naturwerksteinpotential . . . . .	97
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>99</b>
<b>A</b>	<b>Gefügedaten</b>	<b>105</b>
<b>B</b>	<b>Probenliste</b>	<b>124</b>
<b>C</b>	<b>Bergbau</b>	<b>134</b>
<b>D</b>	<b>Geologische Karten</b>	<b>137</b>

# 1 Einführung

Im Zeitraum von Juni 2013 bis September 2013 und Juni 2014 wurde das Habsburg Lothringen'sche Gut Persenbeug im südlichen Waldviertel in Niederösterreich geologisch aufgenommen. Ziel dieser Arbeit war es, die vom Auftraggeber betriebenen Abbaugebiete zu charakterisieren und eine Vorhersage über die räumliche Ausdehnung der höffigen Gebiete zu treffen. Des Weiteren sollte eine geologische Karte über die Besitztümer erstellt werden und mögliche auftretende Rohstoffvorkommen genauer untersucht werden. Der Fokus sollte auf mineralische Massenrohstoffe gelegt werden, die für den Wegebau genutzt werden könnten. Diese müssten außerdem die technischen und physikalischen Anforderungen erfüllen, die für den Aufbau der tragfähigen Schicht der Straßen notwendig sind.

Im Zuge dieser Arbeit wurde der 13.700 Hektar große Grundbesitz mit den vorhandenen Lithologien durch eine ausführliche Geländebegehung im Maßstab 1:10.000 kartiert. Bei den im Arbeitsgebiet auftretenden Formationen wurden die räumliche Lage sowie die geologischen Strukturen aufgenommen. Besondere Aufmerksamkeit galt den Störungszonen, an denen eine vermehrte Bergbautätigkeit zu verzeichnen ist. Für die nachträgliche lithologische Einteilung wurden im gesamten Gelände charakteristische Proben entnommen.

Nach der Geländetätigkeit konzentrierte sich die Arbeit auf die Analyse der Gesteinsserien und die Auswertung der im Gelände gewonnenen Gefügedaten. Die erhaltenen Informationen konnten zur Erstellung einer digitalen geologischen Karte des Gebietes herangezogen werden. Des Weiteren konnte ein höffiges Gebiet für eine mögliche Werksteingewinnung dem Auftraggeber präsentiert werden. Alle Auswertungen wurden am Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre sowie dem Lehrstuhl für Rohstoffmineralogie der Montanuniversität Leoben durchgeführt.

## 2 Geographische Lage

Bei der hier vorliegenden Diplomarbeit wurde das Habsburg - Lothringen'sche Gut Persenbeug geologisch aufgenommen. Der Gutsbesitz befindet sich im westlichen Niederösterreich, in den politischen Bezirken Melk und Zwettl (siehe Abbildung 1). Das Anwesen und die Ländereien werden wirtschaftlich von den Nachkommen Kaiser Franz Josefs I. betrieben und verwaltet. Der Grundbesitz besteht aus zwei voneinander getrennt liegenden Ländereien, die zusammen eine Fläche von 13.700 Hektar umfassen. Der größere Teil dieser Ländereien nördlich des Yspertals wird als Weinsberger Wald bezeichnet und weist eine Fläche von 10.200 Hektar auf. Er erstreckt sich von Gutenbrunn im Osten bis nach Marchstein an der Landesgrenze zu Oberösterreich. Die nördliche Grenze befindet sich auf Höhe der Ortschaft Grosspertenschlag. Nach Süden hin werden die Ländereien durch die Erhebung des Pelletriedel umsäumt. Dies ergibt eine N - S Ausdehnung von 16,9 km und eine maximale Breite von 14,9 km. Geographisch gesehen befindet sich der Weinsberger Wald auf einer leicht kuppigten Hochebene mit einer durchschnittlichen Höhe von ca. 900 m. Den höchsten Punkt markiert der auch für die Namensgebung verantwortliche Weinsberg, der mit 1.041 Metern vermessen wurde.



M 1:10.000.000

Abbildung 1: Lage des Habsburg - Lothringen'schen Gutes Persenbeug. (GIS Niederösterreich)

Zum Weinsberger Wald zählen außerdem mehrere Gutsbesitzklaven, welche von Fremdbesitz umschlossen sind. Die größte Enklave befindet sich im Yspertal, nahe der gleichnamigen Ortschaft. Die Grundstücke, welche hier rund um das Habsburg'sche Anwesen Schloss Rorregg liegen, sind aus geologischer Sicht besonders interessant (siehe Abb. 2).

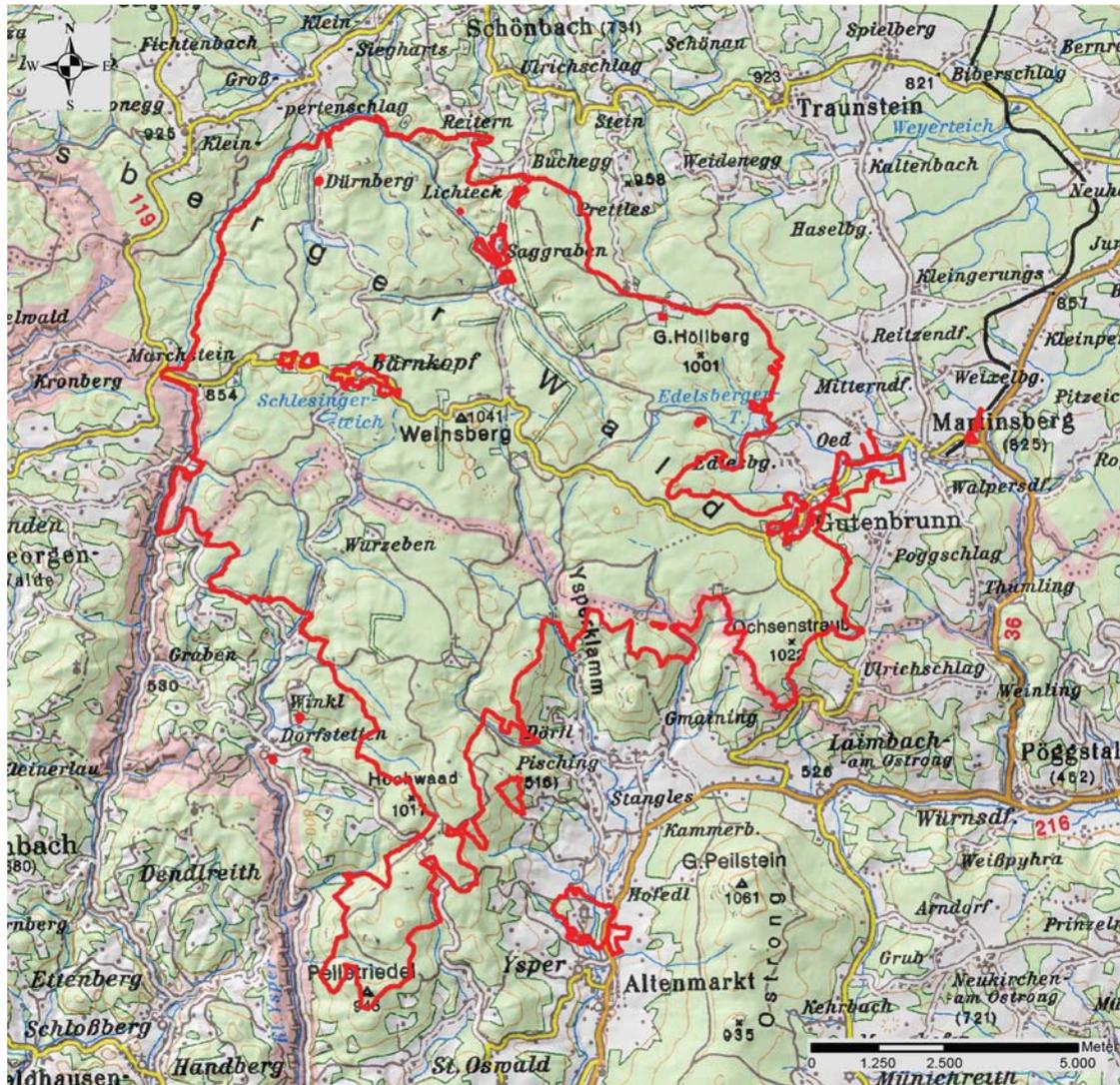


Abbildung 2: Geographische Übersichtskarte des Weinsberger Waldes.

Bei dem zweiten großen Anteil der Ländereien des Gutes Persenbeug handelt es sich um den Gebirgszug Ostrong, welcher sich östlich des Yspertals erstreckt.

Dieser Teil des Besitzes reicht vom bedeutenden Wallfahrtsort Maria Taferl im Osten bis nach Ispersdorf im Westen. Die nördlich Grenze bildet der Große Peilstein (1.061 Meter), welcher die höchste Erhebung dieses Gebirges und zugleich des ganzen südlichen Waldviertels darstellt. Dieser Teil weist eine N - S Ausdehnung von 13,9 km und eine maximale Breite von 9,3 km auf. Weiter gegen Süden hin wird der Gutsbesitz von vielen Fremdgrundstücken durchzogen und findet mit dem imposanten Schloss Persenbeug auf 237 Metern Seehöhe den südlichsten Ausläufer direkt am Ufer der Donau (siehe Abb. 3).

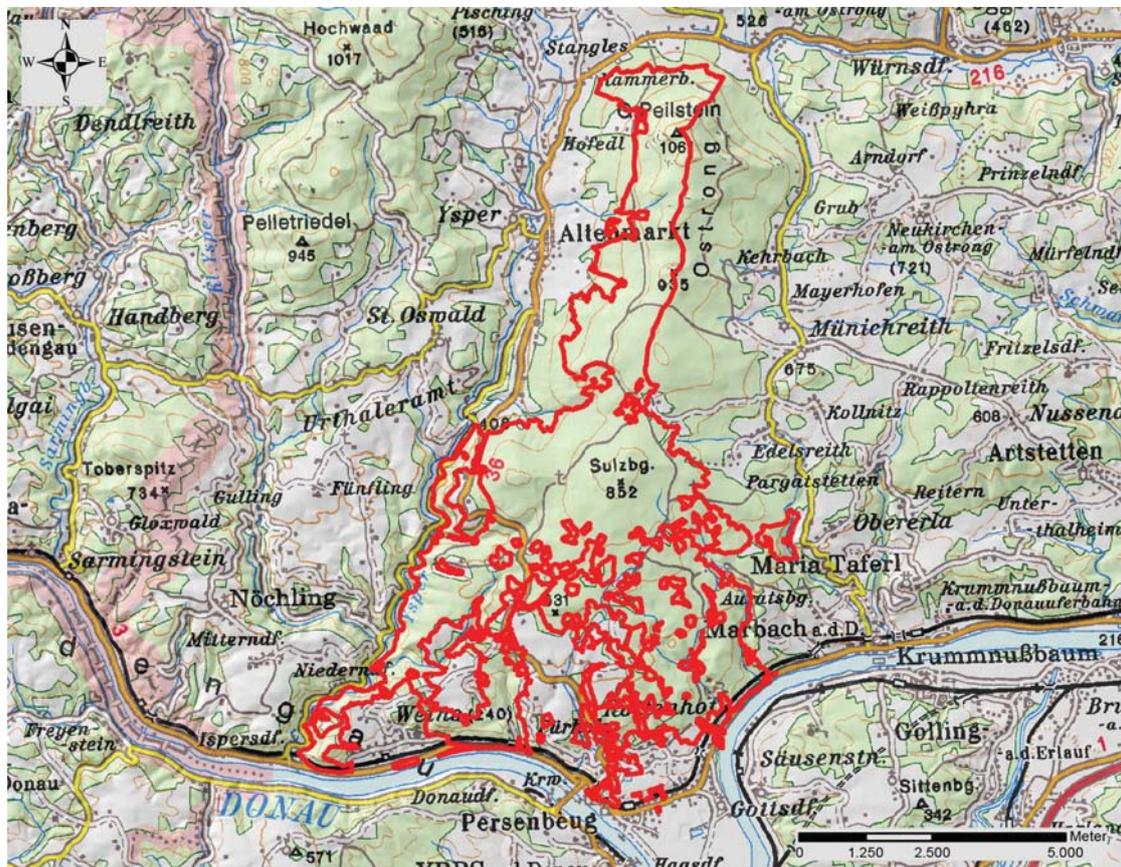


Abbildung 3: Geographischer Überblick über den Ostrong.

### 3 Geologische Situation

#### 3.1 Variszische Gebirgsbildung

Aus geologischer Sicht liegt das Habsburg Lothringen'sche Gut im Rumpf eines alten Gebirgsstockes, dem Variszischen Orogen.

Die Entstehung dieses Gebirges beginnt durch plattentektonische Prozesse im Devon. Durch eine nordwärts gerichtete Drift näherte sich der südlich gelegene Kontinent Gondwana kontinuierlich an Laurussia (Old Red) an und engte den dazwischenliegenden Rheischen Ozean ein. Dabei kam es am nördlichen Kontinentalrand Gondwanas zur Akkretion von Gondwana-abstammenden Krustenfragmenten, den Peri - Gondwana Terranes (DALLMEYER ET AL. 1995).

Schließlich kam es zur Subduktion der ozeanischen Lithosphäre und somit zum Verschwinden des Ozeans (siehe Abb. 4). Im finalen Stadium kam es zum tektonischen Zusammenschub und zur Kollision der beiden Kontinente. Dabei entstand das Variszische Gebirge, welches den Höhepunkt der Orogenese an der Wende Unterkarbon zu Oberkarbon darstellt.

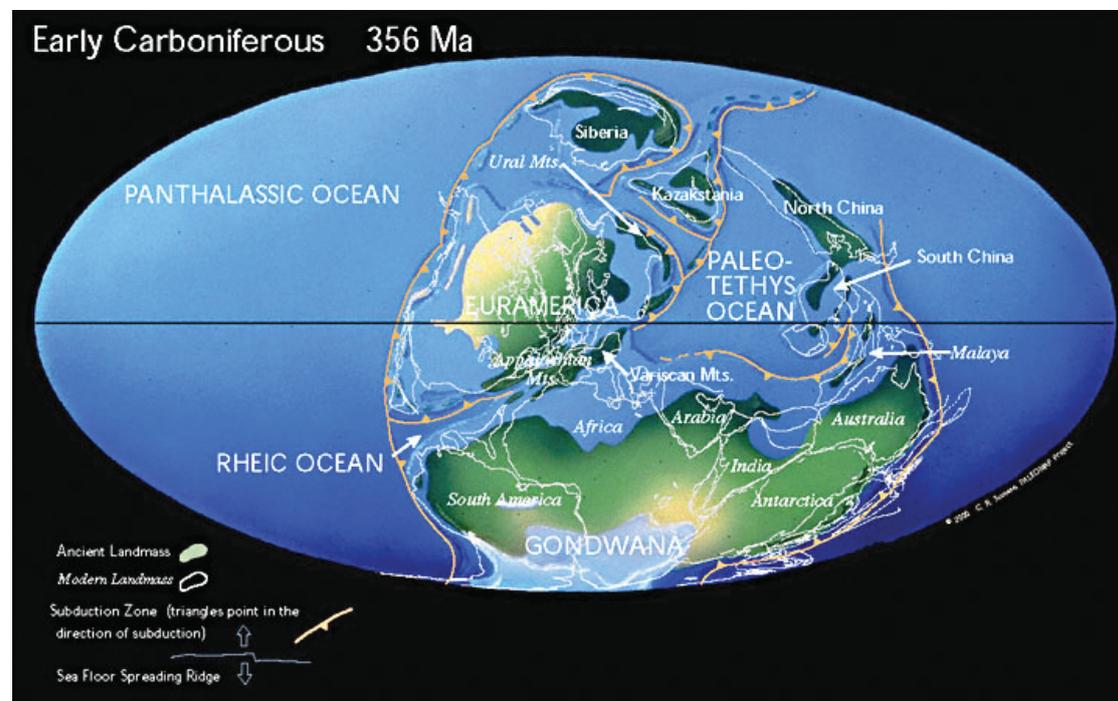


Abbildung 4: Lage des Variszischen Orogens im frühen Karbon. (scotese.com)

Vom schlussendlich entstandenen Superkontinent Pangäa mit dem quer darüber hinwegziehenden Variszischen Orogen sind heute noch Reste in Form einer Gebirgswurzel erhalten. Diese lässt sich in Mitteleuropa von Nord nach Süd in mehrere Zonen gliedern (KOSSMATT 1927, Abb. 5).

- Subvariszische Saumsenke
- Rhenohercynikum
- Saxothuringikum
- Moldanubische Zone

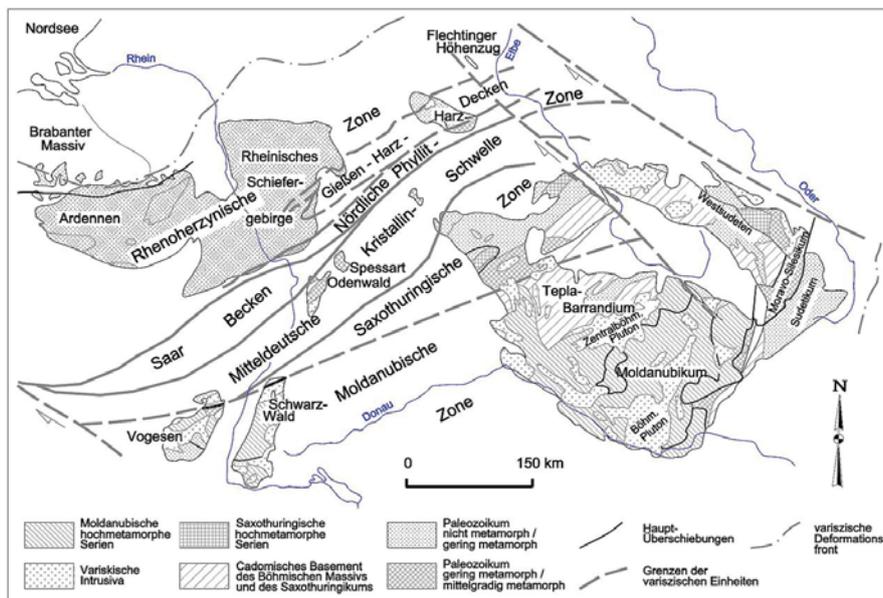


Abbildung 5: Das Variszische Orogen in Mitteleuropa. (KOSSMATT 1927, verändert)

Die geologischen Untersuchungen dieser Arbeit wurden in der Moldanubischen Zone durchgeführt, welche sich wiederum in drei große tektonische Einheiten unterteilen lässt (siehe Abb. 6). Das Tepla - Barrandium, das Moldanubikum und das Moravikum (Moravo - Silesikum).

Das Tepla - Barrandium ist eine geologische Einheit in der Tschechischen Republik und setzt sich aus niedrigstgradig metamorphen vulkanischen Sedimentsequenzen zusammen, die diskordant von Sedimentschichten im frühen Kambrium bis in das mittlere Devon überlagert wurden (FIALA ET AL. 1995).

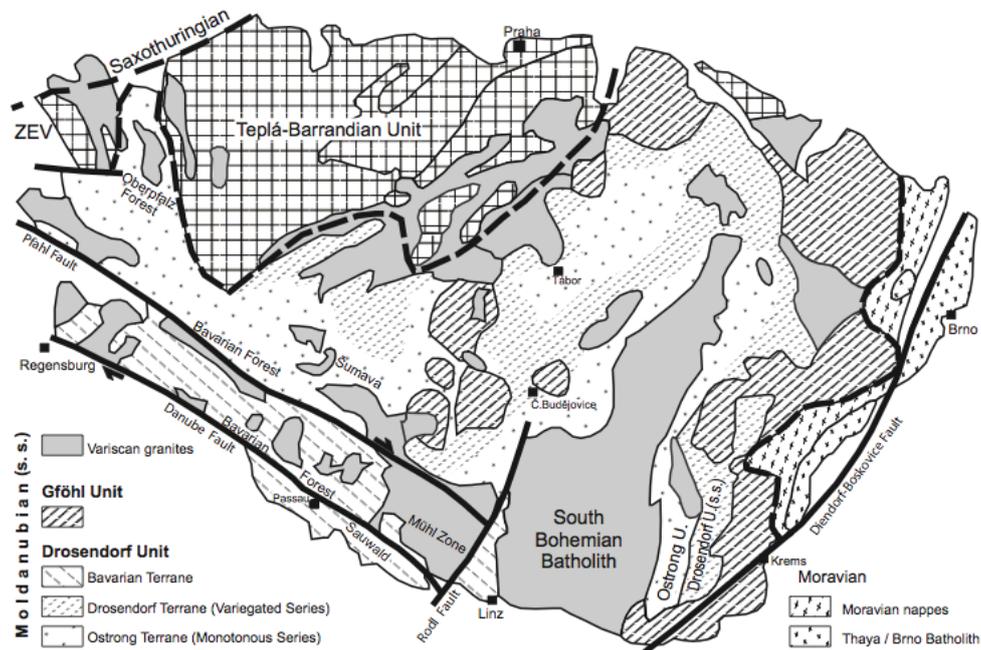


Abbildung 6: Geologische Bau der Böhmisches Masse. (DALLMEYER ET AL. 1995, modifiziert)

Das Moldanubikum und das Moravikum bilden gemeinsam die Böhmisches Masse in Österreich, wobei das Moldanubikum den weitaus größeren Teil im Mühl- und Waldviertel einnimmt. Hingegen stellt das Moravikum nur einen kleinen Bereich dar, der in das östliche Waldviertel hineinreicht.

Die Böhmisches Masse reicht außerhalb des Arbeitsgebietes mit den kristallinen Gesteinen nach Süden, wird jedoch dort durch Sedimente der Molassezone überlagert.

Moldanubikum und Moravikum bestehen aus intern verfalteten Decken, die sich in Struktur, Metamorphosegrad, aber auch Gesteinsbestand voneinander abtrennen lassen. Das schwach metamorphe Moravikum im Osten wird durch eine Überschiebungsbahn von stärker metamorphen Gesteinsserien des Moldanubikums im Westen getrennt. Letzteres wurde im Karbon, bei der variszischen Orogenese durch eine nord- bis nordostwärts gerichtete Tektonik auf das Moravikum aufgeschoben (Abb. 7, SUESS 1912). Diese Theorie beruhte auf einer rein orthogonalen Kollision, welche aber durch neuere Arbeiten in eine mehrphasige Entwicklung mit großen lateralen Verschiebungen überführt wurde (FRITZ & NEUBAUER 1993).

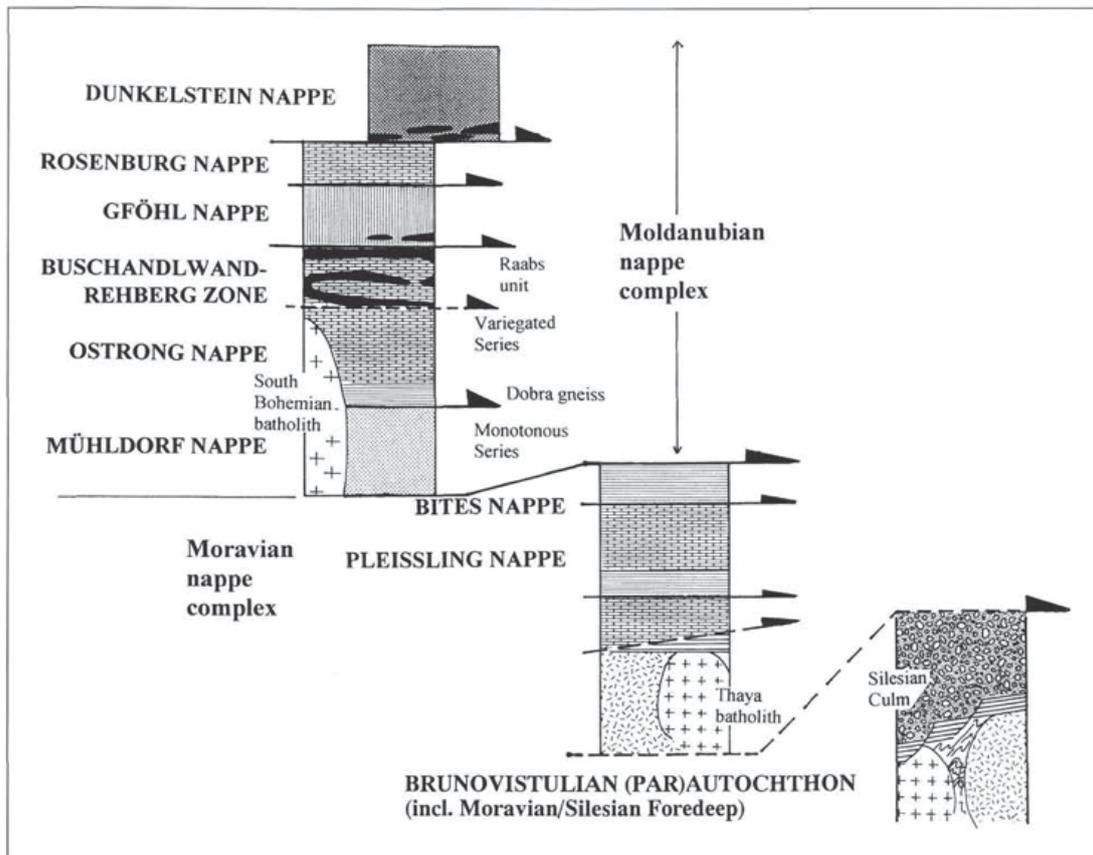


Abbildung 7: Tektonostratigraphie der in der Böhmischer Masse auftretenden Einheiten. (FRITZ & NEUBAUER 1993)

### 3.2 Geologie des Moldanubikums

Das charakteristische Element im Waldviertel ist die zwischen dem Taya Pluton im Osten und dem Südböhmischen Pluton im Westen liegende asymmetrische Muldenstruktur der Waldviertler Mulde (MATURA 2003). Den hier anzutreffenden Gesteinsserien wurden im Laufe der Zeit unterschiedliche Namen zugeordnet. Aus den ursprünglich gewählten Bezeichnungen „Monotone Serie“ und „Bunte Serie“ laut FUCHS (1980), wurde aus der Erstgenannten, die „Ostrong Einheit“ und aus der „Bunten Serie“ die „Drosendorfer Formation“ (SCHARBERT & FUCHS 1981), beziehungsweise die „Drosendorf-Einheit“ (SCHARBERT 2002), zu jener auch der Dobra - Gneis gezählt wird.

Bezüglich der Drosendorf Formation, wie sie von MATURA (2003) genannt wird, herrscht noch Uneinigkeit. So setzte letztgenannter Autor den Dobra - Gneis mit dem Bites - Gneis gleich und führte die Formation als oberste Einheit des Moravo - Silesischen Deckenkomplexes über. Diese Meinung wurde von FUCHS (2005) widersprochen, jedoch bekräftigt MATURA (2006) sein Modell.

Auf der Monotonen Serie und Bunten Serie liegt an tektonisch höchster Position des Moldanubischen Komplexes die Gföhler - Einheit (FUCHS 1971). Zu dieser Einheit zählt die von MATURA (2003) unterteilte Gföhl - Einheit sowie die Raabs - Einheit.

Wie die Namensgebung sind auch die tektonischen Modelle sehr umstritten. So erklärte FRANKE (1989), dass es sich bei der Entstehung des variszischen Orogens um eine Kollision aus drei Terranen handelt: das Moldanubische-, Drosendorf- und Gföhl- Terrane.

FRITZ & NEUBAUER (1993) hingegen vertraten die Meinung, dass die variszische Orogenese auf zwei kontinentale Blöcke zurückzuführen ist, die durch eine ozeanische Sutur voneinander getrennt waren. Diese ozeanische Sutur repräsentiert die Raabser Serie (Abb. 8).

Zum ersten vorliegenden Kontinentalblock zählt das proterozoische Terrane mit dem Moravo - Silesischen Parautochthon, den moravischen Decken und Anteilen des Moldanubikums (Bunte und Monotone Serie). Dem gegenüber liegt der Kontinentalblock bestehend aus dem paläozoischen Terrane (Gföhl Terrane) mit dem Gföhler Gneis und den Granulitklippen.

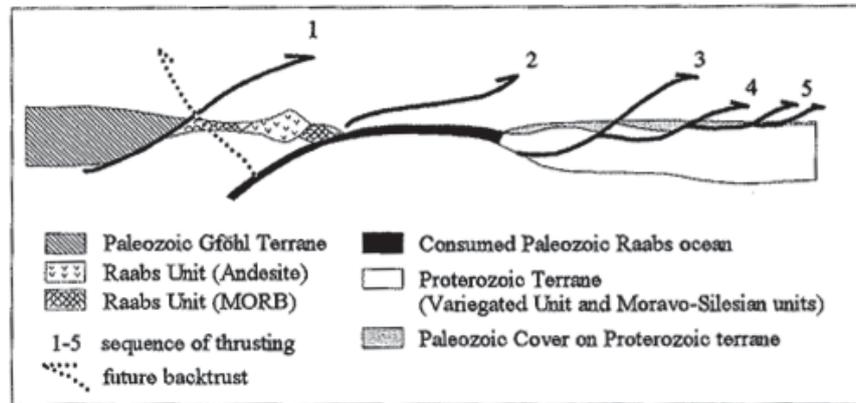


Abbildung 8: Tektonisches Schema der südlichen Böhmischen Masse mit Schließung des Raabs - Ozean. Die Kinematik zeigt eine nach NNE orientierte Deckenstapelung. Die zeitliche Reihenfolge der Überschiebung ist mit Nummern versehen: 1 = Bunte Serie auf Gföhler Einheit, 2 = Überschiebung innerhalb der Raabser Serie, 3 = Moldanubische Überschiebung, 4 = Innermoravische Überschiebungen, 5 = Basalaufschiebungen des Moravikums. (FRITZ 1996)

Über die Modelle der Entwicklungsgeschichte und Tektonik der Variszischen Orogenese herrscht große Uneinigkeit. Neben den oben beschriebenen Modellen kommt im Jahre 2007 eine weitere Theorie hinzu. Diese geht von einer zweiphasigen Tektonik aus, der Moravo - Moldanubischen Phase (345 - 330 Ma) und der Bavarischen Phase (330 - 315) (FINGER ET AL. 2007). Auf jeden Fall muss die Deckenstapelung noch vor der Intrusion des Rastenberger Granodiorites, der mit 338 Millionen Jahren (KLÖTZLI & PARRISH 1996) datiert wurde, erfolgt sein.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass die vorliegende Arbeit nach dem Modell basierend auf FUCHS (1980) verfasst wurde.

Demnach wird das Moldanubikum in NNE - SSW streichende und nach E einfallende Einheiten aufgeteilt (siehe Abb. 9).

- Ostrong - Einheit (Monotone Serie)
- Drosendorfer - Einheit (Bunte Serie mit Dobra - Gneis)
- Gföhler - Einheit (mit Raabser Serie)

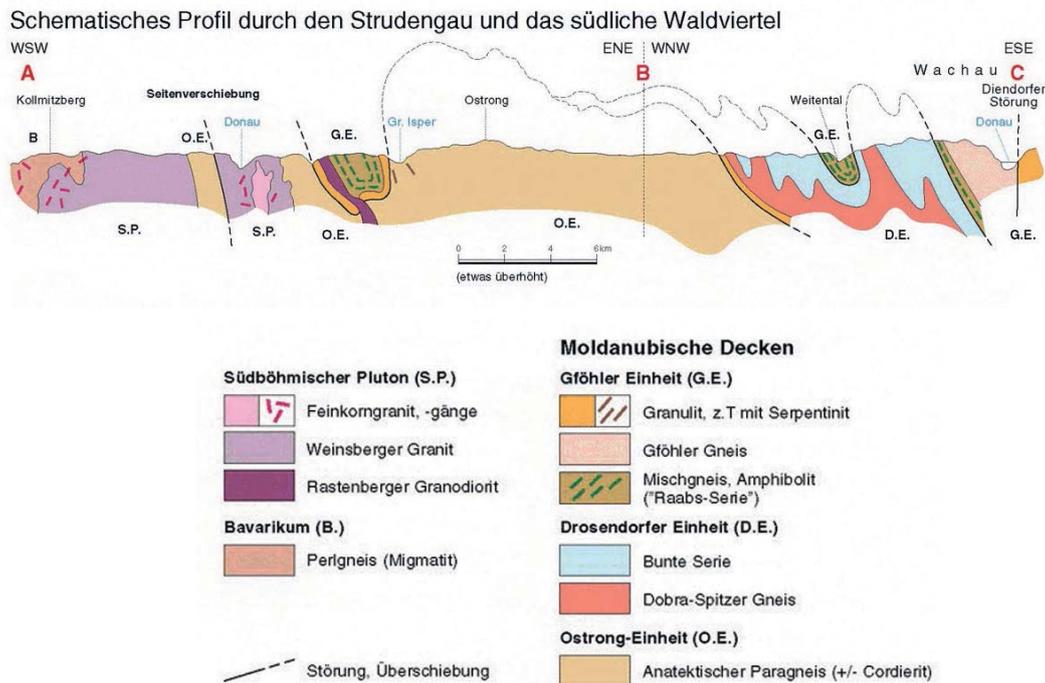


Abbildung 9: Profil durch die südliche Böhmisches Masse. (FUCHS 2005)

### 3.2.1 Ostrong - Einheit

Die Ostrong - Einheit im westlichen Teil der Waldviertler Mulde bildet die tektonisch tiefste Einheit des Moldanubikums. Sie erstreckt sich von der Donau im Süden bis über die Grenze in die Tschechische Republik. Das Hangende dieser Einheit wird durch Lamellen und Linsen von Granulit markiert, die gleichzeitig die Überschiebungsbahn der Drosendorfer - Einheit darstellen (FUCHS & SCHARBERT 1979). Der westliche Teil dieser Antiklinale wird von der Drosendorfer - Einheit mit tektonischer Diskordanz überlagert. Im Osten hingegen ist ein Fehlen der Drosendorfer - Einheit zu beobachten. Hier überlagert die Gföhler - Einheit als höchste Einheit direkt die tiefsten Gesteinsserien der Ostrong - Einheit (FUCHS 2005).

Die Ostrong - Einheit baut sich hauptsächlich aus Cordierit - führenden und Cordierit - freien, häufig migmatisierten Paragneisen auf. LINNER (1993) vermutete für den Cordieritgneis Tonschiefer, und für Cordierit - freien Paragneis Grauwacken als Eduktmaterial. Es wird bei diesen kadomischen bis spätkadomischen Sedimenten (450 - 650 Ma) ein am

aktiven Kontinentalrand gelegener Ablagerungsraum angenommen (KLÖTZLI ET AL. 1999). Petrographische Untersuchungen ergaben für den migmatitischen Cordieritgneis eine Hochtemperatur/Niederdruck - Metamorphose von etwa 720°C und < 4,5 kbar (LINNER 1996). Des Weiteren sind in der Ostrong - Einheit leukograte Orthogneise, Kalksilikatgneise und sporadisch Eklogit - Amphibolite eingeschaltet.

### 3.2.2 Drosendorfer - Einheit

Wie bereits erwähnt, überlagert die Bunte Serie die Ostrong - Einheit im Osten, mit einem durch Granulite und Amphibolite gekennzeichneten Bewegungshorizont, der die Südböhmische „Main Thrust“ darstellt (FUCHS & SCHARBERT 1979). Die Basis dieser Einheit bildet der Dobra - Gneis. Hierbei handelt es sich um einen granodioritischen Orthogneis (I -Typ), der am Westflügel der Waldviertlermulde einen langgestreckten Horizont von Waidhofen an der Thaya im Norden bis nach Artstetten im Süden bildet. Nach GEBAUER & FRIEDL (1993) wurde für dieses Gestein ein exotisches Alter von 1,377 Ga und eine metamorphe Überprägung von 600 Ma sowie 333 Ma ermittelt.

Über dem Dobra - Gneis setzt die Bunte Serie mit deren Hauptmasse aus Paragneis und Glimmerschiefer fort. Daneben sind Lithologien wie feinkörnige Quarzite, grobkörnige Marmore, zähe und harte Kalksilikatgneise und Amphibolite eingeschaltet. In der Bunte Serie spielt der Graphit eine wesentliche Rolle, da er sich im Marmor und Paragneis zu Graphitschiefer anreichern kann. Bei diesem proterozoischen (FRANK ET AL. 1990) bis silurischen (PACLTOVÁ 1981) Gesteinsverband, wird eine Ablagerung der Sedimente an einem Schelf beziehungsweise passiven Kontinentalrand angenommen (DALLMEYER ET AL. 1995). Die Metamorphosebedingungen dieser Serien wurden von PETRAKAKIS (1997) mit 720° - 770°C bei 7 - 9 kbar ermittelt.

### 3.2.3 Gföhler - Einheit

Hier ist eingangs zu erwähnen, dass manche Autoren die Raabser - Einheit an die Basis der Gföhler - Einheit stellen. FUCHS (1976) sieht jedoch die Raabser Serie als einen zentralen Teil der Gföhler - Einheit, welches er im Jahre 1998 erneut bestärkte (FUCHS 1998).

Die Gföhler - Einheit bildet die Muldenfüllung der östlichen Waldviertler Synklinale. Ihr Nord - Süd Streichen ist von der Donau im Süden bis in die Tschechische Republik

verfolgbar. Sie wird lediglich durch eine flache Querantiklinale und eine Vorschuppung der Moravischen Decken im Raum Dietmannsdorf an der Wild unterbrochen.

Gföhler Gneis, Granulit, Amphibolit und Ultrabasit bilden die Hauptbestandteile dieser Einheit, der migmatitische Paragneise, sowie Graphit - Quarzit und Marmor untergeordnet eingeschaltet sein können.

Auch der Gföhler Gneis, mit seiner granitischen Zusammensetzung weist migmatitischen Charakter auf. Mikroverfaltung der Leukosome und Melanosome lassen ihn ähnlich den in der Bunten Serie vorkommenden Gneisen aussehen (PETRAKAKIS 1997). Letztgenannter Autor wies für den ordovizischen Protolith (480 Ma) eine metamorphe Überprägung von 700° - 800°C bei einem Druck von 8 - 11 kbar aus, welche sich in einem Zeitfenster zwischen 340 - 360 Millionen Jahren abgespielt hat.

Granulitklippen bilden die hangenden Elemente im moldanubischen Deckenstapel. Sie sind feinkörnig, straff foliert und können Einschaltungen im Gföhler Gneis bilden, die an mehreren Lokalitäten zu sehen sind (FUCHS 1976). Die Metamorphose von 760° - 780°C und 10 - 11 kbar deutet auf eine Entstehung dieser Lithologien in der unteren Kruste hin (SCHARBERT & KURAT 1974).

In den Granuliten können vereinzelt Linsen von Ultrabasiten eingeschaltet sein. Der Gesteinsbestand aus Granatpyroxeniten, Peridotiten und Serpentiniten stellt tektonisch eingelagerte Mantelschuppen dar (CARSWELL 1991). Sie zeigen starke Serpentinisierung und eine amphibolitfazielle Überprägung.

Den beschriebenen Lithologien können durch diese ermittelten Parameter Entstehungsbereiche in der unteren Kruste sowie im oberen Mantel zugeordnet werden. Somit kann angenommen werden, dass es sich hier um Gesteine eines aktiven Kontinentalrandes handeln könnte (PETRAKAKIS 1997).

#### **3.2.4 Südböhmischer Pluton**

Beim Südböhmischen Pluton handelt es sich um den größten zusammenhängenden Granitkomplex, der das zentrale Element der Böhmisches Masse bildet. Von der Donau im Süden bis an die Staatsgrenze Österreichs im Norden ist sein heutiges Auftreten an der Oberfläche kartiert worden. Die Intrusion erfolgte in mehreren Schüben nach der variszischen Deckenstapelung im mittleren Karbon. Neuerste  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sowie Sm-Nd Isotopengeochronologien ergaben ein Zeitfenster von ca. 330 - 310 Ma (ZEITELHOFER

ET AL. 2014). Durch unterschiedliche Intrusionsalter und verschiedene Lithologien lassen sich mehrere Granittypen unterscheiden: der Weinsberger Granit, der Rastenberger Granodiorit, der Eisgarner Granit und diverse Feinkorngranite. Im südöstlichen Teil der Böhmisches Masse tritt lediglich der Weinsberger Granit mit dem durchschlagenden Feinkorngranit zutage.

Nach BÜTTNER & KRUHL (1997) erfolgte die kadamische Schmelzbildung durch Krustenausdünnung und nicht wie sonst angenommen im Kollisionsstadium. Die nachfolgende synkollisionale Schmelzbildung wird durch rasche Hebung mit „magmatic underplating“ an der Mantel - Kruste Grenze erklärt (KLÖTZLI ET AL. 1999). Somit kam es zur Ausbildung der großen Volumina des Weinsberger Granites, der in höheres Krustenniveau aufgestiegen ist.

### 3.2.5 Ganggesteine

Dezimeter bis metermächtige, steil stehende Ganggesteine treten gehäuft in der näheren Umgebung der östlichen granitischen Intrusionen auf. Hierbei sind zwei Generationen zu unterscheiden. Die erste Generation der Lamprophyre weist ein ESE - Streichen und eine interne Schieferung auf (WALDMANN 1951). Die zweite Generation wird als NNE - streichende „Waldviertler Gänge“ mit nichtmetamorphen Lamprophyren (Kersantit, Spessartit, Minette und Gabbro) bezeichnet (KÖHLER 1928). Die Intrusion dieser Ganggesteine geht mit der Bildung der Feinkorngranite einher und konnte auf eine post - variszische Extension des Krustenstapels sowie ein break - off der Kruste zurückgeführt werden (Abb. 10, NEUBAUER & FRITZ 1994).

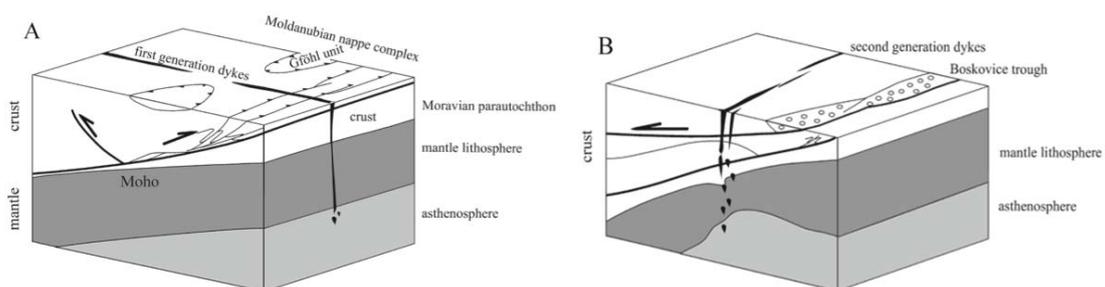


Abbildung 10: A: Intrusion der ersten Generation Lamprophyrischer Gänge; B: Intrusion der zweiten Generation „Waldviertler Gänge“ durch „slab break - off“. (NEUBAUER ET AL. 2003)

### 3.2.6 Metamorphe Entwicklung

Wie bereits erwähnt, kam es im Karbon zu einer Kontinent - Kontinent Kollision, welche das Variszische Orogen entstehen lies. Diese Kollision lässt sich anhand der metamorphen Entwicklung der vorliegenden Gesteinsserien gut nachvollziehen. In der Abbildung 11 ist der P - T Pfad der metamorphen Moldanubischen Gesteine dargestellt (PETRAKAKIS 1997). Dieser zeigt den für die Kontinent - Kontinent Kollision typischen, im Uhrzeigersinn verlaufenden Metamorphoseprozess. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Bunte und Monotone Serie dieselbe retrograde Evolution aufweist. Des weiteren zeigt die isobare Abkühlungskurve bei 500°C die Überschiebung der Moldanubischen Zone über die Moravische Zone (PETRAKAKIS 1997).

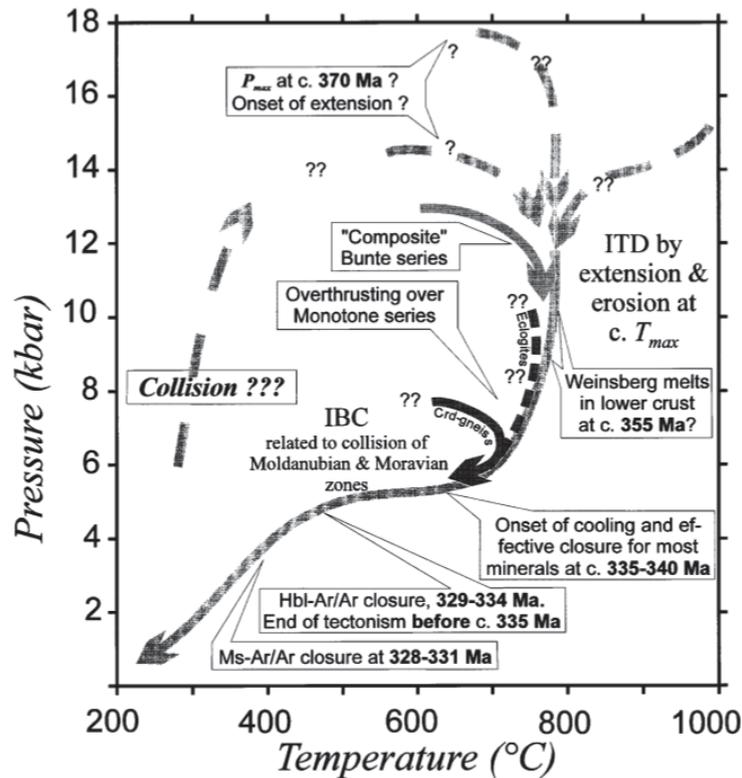


Abbildung 11: Schematische P - T Evolution der Moldanubischen Gesteine. Hochtemperatur Dekompression (ITD) der Bunten Serie und die folgende isobare Abkühlung (IBC) der Moldanubischen und Moravischen Zone. (PETRAKAKIS 1997)

### 3.2.7 Spätvariszische Tektonik

Nach dem herzynischen Deckenbau und den plutonischen Intrusionen erfolgte eine bruchtektonische Zerlegung der Böhmisches Masse. Hierbei ist zwischen einer dextralen NW - SE bis WNW - ESE streichenden Störung (Pfafl - und Donau - Störung) und einer sinistralen NE - SW bis NNE - SSW Störung (Rodel -, Vitiser - und Diendorfer - Störung) zu unterscheiden (Abb. 12). Diese Zonen wurden durch Blattverschiebungen im duktilen Bereich mit hohen Temperaturen hervorgerufen. Aus feinkörnigem Hellglimmer der Mylonite konnte ein Alter von 280 - 288 Ma für beide Systeme bestimmt werden (WALLBRECHER ET AL. 1996).

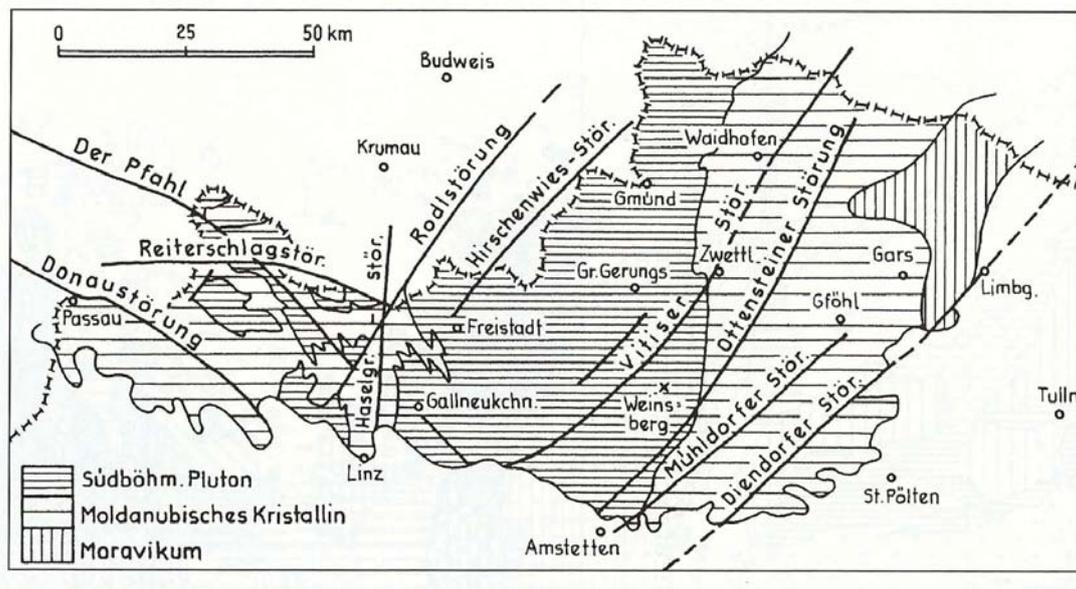


Abbildung 12: Schersysteme der Böhmisches Masse. TOLLMANN (1985)

## 4 Methoden

### 4.1 Kartierung

Das große Projektgebiet von 13.700 Hektar wurde mit Hilfe mehrerer Kartengrundlagen geologisch aufgenommen. Ein Orthofoto, welches in die einzelnen Forstreviere unterteilt war, erleichterte den groben Überblick, da es sämtliche wichtige Geländeinformationen, wie Höhenlinien, Straßen, Gewässer, Gebäude, Wirtschaftslinien aber auch Waldorte enthielt. Für eine genaue Orientierung im Arbeitsgebiet wurden die oben erwähnten Informationen des Orthofotos auf ein digitales Geländemodell (DGM, Stand 2009) projiziert. Der Vorteil dieser Projektion lag darin, natürliche Aufschlüsse rascher zu identifizieren und eine genaue Standortbestimmung auch bei schlechtem GPS - Empfang zu ermöglichen. Ebenso konnten Bereiche vermuteter Störungszonen im Kartenbild leichter ersichtlich gemacht werden. Beide Karten wurden im Maßstab 1:10.000 und im Koordinatensystem (Österreichische Bessel Lambert Projektion) verwendet. Die Kartierung erfolgte ebenso in diesem Maßstab.

Das Hauptaugenmerk der geologischen Kartierung lag auf der Identifikation der auftretenden Lithologien und deren Grenzen. Zum Verständnis dieses komplexen Systems war es von Bedeutung, strukturgeologische Merkmale wie Schieferungs- und Störungsflächen zu erkennen, zu lokalisieren und einzumessen. Hierzu wurde ein Clar Kompass und für die genaue Positionsbestimmung ein GPS - Handgerät „Thales MobileMapper Pro“ verwendet. All diese Merkmale wurden den jeweiligen Aufschlüssen zugeordnet, die wiederum mit einer fortlaufenden Nummerierung versehen und im Feldbuch eingetragen wurden.

Die erarbeiteten Daten wurden in der Software „ArcMap“ zusammengeführt, woraus schließlich eine digitale Karte entworfen werden konnte. In weiterer Folge wurden die erfassten Strukturdaten in der Software „OpenStereo“ analysiert und geplottet.

### 4.2 Probenahme

Im Zuge der Kartierungsarbeit wurden 132 Proben im Projektgebiet entnommen. Die Probenentnahme erfolgte zur Beschreibung und Unterscheidung der vorliegenden Lithologien. Im Gebiet des Weinsberger Waldes umfassten die unterschiedlich großen Proben 61 Stück, welche mit dem Kürzel „P“ versehen wurden. Die 71 Proben des Ostrong

- Gebietes wurden mit dem Kürzel „PO“ vermerkt. Jede Probe wurde auf der Karte eingezeichnet, erhielt eine vortlaufende Nummerierung sowie einen GPS - ermittelten Koordinatenpunkt. Somit ist eine Rückverfolgung der Handstücke jederzeit gegeben (siehe Tabelle B.1. und B.2. im Anhang B).

### 4.3 Polarisationsmikroskopie

Nach Begutachtung und grober Einteilung, wurden 51 Proben zur weiteren Bestimmung im Polarisationsmikroskop ausgewählt.

Zur Herstellung der Dünnschliffe wurden die Präparate nach erfolgtem Schnitt mit immer feiner werdendem Schleifpulver bearbeitet, bis sie eine Schliffdicke von 25 - 30  $\mu\text{m}$  aufwiesen. Um bessere optische Eigenschaften zu erlangen, wurden sie anschließend mit Glycol und Diamantsuspension ( $<1 \mu\text{m}$ ) poliert.

Die nähere Untersuchung der angefertigten Dünnschliffe wurde auf dem Polarisationsmikroskop „Olympus BX40“ durchgeführt, um unter polarisiertem Licht die charakteristischen optischen Eigenschaften sowie Gefügemerkmale der Minerale zu bestimmen.

An repräsentativen Proben wurden mit der Kamera „Canon EOS 450d“ Fotos in unterschiedlicher Vergrößerung gemacht, auf die in der Formationsbeschreibung näher eingegangen wird.

### 4.4 Ramanspektroskopie

Die unter dem Polarisations - Mikroskop durch ihre Größe oder chemischen Zusammensetzung nicht zu bestimmenden Mineralphasen wurden anschließend mit dem „ISA LabRam“ Raman - Spektroskop am Lehrstuhl für Rohstoffmineralogie an der Montanuniversität Leoben untersucht. Hierbei wird ein durch Nd - YAG Laser erzeugter Strahl mit einer Wellenlänge von 532 nm und einer Energie von 174 mW auf das Präparat gerichtet. Die Messzeit, sowie die Anzahl der Messungen wurde mit der Software „LabSpec“ gesteuert. Um die Genauigkeit der Analyse zu verbessern, wurden Silizium- und Propylenstandards verwendet.

Die gewonnenen Daten wurden anschließend in das Programm „Crystal Sleuth“ importiert, wo sie mit Spektren aus der RRUFF - Datenbank verglichen wurden. So wurde über vorhandene charakteristische Peaks eine Bestimmung der Mineralphase möglich.

## 5 Formationsbeschreibung

Das Arbeitsgebiet lässt sich nicht nur den Grundbesitz betreffend sondern auch geologisch in zwei unterschiedliche Bereiche trennen: der Weinsberger Wald und der Ostrong. Es erfolgt nun eine Beschreibung, der dort auftretenden Lithologien (siehe Geologische Karten im Anhang D).

### 5.1 Ostrong - Einheit

#### 5.1.1 Cordierit - Gneis (Probe: PO6)

Qtz + Kfs + Pl + Crd + Sil + Bt + (Chl) + (Ms)

Den im Weinsberger Wald und im Ostrong auftretenden Paragneisen, entspricht die Probe PO6 (siehe Abb. 13). Diese metamorphen Gesteine sind im kartierten Bereich sehr homogen vertreten, weshalb sie früher als Monotone Serie bezeichnet wurden. Das vorliegende Handstück zeichnet sich mit einer deutlichen Parallelstruktur von alternierenden hellen und dunklen Gemengeteilen aus. Eingeregelt, bis zu 2 mm große Glimmerblättchen (Biotit) sind verantwortlich für die dunklen Lagen. Die hellen Lagen werden von den Mineralen Quarz, Feldspat und Cordierit aufgebaut. Oft sind diese Bänder stark verfaltet. Dies weist auf eine tektonische Bewegung der Gesteinsserien hin. Das Auftreten des Minerals Cordierit wurde in großen Teilen des bearbeitenden Gebietes beobachtet, weshalb der Paragneis als Cordierit - Gneis zu bezeichnen ist.



Abbildung 13: Handstück eines Cordierit - Gneises. Das Mineral Biotit ist hauptverantwortlich für das dunkle Erscheinungsbild der Probe.

Unter dem Polarisationsmikroskop zeigt sich der Gneis mit einem eingeregeltten grobkristallinen Gefüge (siehe Abb. 14). Der, für die dunkle Gestalt der Probe verantwortliche Biotit lässt sich in mehrere Generationen unterteilen. Die erste Generation (Bt1) bildet sehr große Tafeln mit typischer Glimmerspaltbarkeit nach 001, die schieferungsparallel ausgerichtet vorliegt. Die zweite Generation (Bt2) lässt sich durch schwächere Eigenfarbe und xenomorphe Ausbildung von der ersten Generation unterscheiden. Beide Typen schließen Zirkone und Apatitkristalle ein und sind randlich leicht zu Muskovit und Magnetit umgewandelt. Die dritte Generation (Bt3) ist sekundär durch die Umwandlungsprozesse von Cordierit entstanden.

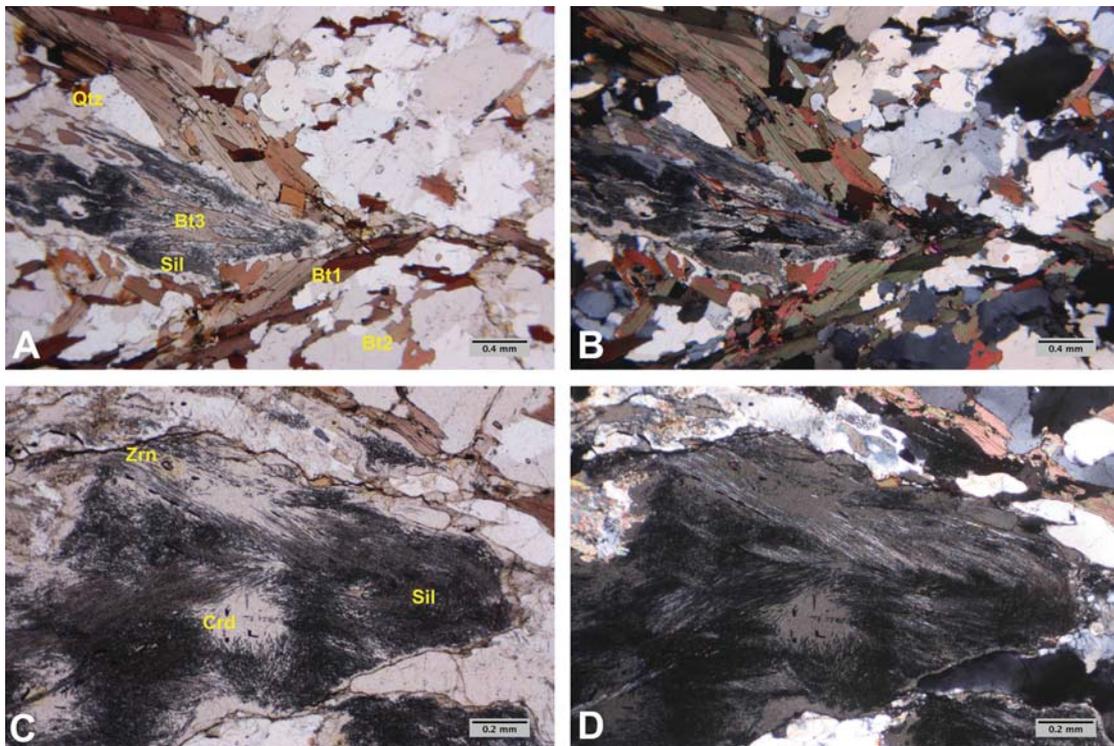


Abbildung 14: A: Cordierit - Gneis. Biotite der 1. Generation halten sich an den Trend der Schieferung (Bt1), 2. Generation zeigt keine Einregelung und keine Tafeln, somit ist dieser nach der Tektonik gewachsen (Bt2), und die 3. Generation ist auf Umwandlungsprozesse zurückzuführen (Bt3). (unter parallelen Polarisatoren); B: unter gekreuzten Polarisatoren; C: Cordierit mit feinfaserigem büschelförmigem Sillimanit und einem Zirkoneinschluss, der einen Hof bildet. (unter parallelen Polarisatoren); D: unter gekreuzten Polarisatoren.

Der durch seine Trübung und leichte Pinitisierung vom Quarz zu unterscheidende Cordierit ist charakteristisch für diese Gesteinsgruppe. Er bildet langgestreckte Kristalle die schieferungsparallel ausgerichtet vorliegen. Als Einschlüsse wurden Sillimanit, Biotit und Zirkon identifiziert.

Faserförmig bis büschelförmig zeigt sich der Sillimanit im Cordierit. Die grauen bis gelblichen Interferenzfarben erster Ordnung des Sillimanites nehmen beinahe die gesamte Fläche des Cordieritkristalles ein. Des Weiteren existieren in Quarzkörnern richtungslose Sillimanitnadeln.

Bei den Tektosilikaten überwiegt der Plagioklas, der durch sein Ab/An - Verhältnis auf einen Oligoklas deutet. Dies wurde mittels der Zonenmethode nach Rittmann bestimmt.

Der Alkalifeldspat (Orthoklas) wird durch seine perthitischen Entmischungen, als Mikropertthit bezeichnet. Beide Feldspatgruppen sind von einer randlichen Serizitierung betroffen.

### 5.1.2 Lichter Orthogneis (Probe: PO74)

Qtz + Pl + Kfs + Bt + Grt + Sil + (Chl) + (Ms)

Der lichte Orthogneis bildet im südöstlichen Weinsberger Wald eine Scholle und im südlichen Ostrong einen schmalen Zug, der über eine längere Strecke verfolgt werden kann. Sein lichte Erscheinungsbild wird durch Feldspat und Quarz und den starken Rückgang des Biotits in diesem Bereich hervorgerufen. So lässt er eine gute Unterscheidung vom umgebenden Paragneis zu (siehe Abb. 15). Im Handstück wird ein klein- bis mittelkörniges, homogenes, eher massig ausgebildetes Gefüge mit bis zu 3 mm großen Granateinschlüssen ersichtlich.



Abbildung 15: Homogener Lichter Orthogneis mit Granateinschlüssen.

Hauptkomponenten dieser Probe bilden die Minerale Feldspat und Quarz (siehe Abb. 16). Der undulös auslöschende Quarz zeigt sich in unterschiedlicher Ausbildung. Einerseits kann er eine Korngröße von bis zu zwei Millimeter erreichen, andererseits kann er auch in Form von rekristallisierten Polykristallen in Erscheinung treten.

Die Plagioklase sind hier im feinkörnigen Bereich (bis 0,3 mm) zu finden. Die Zwillinglamellen löschen schief und durch unterschiedliches Ca/Na Verhältnis zonierte aus. Eine Serizitierung der Korngrenzen ist häufig, welche bei manchen Kristallen schon weiter fortgeschritten sein kann.

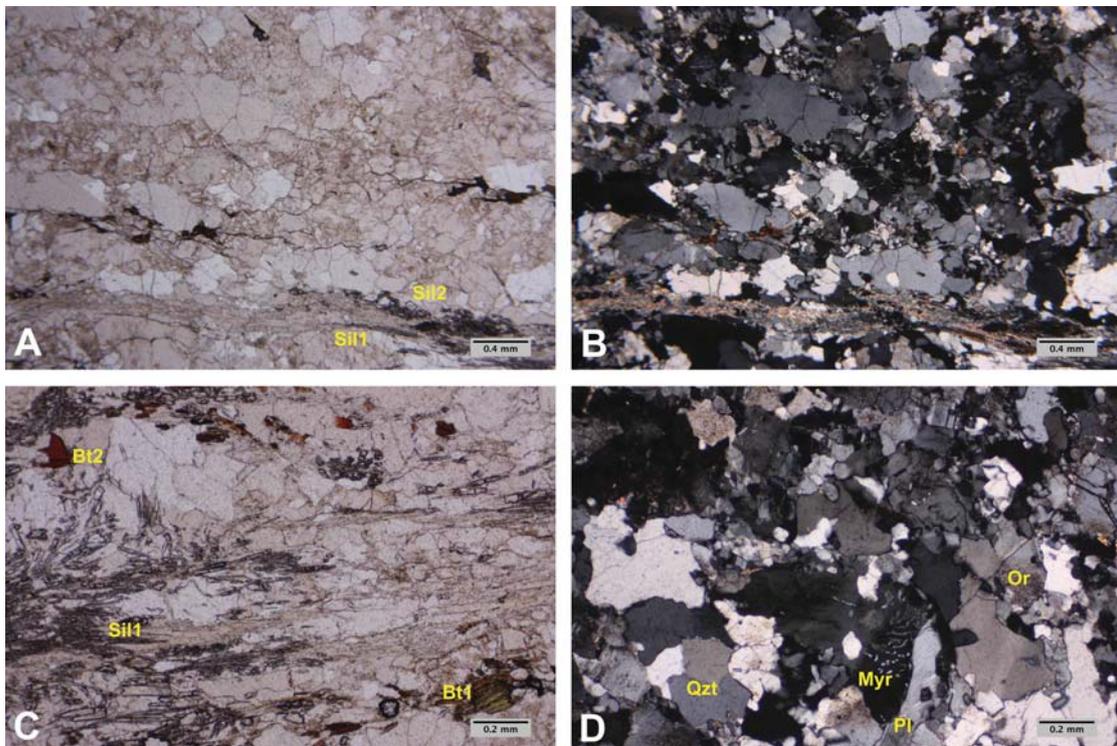


Abbildung 16: A: Lichter Orthogneis unter parallelen Polarisatoren mit syntektonischem- (Sil1) und posttektonischem (Sil2) Sillimanit; B: unter gekreuzten Polarisatoren; C: Schieferungsparalleler, tafeliger Biotit (Bt1) und statisch gewachsener Biotit (Bt2), (parallele Nicols); D: Quarz und Albit mit typischer myrmekitischer Verwachsung, unter gekreuzten Nicols.

Kalifeldspat, hauptsächlich Orthoklas, kann dieselbe Korngröße wie der Quarz aufweisen. Diese Tektosilikate zeigen sehr häufig perthitische Entmischungslamellen sowie Serizitierung. An den Grenzflächen zu dem benachbarten Quarz haben sich durch Verdrängungsreaktionen wurmartige Quarzröhrchen, sogenannter Myrmekit (Albit + Quarz) gebildet.

Die isotropen Granate sind relativ selten anzutreffen. Sie sind stark zerklüftet, wobei in den Klüften Chloritisierung stattgefunden hat. Minerale wie Kyanit, Feldspat, Quarz und Biotit können im Granat eingeschlossen sein.

Durch einen unterschiedlichen Habitus lassen sich die Biotite in zwei Gruppen unterteilen. Bei der ersten Gruppe sind Tafeln entlang der Schieferungsrichtung eingeregelt. Die zweite Gruppe zeigt keine Einregelung und ist offensichtlich zu einem späteren Zeitpunkt kristallisiert. In der ersten Generation der Biotite treten außerdem durch Rutil hervorgerufene Sagenitgitter sowie Erzausscheidungen und Chloritisierung am Kornrand auf.

Durch sein hohes Relief und der nadeligen bis faserigen Ausbildung ist der Sillimanit gut zu erkennen. Er zeigt sich in Form von schieferungsparallelen Lagen mit Interferenzfarben der höheren 1. Ordnung. Des Weiteren sind Kristalle mit grauen Interferenzfarben und vollkommener Spaltbarkeit diagonal zu den Querschnitten, welche sich nicht an den Trend der Schieferung halten, zu erkennen. Somit kann man auch hier zwei Generationen unterscheiden, wobei die erste Generation syntektonisch entstand und von der Serizitierung betroffen wurde.

Muskovit sowie Chlorit sind durch Umwandlungsprozesse sekundär entstanden.

### 5.1.3 Granulit (Probe: PO25)

$Qtz + Kfs + Pl + Grt + Sil + Bt + (Ky) + (Zrn) + (Ap)$

Dieses kompakte, straff geschieferte Gestein fällt schon im Aufschluss durch sein sprödes Bruchverhalten besonders auf (siehe Abb. 17). Das Handstück mit frisch erzeugten Flächen, zeigt ein sehr massiges Gefüge, an dem das Mineral Quarz, neben Feldspat, Biotit und Granat als Hauptgemengteil in Erscheinung tritt.



Abbildung 17: Massiger, spröd brechender Granulit.

Für den hellen Eindruck der Probe ist der Quarz verantwortlich. Er zeigt sich unter dem Durchlichtmikroskop in zwei unterschiedlichen Ausbildungen. Die erste Gruppe weist xenomorphe, durch Rekristallisation gebildete, stark verzahnte Körner mit einer Durchschnittsgröße von 0,1 mm (siehe Abb. 18) auf. Im Gegensatz dazu, können die Quarzkristalle der zweiten Gruppe eine Größe von bis zu 2 mm erreichen und einen

gestreckten Habitus einnehmen. An manchen Kristallen kann man die für die Granulitfazies typische Diskenform erkennen. Beide Arten löschen undulös aus.

Eine weitere, im Durchlicht farblos erscheinende Gruppe, stellen die Feldspäte dar. Unter gekreuzten Polarisatoren lassen sich die Plagioklase von den Alkalifeldspäten unterscheiden. Die Alkalifeldspäte zeigen durch perthitische Entmischungen feine Lamellen. Der Plagioklas ist hingegen durch polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz zu erkennen. Beide Tektosilikate können, die bereits vorhin erwähnte, feine aber auch grobe Kristallform annehmen. An manchen der Alkalifeldspäte ist eine leichte Serizitierung festzustellen, diese stellt aber eher eine Ausnahme dar.

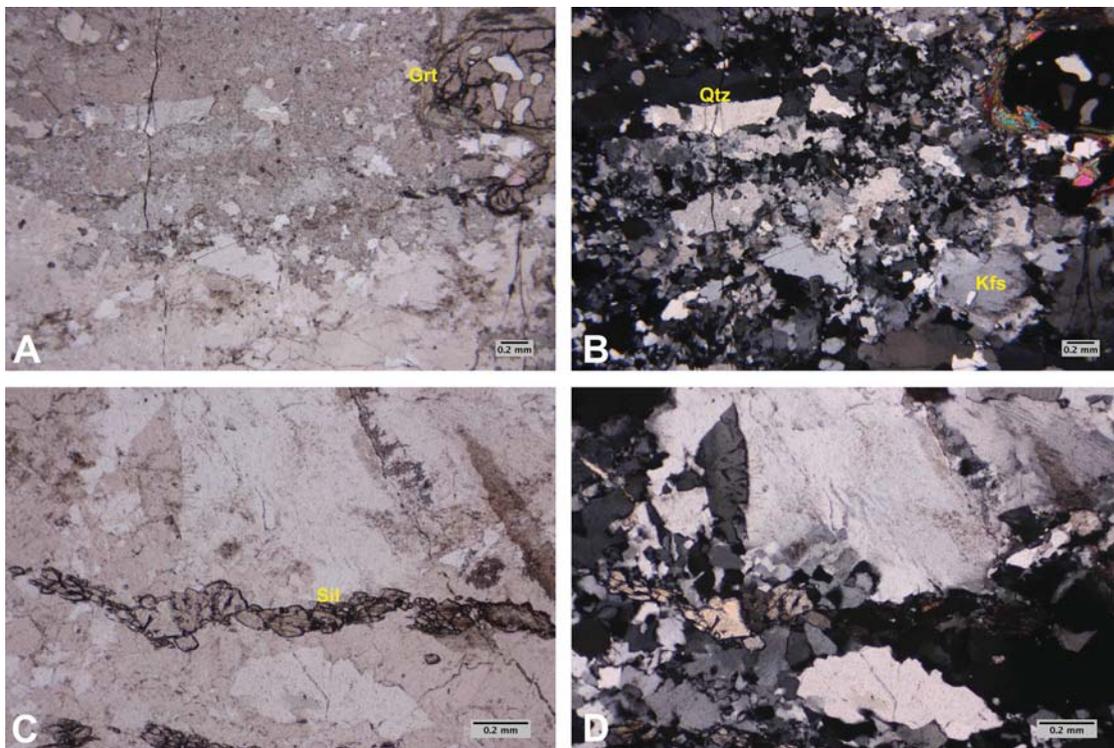


Abbildung 18: A: Granulit mit einem poikiloblastischen Granat mit Chlorit/Serizit Saum unter parallelen Polarisatoren; B: unter gekreuzten Polarisatoren sind die unterschiedlichen Quarzausbildungen zu erkennen; C: prä-tektonischer idiomorpher Sillimanit mit Spaltbarkeit nach (110), unter parallelen Polarisatoren; D: unter gekreuzten Polarisatoren.

Die vereinzelt vorkommenden isotropen Granate bilden eine poikiloblastische Kornform. Diese werden durch Mineralumwandlungen von Chlorit und Serizit umwachsen.

Ein weiteres Mineral zeigt sich in dünnen, gewellten Lagen, die sich über den gesamten

Dünnschliff verfolgen lassen. Dieses Mineral weist eine Lichtbrechung von 1,66 und eine Doppelbrechung von ca. 0,020 auf. Die orangen bis blauen Interferenzfarben, sowie die vollkommene Spaltbarkeit lassen auf das Mineral Sillimanit schließen. Dabei sind zwei Generationen zu unterscheiden. Die erste Generation bildet idiomorphe Prismen mit charakteristischer Spaltbarkeit nach (110). Im Gegensatz dazu zeigt die zweite Sillimanitgeneration fibrolithischen Habitus, welcher streng an der Foliation des Gesteines angeordnet ist und teilweise die erste Generation umfließt. Somit lässt sich eine Aussage über den relativ früheren Kristallisationszeitpunkt der ersten Generation treffen.

Das OH - führende Mineral Biotit ist nur vereinzelt und in sehr geringen Mengen vertreten.

Akzessorisch: Disthen (Kyanit), Zirkon, Apatit

## 5.2 Gföhler - Einheit

### 5.2.1 Gföhler Gneis (Probe: PO75)

Bt + Kfs + Pl + Qtz + Grt + (Sil) + (Ky) + (Gr)

Der Paragneis der Gföhler - Einheit unterscheidet sich von jenem der Ostrong - Einheit durch zunehmende Inhomogenität. Dieser ist mit ausgeprägter Schieferung und dem Wechselspiel von hellen und dunklen Lagen im Gelände zu finden (siehe Abb. 19). Die Feinfältelung und der teilweise migmatitische Charakter sind auf tektonische Prozesse zurückzuführen. Makroskopisch ist deutlich Quarz zu erkennen. Ebenso ist Biotit mit blättrigem Habitus, der für die dunklen Lagen verantwortlich ist zu sehen. Anhand der charakteristischen Spaltbarkeit kann der Feldspat identifiziert werden. Die rotviolette Farbe des Gesteins ist auf das Vorhandensein von Granat zurückzuführen, der auch schon mit freiem Auge ersichtlich ist.



Abbildung 19: Gföhler Gneis mit Schnittfläche.

Unter dem Polarisationsmikroskop zeigt sich der Gföhler Gneis mit einer deutlichen Einregelung. Der Gneis weist ein porphyroklastisches Gefüge auf. Es tritt als eine wechselnde Abfolge von hellen, quarz- und feldspatreichen Lagen und dunklen, Biotit dominierten Lagen in Erscheinung. Größere Klasten (4 mm) bilden hauptsächlich die Minerale Feldspat und Quarz (siehe Abb. 20).

Bei den Tektosilikaten lässt sich zwischen zonar gebautem Plagioklas und Kalifeldspat unterscheiden. Der nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingte Oligoklas überwiegt mengenmäßig gegenüber dem perthitisch entmischten Orthoklas. Neben den bereits oben angesprochenen größeren Kristallen, die einen scharfen Kornkontakt aufweisen, zeigen sich die Feldspäte in Form von dynamischen Rekristallisationsaggregaten, welche auch beim Quarz festzustellen sind. Eine Serizitbildung sowie myrmektische Verwachsungen sind bei der Probe PO75, des Gföhler Gneises keine Seltenheit.

Granat ist in dieser Probe sehr häufig anzutreffen. Dieser ist jedoch stark zerklüftet und zeigt randliche Zerfallerscheinungen. Eine spektroskopische Auswertung auf der Raman - Sonde ergab eine Fe - Al Zusammensetzung, die somit auf Almandin hinweist (siehe Abb. 21).

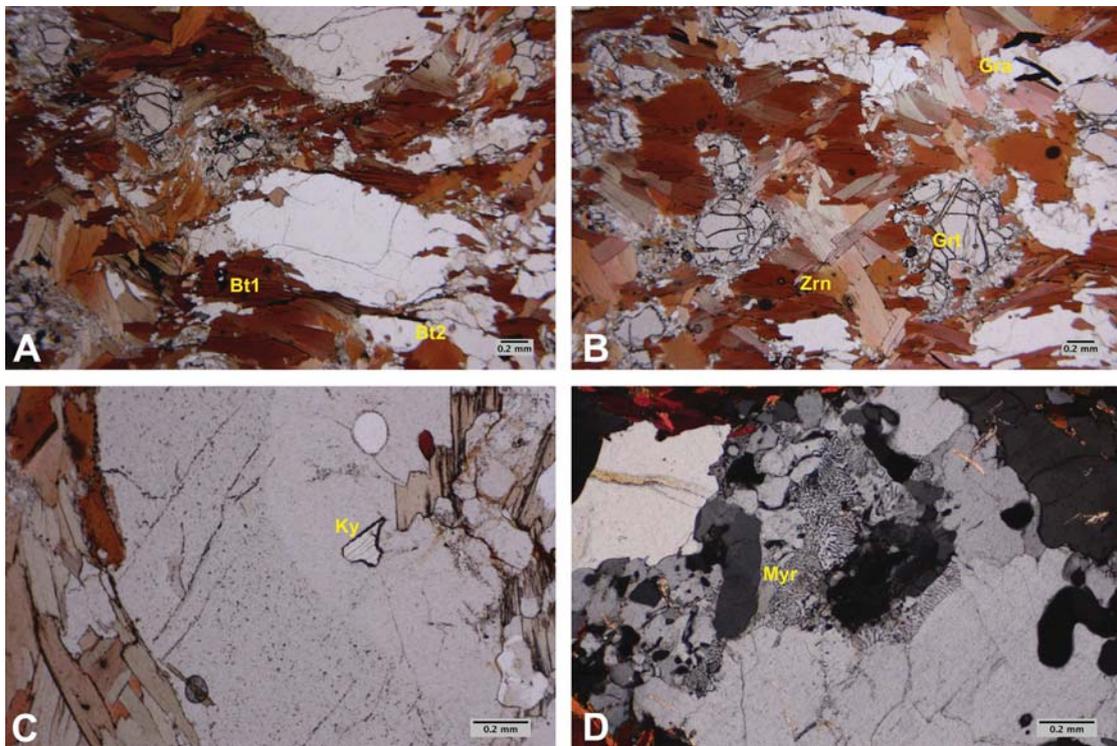


Abbildung 20: A: Grobkristalliner Gföhler Gneis mit dem prätektonischen (Bt1) und dem syntektonischen Biotit (Bt2); B: stark zerklüfteter und randlich umgewandelter Granat, Zirkoneinschlüsse im Biotit, sowie der reichlich auftretende Graphit; C: Kyaniteinschluss im Feldspat (A, B und C, unter parallelen Polarisatoren); D: typische myrmekitische Verwachsung von Feldspat und Quarz (unter gekreuzten Polarisatoren).

Die Biotite lassen sich in zwei Generation unterteilen. Die erste Generation tritt schieferungsparallel auf und hat eine deutliche rot – braune Eigenfarbe. An manchen Tafeln sind Sagenitgitter, die aus Titanentmischungen stammen, zu erkennen. Die zweite Generation hält sich nicht an die allgemeine Einregelung und ist somit posttektonisch entstanden. Beide Generationen weisen häufig Einschlüsse von Apatit, Zirkon und Monazit auf.

Sehr häufig ist ein opakes Mineral anzutreffen, das die Form von langgestreckten oder gebogenen Phasen einnimmt. Im Auflicht kann man die perfekte Spaltbarkeit nach 001 erkennen. Hierbei handelt es sich um Graphit, der in diesem Gneis ein weitverbreiteter Bestandteil ist.

Als sekundär entstandene Minerale konnten der Muskovit, Serizit und Chlorit identifiziert werden. Sillimanit und Kyanit sind in dieser Probe sehr untergeordnet vertreten.

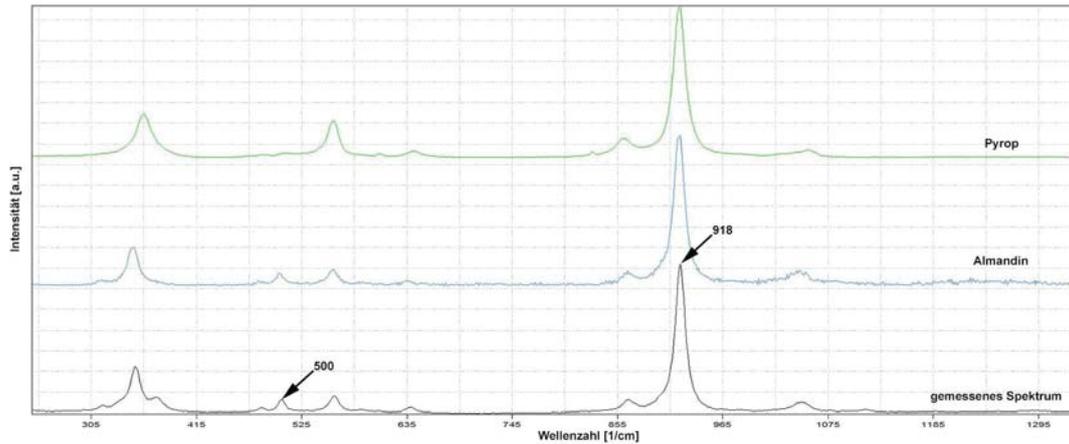


Abbildung 21: Raman - Spektrum des isotropen Granats der Probe PO75, im Vergleich zu Spektren aus der RRUFF - Datenbank. Der Hauptpeak liegt bei  $918 \text{ [cm}^{-1}\text{]}$ , wobei der für die Unterscheidung zwischen Pyrop und Almandin ausschlaggebende Peak bei  $500 \text{ [cm}^{-1}\text{]}$  ist.

### 5.2.2 Amphibolit (Probe: PO49)

Hbl + Pl + Grt + (Chl) + (Qtz)

Diese Lithologie wird als ein deutlich geschiefertes, klein- bis mittelkörniges Gestein beschrieben. Dabei ist, wie auch bei den beschriebenen Gneisen, eine Wechsellagerung von hellen und dunklen Partien zu erkennen. Der Feldspat stellt den leukokraten Gemengteil des Gesteines dar. Amphibol und Granat zeigen sich für die dunklen Bestandteile verantwortlich. Wie in Abbildung 22 ersichtlich, sind grobe Kristalle sehr eng mit feineren Kristallen verwachsen. Diese Kristallverwachsungen sind für den inhomogenen Charakter verantwortlich. Des Weiteren variiert die mineralogische Zusammensetzung der vereinzelt auftretenden Linsen und Lager.

Das Hauptmineral in diesem dunkel erscheinenden Gestein ist der Amphibol. Er dominiert den Dünnschliff mit ca. 80 % und kann eine Korngröße bis zu ca. 2 mm erreichen (siehe Abb. 23). Der Basisschnitt mit  $56^\circ$  Spaltwinkel, sowie die schiefe Auslöschung und der deutliche Pleochroismus deuten auf eine Hornblende hin. Gelegentlich sind diese xenomorph ausgebildeten Minerale randlich umgewandelt, wobei sich ein farbloser Chlorit mit sehr schwachen Pleochroismus gebildet hat. Bei gekreuzten Polarisatoren erscheint das Mineral mit blassbläulichen Interferenzfarben, was auf einen Mg – Chlorit deutet. Weiters zeigt eine Auslöschung von  $6^\circ$ , dass es sich um Klinochlor handelt. Dies wird auch mit Hilfe der Ramanspektroskopie bestätigt (siehe Abb. 24).



Abbildung 22: Amphibolit mit abwechselnden feinen und groben Partien.

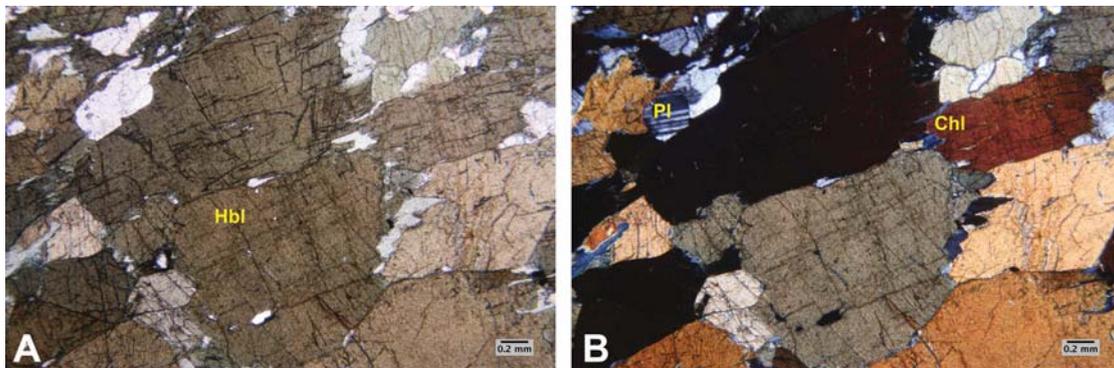


Abbildung 23: Probe PO49 repräsentiert einen grobkristallinen Amphibolit. A: bis zu 2 mm große Hornblendekristalle mit der typischen Amphibolitspaltbarkeit unter parallelen Nicols; B: Kreuzt man die Polarisatoren so zeigt sich der Plagioklas, sowie der durch Umwandlungsprozesse entstandene Mg - Chlorit.

Für den hellen Anteil im Dünnschliff ist hauptsächlich der Plagioklas verantwortlich. Er ist durch Albit – Zwillinge straff laminiert und wird durch die schiefe Auslöschung nach der Rittmann – Methode einem Oligoklas bis Andesin zugeordnet. Die Korngröße des Plagioklas von 0,1 – 1,0 mm ist deutlich geringer als die des Amphibols. Auch liegen die Volumprozent des teilweise sehr stark serizitierten Plagioklases bei 10 % beträchtlich niedriger.

Sehr untergeordnet vertreten ist der undulös auslöschende Quarz, sowie der isotrope Granat, der als Idioblast in Erscheinung tritt und die Hornblende zu verdrängen scheint. Als Akzessorien sind opake Phasen zu nennen, die hauptsächlich als Einschlüsse bzw. an den Korngrenzen der Hornblende in zunehmendem Maß vorkommen.

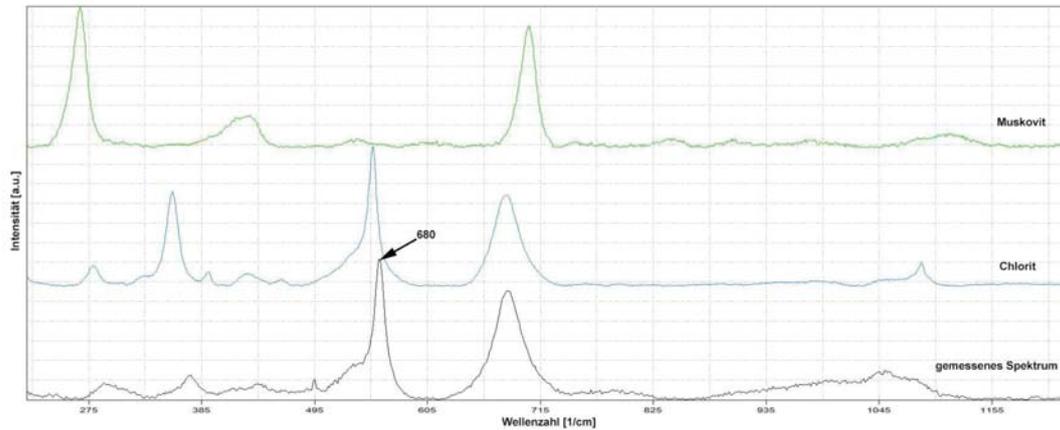


Abbildung 24: Beim Ramanspektrum des Muskovits und Chlorits zeigt sich ein deutlich zu unterscheidendes Bild. Es handelt sich bei der gemessenen Probe um einen Chlorit.

### 5.2.3 Serpentin (Probe: PO77)

Ol + Lz + Talk + Amp + Pik + (Cal)

Der im kartierten Gebiet nur im Schutt vorkommende Serpentin, zeigt sich im Handstück stark verwittert (siehe Abb. 25). Das feinkörnige, grünliche Gestein hat keinen Lagenbau, weshalb es einen homogenen Charakter aufweist. Bricht man die Probe, so zeigt sich eine weiße Verfüllung der Kluftflächen, die allesamt die gleiche Orientierung haben. Durch die Kleinkristallinität der Mineralphasen ist die makroskopisch Bestimmung kaum durchführbar.



Abbildung 25: Handstück eines verwitterten Serpentinites.

Wie schon im Handstück deutlich ersichtlich, unterscheidet sich diese Probe grundlegend von den bereits beschriebenen Gesteinsgruppen. Betrachtet man den Dünnschliff unter dem Polarisationsmikroskop, so zeigt sich ein stark zersetztes Gestein, wobei der Serpentinisierungsprozess im Vordergrund steht.

Durch die Umwandlung wurde ein Serpentinmineral gebildet, welches mit einem faserigen Habitus und niedrigen Lichtbrechungen (grauweiße IF 1. Ordnung) in Abbildung 26 in Erscheinung tritt. Diese Phase nimmt einen großen Teil der Probe ein und ist ausschlaggebend für das Bild der Maschentextur. Erst eine Analyse mit der Raman-Sonde zeigte, dass es sich hier eventuell um einen Lizardit handelt (siehe Abb. 27).

Das im Protolith dominierende Mineral, der Olivin, ist durch seine typische hohe Doppelbrechung zu erkennen. Er ist in der Probe noch sehr häufig vertreten, jedoch sind die Körner durch die Umwandlungsprozesse stark angegriffen.

In weitaus geringeren Mengen wurden Amphibolminerale beobachtet, die unter Zuhilfenahme der Ramansonde dem Spektrum eines Tremolit zugeordnet werden konnte. Sehr selten vorkommend sind Minerale brauner Eigenfarbe und isotropen Charakters. Sie sind durch die Serpentinisierung stark zerklüftet, wobei in den Rissen Calcit auskristallisiert vorliegt. Diese Minerale stellen einen Spinell - Chromit Mischkristall dar, einen sogenannten Pikotit. Des Weiteren sind an Klüften der Probe Mineralisationen von Talk und Erz zu erkennen, die sich zu einem späteren Zeitpunkt gebildet haben.

Die oben erwähnten Hauptminerale, sowie der metamorphe Charakter lassen dieses Gestein einem metamorphen olivinreichen Harzburgit zuordnen.

#### 5.2.4 Granulit (Probe: PO57)

$Qtz + Plg + Grt + Ky + Sil + Opx + (Bt)$

Wie auch die zuvor beschriebene Probe PO25, weist dieser Granulit einen massigen Charakter mit spröden Brucheigenschaften auf (Abb. 28). Im Erscheinungsbild wirkt diese Lithologie sehr hell, dies ist auf den dominierenden Quarz mit muscheligen Bruch zurückzuführen. Fein disseminierte Körner durchsetzen das gesamte Gestein. Es wird vermutet, dass es sich um Granat und Biotit handelt.

Die Gesteinsprobe PO57 zeigt sich unter dem Mikroskop mit einem sehr hellen granoblastischen Gefüge (siehe Abb. 29). Wie bereits in der Granulitprobe (PO25) beschrieben, tritt der undulös auslöschende Quarz in mikrokristalliner und grobkristalliner Form

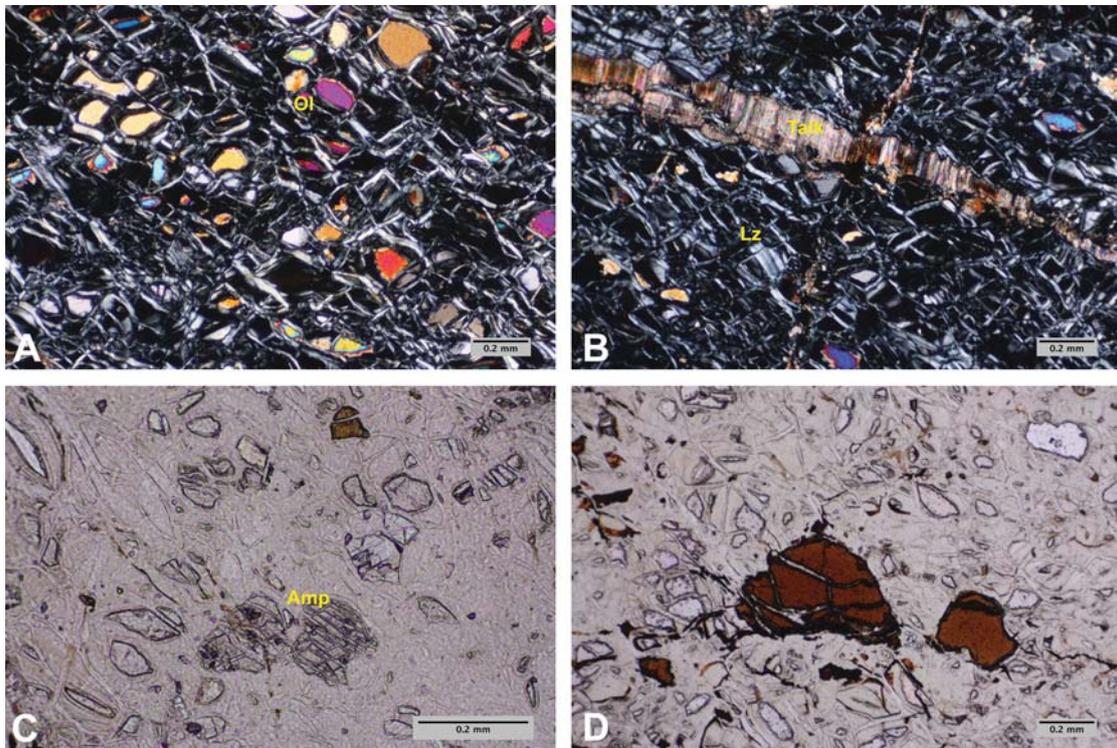


Abbildung 26: A: Serpentin mit deutlicher Maschentextur und relictischen Olivinkörnern; B: Kluft mit Talkfüllung, sowie der faserförmige auftretende Lizardit als Umwandlungsprodukt, (A und B unter gekreuzten Polarisatoren); C: Querschnitt eines Ca - Amphibols (Tremolit); D: zerklüftete Pikotitkristalle mit Calcit (C und D unter parallelen Polarisatoren).

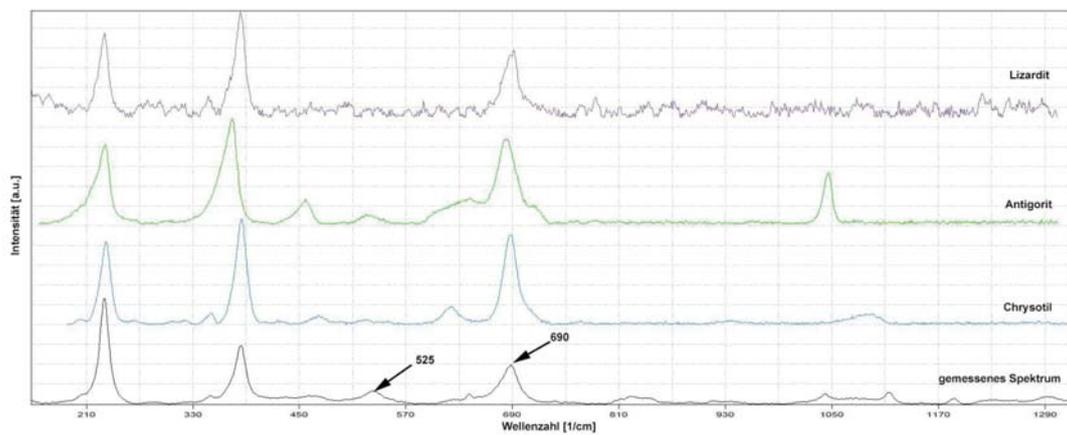


Abbildung 27: Vergleich der Serpentinmineral - Spektren aus der RRUFF - Datenbank. Durch charakteristische Peaks bei  $690 \text{ [cm}^{-1}]$  und zwischen  $500 - 550 \text{ [cm}^{-1}]$  kann man die Minerale Antigorit und Chrysotil ausschließen.



Abbildung 28: Massiger Granulit der Gföhler - Einheit mit fein disseminierten Mineralen.

in Erscheinung. Jedoch können die Körner in diesem Dünnschliff nur eine maximale Größe von einem Millimeter erreichen. Die für den Granulit spezifischen diskenförmigen Ausbildungen lassen sich an manchen Körnern erkennen.

Als Feldspatvertreter konnte nur der Plagioklas identifiziert werden, der neben dem Quarz für den leukokraten Charakter der Probe mitverantwortlich ist.

Der Granat ist deutlich durch seine hohe Lichtbrechung von über 1,7 zu erkennen. Er besticht durch seine rundliche hypidiomorphe Form und ist mit 15 % in der Probe vertreten. Viele dieser Kristalle werden von einem neugebildeten Chloritsaum umwachsen. Manche weisen Einschlüsse von Fremdmineralen auf.

Ein weiteres, aber eher in geringen Mengen vorkommendes Mineral, ist der Disthen. Er unterscheidet sich durch seine hohe Lichtbrechung, schiefe Auslöschung und stärkere Spaltbarkeit gegenüber anderen Mineralen. Das Aluminiumsilikat kann zwei verschiedene Kornformen annehmen. Als eigenständiges Korn, mit einer durchschnittlichen Größe von 0,8 mm, und als Verwachsungsaggregat von Pyroxen und Granat. Bei näherer Betrachtung sind quadratische Querschnitte, welche von Sillimanit Mineralen stammen, zu identifizieren. Beide  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  - Minerale wurden durch Dehydrationsreaktionen bei der Metamorphose gebildet.

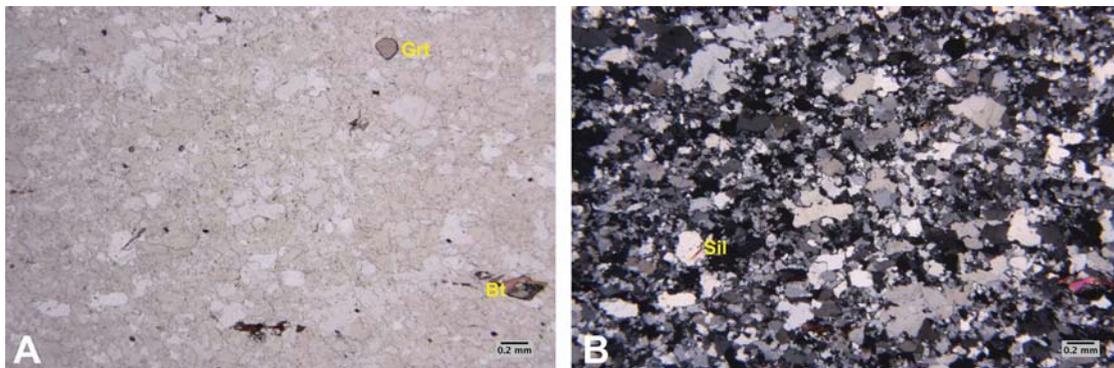


Abbildung 29: A: Granoblastisches Gefüge des Gföhler Granulites mit Biotit - Granat Verwachsungen, unter parallelen Polarisatoren; B: unter gekreuzten Polarisatoren sind die divarianten Korngrößen der Quarz - Feldspatminerale erkennbar, sowie einzelne Sillimanitnadeln.

Wie bereits erwähnt, sind auch die für die Granulitfazies charakterischen Orthopyroxene unter dem Polarisationsmikroskop erkennbar. Sie sind sehr stark umgewandelt, weisen jedoch an manchen Stellen die typische  $87^\circ$  Spaltbarkeit auf.

Als posttektonische Bildung wird der mit einer maximalen Größe von 0,1 mm und am deutlichem Pleochroismus zu erkennende Biotit angesehen. Das Glimmermineral ist eng mit dem Granat verwachsen, dies zeigt, dass der Biotit auf eine Rehydrationsreaktion vom Granat zurückzuführen ist. Als Akzessorien sind opake Phasen sowie Zirkon vertreten.

### 5.2.5 Migmatitischer Granulit (Probe: PO40)

$Qtz + Pl + Kfs + Grt + Bt + (Chl) + (Zrn)$

Schon im Aufschluss fällt dieses Gestein durch sein löchriges Aussehen auf, welches auf herausgelöste Minerale zurückzuführen ist. Die frisch erzeugte Bruchfläche zeigt durch alternierend helle und dunkle Lagen ein migmatitisches Aussehen (siehe Abb. 30). An den leukokraten Lagen, welche zum Großteil aus Feldspatklasten bestehen, ist eine Scherbewegung festzustellen. Die dunklen Lagen hingegen bilden eine feinkörnige Grundmasse, in der bis zu 3 mm große Granat vermehrt auftritt.



Abbildung 30: Migmatitischer Granulit mit hellen, feldspatreichen und dunklen, granatreichen Lagen.

Diese Probe unterscheidet sich durch das Gefüge wesentlich von dem bereits beschriebenen Granulit. Durch migmatitische Aufschmelzung der hellen Gemengteile kam es zu einer Laminierung dieses Gesteines. Dies wird auch unter dem Polarisationsmikroskop ersichtlich (siehe Abb. 31). Die Ausbildung von dynamisch rekristallisiertem Quarz mit teilweisen Aufschmelzerscheinungen ist der Beleg für eine HT - Metamorphose. Auch der diskenförmige Habitus des  $\text{SiO}_2$  - Minerals ist ein Zeugnis dafür.

Die feinkörnige Grundmasse teilt sich der Quarz mit serizitiertem Plagioklas, perthitisch entmischtem Orthoklas und etwas Biotit. Des Weiteren sind die Feldspäte in Form von tektonisch beanspruchten Klasten vertreten, die von der dynamischen Rekristallisation umwachsen wurden.

Der blastenförmige Granat hat sich fast vollständig in ein Mineralaggregat umgewandelt. Dieses Aggregat entstand durch niedriggradige Diaphthorese und bildete die Minerale Chlorit, Biotit und Serizit, die den ehemaligen Granat fast zur Gänze einnehmen. Nur teilweise sichtbare isotrope Relikte bezeugen die Herkunft.

Akzessorisch wurde Zirkon erkannt.

### 5.2.6 Ultramytonit (Probe: PO46)

$\text{Qtz} + \text{Bt} + \text{Cor} + \text{Sil} + \text{Grt} + \text{Fsp} + (\text{Mus}) + (\text{Chl})$

An einigen Stellen im südwestlichen Ostrong konnte dieses mylonisierte Gestein wahrgenommen werden. Es weist ein dunkelgraues Aussehen auf, welches auf die feinstkörnige,

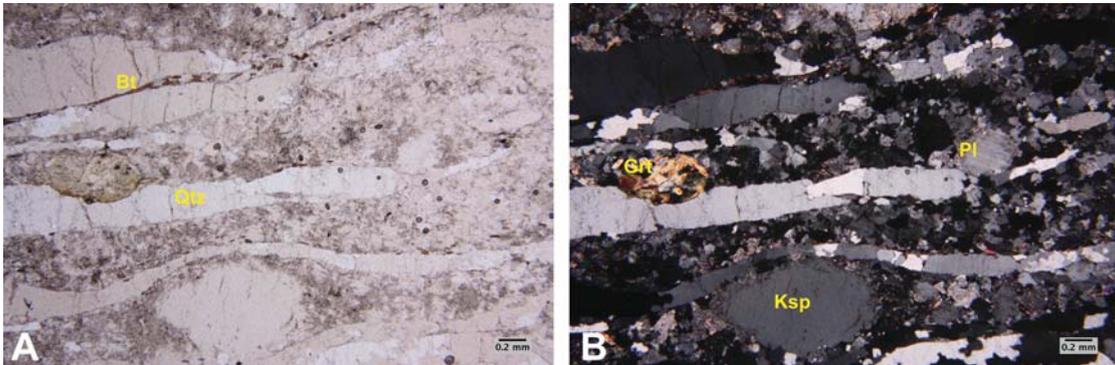


Abbildung 31: A: Dynamisch rekristallisierte Granulit mit diskförmigem Quarz unter parallelen Nicols; B: Tektonisch beanspruchte Feldspatklasten, sowie ein stark umgewandelter Granat unter gekreuzten Nicols.



Abbildung 32: Ultramylonit mit tektonischen Porphyroklasten.

zerrieben erscheinende Grundmasse zurückzuführen ist (siehe Abb. 32). In dieser Matrix schwimmen bis zu 6 Millimeter große Porphyroklasten von Quarz und Feldspat, welche anhand der Spaltbarkeit voneinander unterschieden werden können. Teilweise sind die Klusten rotiert und andere hingegen stark ausgelängt, was auf eine intensive Tektonik hinweist.

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein komplizierter Aufbau (siehe Abb. 33). Es besteht aus einer braunen, feinkörnigen und dichten Grundmasse, in welcher Porphyroklasten (bis 3 mm) von Quarz, Feldspat und Granat schwimmen. Hierbei handelt es sich um mehrere Kristallisationsgenerationen. Die erste Generation wurde durch tektonische Bewegung zerschert und zum Teil völlig umgewandelt und neu gebildet. Aber auch die zweite Generation konnte nicht ohne Stresseinwirkung kristallisieren.

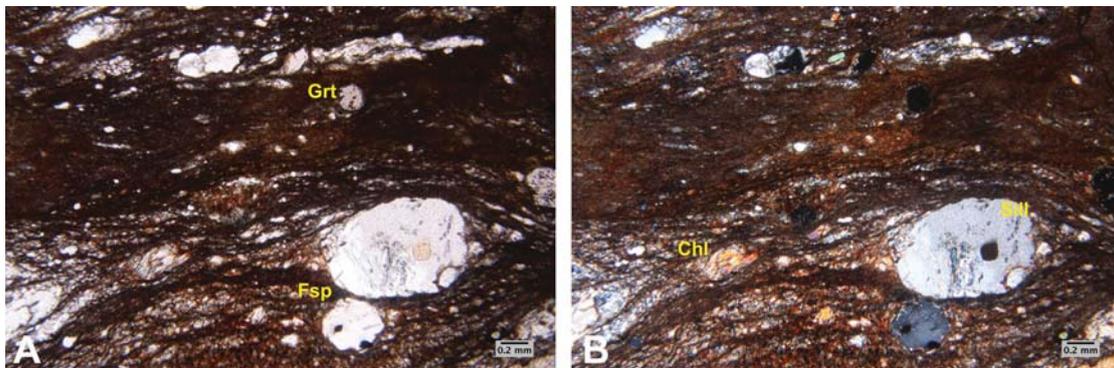


Abbildung 33: A: Ultramylonit mit dunkler feinkörniger Grundmasse und Quarz-, Feldspat- und Granat - Klasten (parallele Polarisatoren); B: Neugebildete Chlorit- und Sillimanitminerale (gekreuzte Polarisatoren).

An den Feldspäten ist eine randliche Serizitierung, die teilweise sogar bis zum Kern vorstößt, festzustellen. Die meisten Feldspäte besitzen eine, durch dynamische Rekristallisation entstandene, polykristalline Hülle und zudem Einschlüsse von Biotit und Sillimanit. Des Weiteren können Chloritneubildungen in Erscheinung treten. Wie auch die vorhin erwähnten Feldspäte, weisen die Granate starke Verformungen, sowie Einschlüsse von Biotit, Cordierit und Sillimanit auf. Die feinkörnige Grundmasse bilden die Minerale Biotit, sekundärer Muskovit und Sillimanit, wobei Letztgenannter eine zweite, posttektonische Generation erzeugen kann.

Nebengesteine bilden die Gföhler Gneise der Gföhler - Einheit, die ebenso als Ausgangsgesteine angenommen werden.

## 5.3 Südböhmischer Pluton

### 5.3.1 Weinsberger Granit (Probe: P15)

$Qtz + Pl + Kfs + Bt + Mus + (Mag) + (Ttn) + (Zrn) + (Ap) + (Rt) + (Mnz)$

Der Südböhmische Pluton bildet im Gebiet des Weinsberger Waldes einen homogenen Granitkomplex. Charakteristisch für dieses Gestein ist das sehr grobe Korn und das Vorhandensein von idiomorphen Feldspatgroßkristallen, das auf eine langsame Abkühlung des Plutons zurückzuführen ist (siehe Abb. 34). Makroskopisch ist das richtungslose Gefüge mit den Mineralen Feldspat, Quarz und Biotit zu erkennen. Die Feldspäte zeigen Zwillinge und die typische Spaltbarkeit in zwei Richtungen. Sie unterscheiden sich

deutlich von muschelig brechenden Quarzkörnern, die einen fettigen Glanz aufweisen. Weiters schließen die bis zu 13 cm großen Kristalle eine Vielzahl von Mineralphasen in sich ein. Der Biotit ist gleichmäßig im Granit verteilt, wobei die Blättchen mehrere Millimeter Größe erreichen können.



Abbildung 34: Weinsberger Granit mit Feldspat - Groszkristallen.

Unter dem Polarisationsmikroskop zeigt sich der Granit mit einer hypidiomorphen bis idiomorphen Mineralvergesellschaftung (siehe Abb. 35).

Der undulös auslöschende Quarz ist großräumig zerbrochen, wobei sich in den Spalten Fe - Hydroxide gebildet haben. Neben den Groszkristallen kann der Quarz auch die Form von polykristallinen Aggregaten annehmen.

Als Glimmermineral ist der Biotit gegenüber dem Muskovit mit einem deutlich größeren Volumprozent in der Probe vertreten. Er weist eine Schar von Einschlüssen auf. Der Zirkon definiert sich durch seine charakteristischen Höfe. Der Monazit (siehe Abb. 36) und der Apatit zeigen rundlich bis sechseckige Basisschnitte. Durch Entmischung von Titan wurden sekundär Rutilnadeln gebildet, die strahlenförmig (Sagenit - Gitter) den Biotit durchsetzen. Auch eine randliche Umwandlung lässt sich bei diesem Schichtsilikat feststellen. Hier konnte der Opacitierungsprozess Magnetitminerale entstehen lassen.

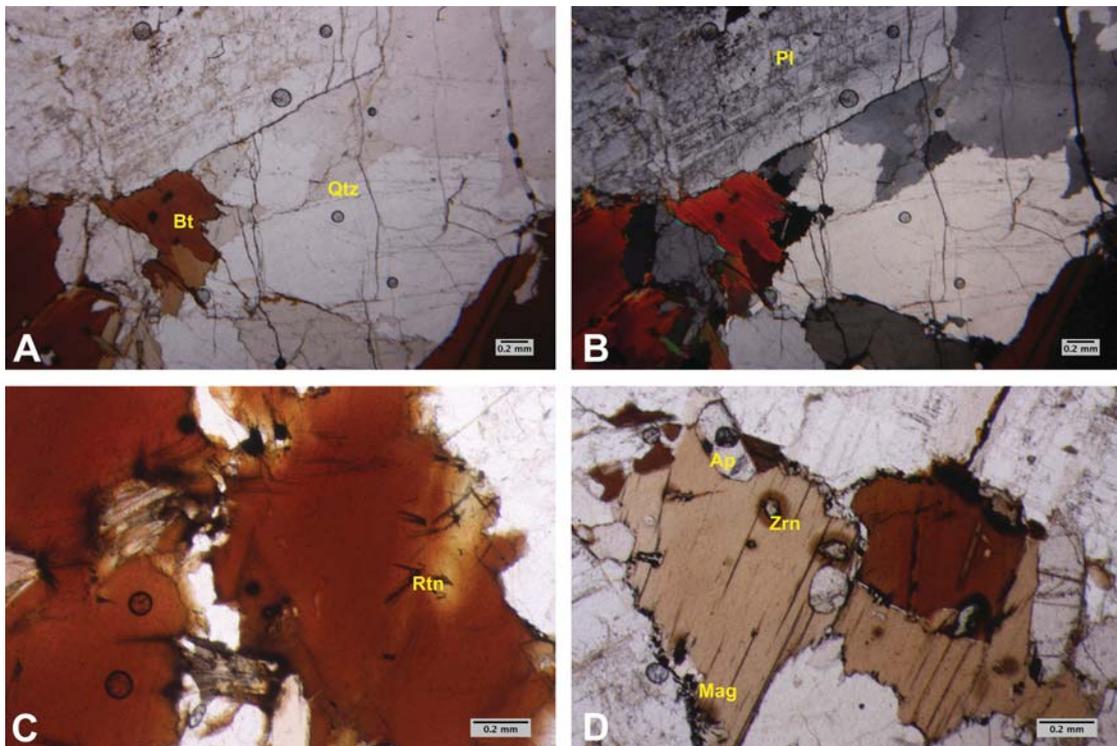


Abbildung 35: A: Mineralvergesellschaftung des Weinsberger Granites (Feldspat, Quarz und Glimmer), unter parallelen Polarisatoren; B: unter gekreuzten Polarisatoren; C: Rutilausscheidung führt zu einer Sagenit - Gitterung im Biotit; D: Einschlüsse von Zirkon und Apatit, sowie randliche Bildung von Magnetit, (C und B unter parallelen Nicols).

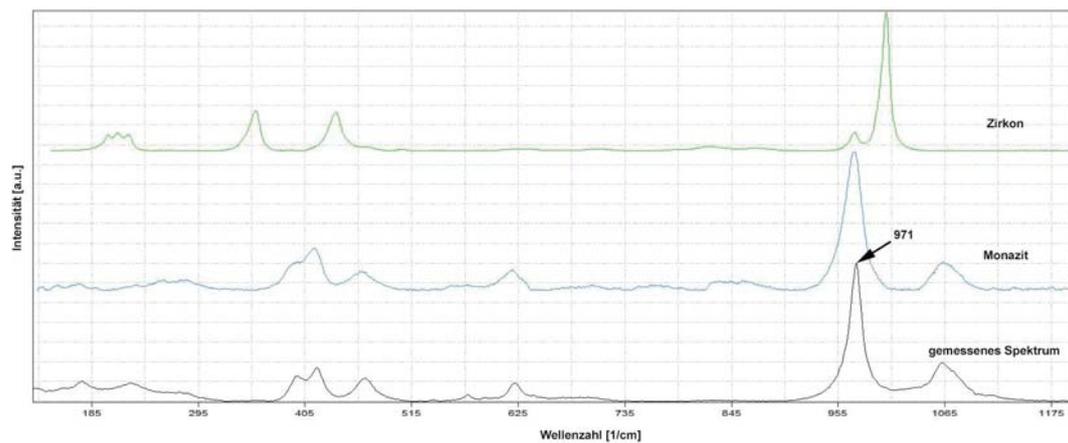


Abbildung 36: Raman - Spektren aus der RRUFF - Datenbank. Die Peaks der gemessenen Probe weisen eindeutig auf einen Monazit hin.

Auch die Feldspäte weisen allesamt Fremdeinschlüsse auf. Die Plagioklas Großkristalle sind durch die markante Verzwillingung zu erkennen. Sie weisen einen Auslöschungswinkel von ca.  $10^\circ$  auf, was einen Anorthit - Gehalt von ca. 25 % nach Rittmann ausmacht. Dieser Anorthit - Gehalt lässt auf einen Oligoklas schließen, der auch vom Serizitierungsprozess betroffen ist.

Die Ab - Or - Mischkristallreihe ist mit dem idiomorphen und vergitterten Mikroklin, sowie mit dem, nach dem Karlsbader - Gesetz, verzwillingten Orthoklas vertreten. Letztgenannter zeigt perthitische Entmischungerscheinungen, sowie Serizitierung am Kornrand.

### 5.3.2 Feinkorngranit (Probe: P48)

$Qtz + Pl + Kfs + Bt + (Mus) + (Zrn) + (Ap) + (Mag)$

Der Weinsberger Granit wird von granitischen Gängen durchzogen, die zu einem späteren Zeitpunkt intrudierten. Diese lassen sich makroskopisch anhand der Korngröße voneinander unterscheiden. Nachfolgend werden diese jüngeren Nachschübe in Feinkorngranit und Mittelkorngranit unterteilt.

Der Feinkorngranit hat eine durchschnittliche Korngröße von einem halben Millimeter und zeigt ein hellgraues Erscheinungsbild (siehe Abb. 37). Das Gefüge ist richtungslos, wobei mit dem Hilfsmittel einer 10-fach Lupe, ein Mineralbestand von Feldspat, Quarz und Glimmer zu identifizieren ist.



Abbildung 37: Feinkorngranit.

Wie in Abbildung 38 A deutlich zu erkennen ist, liegt bei dieser Probe die Durchschnittsgröße der Komponenten bei 0,5 bis 1 mm, weshalb dieser als Feinkorngranit einzustufen ist. Die Probe setzt sich aus hypidiomorphen bis xenomorphen Biotit, Feldspat und Quarz zusammen, wobei der Quarz gegenüber den Feldspäten mit wenigeren Volumprozent vertreten ist.

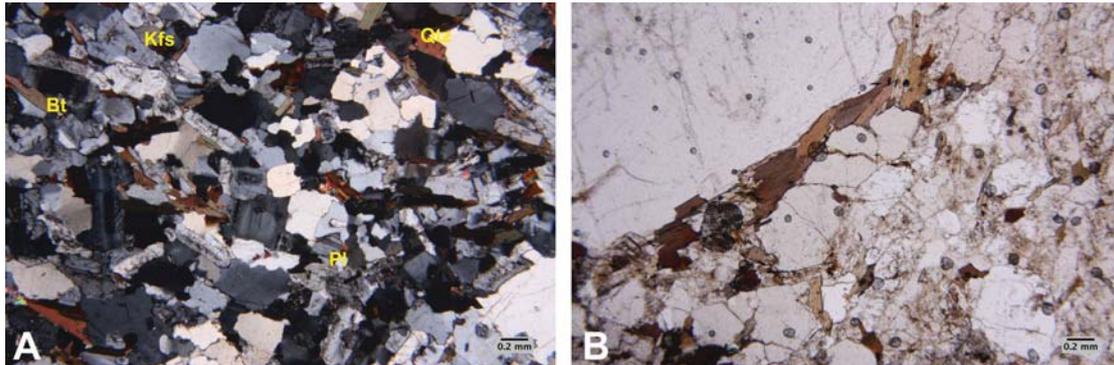


Abbildung 38: A: Abbildung einer gangförmigen Intrusion mit granitischer Zusammensetzung (gekreuzte Nicols); B: Kontakt zum Nebengestein (Weinsberger Granit) unter parallelen Nicols.

Die Tektosilikate lassen sich in Plagioklas, Orthoklas und Mikroklin unterteilen. Der Plagioklas ist durch das Albit - Gesetz verzwilligt und zeigt an manchen Kristallen eine durch unterschiedliche Anorthit - Gehalte entstehende Zonierung. Er ist teilweise stark serizitiert. Die Kalifeldspäte Orthoklas und Mikroklin schließen Minerale wie Quarz, Feldspat und Biotit ein. Des Öfteren sind wurmartige, durch Myrmektisierung hervorgerufene, Strukturen zu erkennen.

Der richtungslos eingebettete Biotit kann wie der Weinsberger Granit, Zirkon, Apatit und Magnetit im Kristall einbauen.

Der Muskovit kann durch die fehlende Eigenfarbe und die bunten Interferenzfarben gut wiedererkannt werden. Er ist sekundär durch Mineralumwandlungen entstanden und erscheint nur in akzessorischen Mengen.

Abbildung 38 B zeigt den scharfen Kontakt zum grobkristallinen Weinsberger Granit.

### 5.3.3 Mittelkorngranit (Probe: P51)

Qtz + Kfs + Pl + Bt + (Mus)

Der Mittelkorngranit unterscheidet sich von der zuvor beschriebenen Probe nicht nur durch seine gröbere Korngröße, sondern auch durch seine rötliche Farbe (siehe Abb. 34). Hier besteht die Möglichkeit, die Minerale mit freiem Auge zu identifizieren, da die Körnung eine Größe von bis zu 5 mm erreichen kann. Die Hauptmasse wird aus Quarz, Feldspat und einem kleinen Prozentsatz aus Biotit gebildet, die körnig und richtungslos das Gestein aufbauen.



Abbildung 39: Mittelkorngranit.

Der Dünnschliff der Probe P51 zeigt ein granoblastisches Gefüge, bei dem die Korngrenzen im Allgemeinen sehr unscharf einzustufen sind (siehe Abb. 40). Die granitischen Mineralkomponenten sind durch Umwandlungsprozesse angegriffen. So zeigt der Plagioklas und der Kalifeldspat eine starke Serizitbildung, die sehr oft das gesamte Mineral durchsetzt. In weiterer Folge wurden die Feldspäte in Muskovite umgewandelt, die so dann bunte Interferenzfarben und Spaltbarkeit nach 001 zeigten.

Bei den Alkalifeldspäten kann man zwischen dem Orthoklas und dem Mikroklin differenzieren. Der Mikroklin besticht durch eine gut erkennbare, charakteristische Gitterung. Polysynthetisch verzwilligter Plagioklas spielt in diesem Gestein jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

Der braune Biotit zeigt keine scharfen Korngrenzen und ist randlich zu Chlorit umgewandelt. Sein Auftreten beschränkt sich auf wenige Volumprozent.

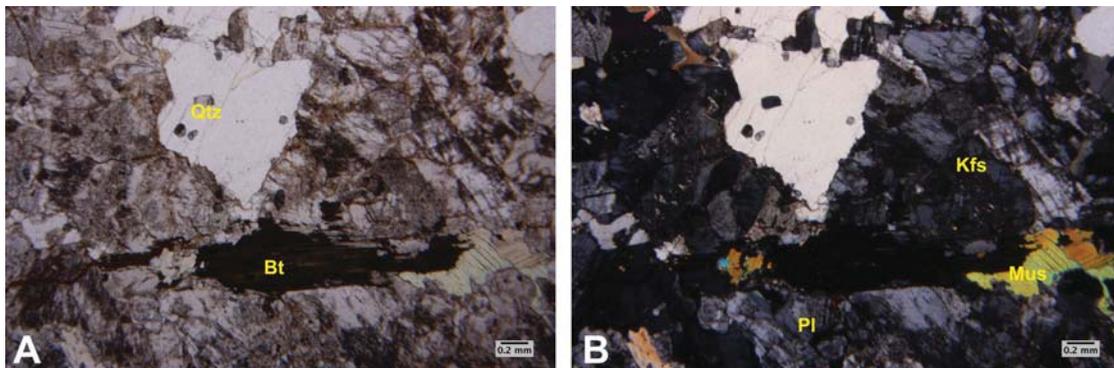


Abbildung 40: A: Randlich zu Chlorit umgewandelter Biotit (parallele Polarisatoren); B: Starke Serizitierung der Feldspäte (gekreuzte Polarisatoren).

Die durchschnittliche Korngröße des Mittelkorngranites liegt ca. bei 2 - 3 mm. Diese Körnung und das Fehlen von Großkristallen lässt ihn als eine eigenständige Lithologie einteilen.

#### 5.3.4 Störungsbrekzie (Probe: P45)

$Qtz + Pl + Kfs + (Chl) + (Mus)$

Die aus dem Aufschluss südöstlich von Königswald entnommene Probe ist das Produkt einer Zone, die intensiver Bewegung ausgesetzt war (siehe Abb. 41). Aus diesem Grund wird das Gestein als Störungsbrekzie bezeichnet. Die graue Farbe, das massige Gefüge und der splittrige Bruch verleihen dieser Lithologie ihr besonderes Aussehen. Das Umgebungsgestein bildet der weit verbreitete Weinsberger Granit, der durch einen scharfen Kontakt von dem Störungsgestein abgetrennt ist.

Ausgangsgestein ist der vorhin beschriebene Weinsberger Granit mit den Komponenten Plagioklas, Mikroklin, Quarz und Biotit. Das Gestein stellt sich als stark zerrieben dar, dies macht sich im Dünnschliff durch eine heterogene Korngrößenverteilung der Minerale bemerkbar (siehe Abb. 42). An größeren Kristallen sind die ursprünglichen Korngrenzen noch zu erkennen, weisen jedoch einen zerbrochenen Charakter auf. Durch Störungsbewegungen hervorgerufene Klüfte konnten großteils durch Ablagerungen von Fe - Hydroxiden und opaken Phasen verfüllt werden.

Der im Protolit vorkommende Biotit ist durch Mineralumwandlung vollkommen von Chlorit ersetzt worden.



Abbildung 41: Störungsbrekzie mit scharfem Kontakt zum Weinsberger Granit.

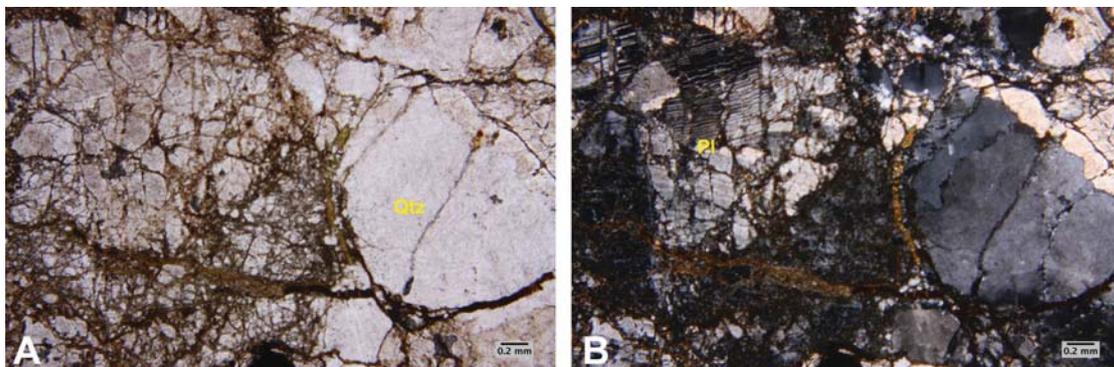


Abbildung 42: A: Störungsbrekzie, Zerklüftung durch Bewegung (parallele Nicols); B: unter gekreuzten Nicols kann man den Versatz des Plagioklas erkennen.

## 5.4 Ganggesteine

### 5.4.1 Kersantit (Probe: PO63)

$Kfs + Pl + Qtz + Hbl + (Cpx) + (Opx) + (Ttn) + (Ap) + (Mag) + (Py)$



Abbildung 43: Bruchfläche eines Kersantits.

Dieses Gestein bildet im Gelände saiger stehende Gänge, die eine Stärke von mehreren Metern erreichen können. Oft sind Mächtigkeitsschwankungen und sekundäre Bleichungen an den Klüften ersichtlich. Die in der Landschaft liegenden, runden Blöcke machen die Resistenz des Gesteines gegenüber Verwitterung deutlich. Ein weiteres auffälliges Merkmal ist der metallische Klang, der beim Anschlagen mit dem Hammer entsteht. Gelingt es ein Stück zu lösen, zeigt die Bruchfläche meist eine „besenartige“ Struktur (siehe Abb. 43). An dem dunklen, feinkörnigen und massig erscheinenden Gestein sind mit freiem Auge lediglich vereinzelte Feldspäte zu erkennen.

Dieses dunkle Ganggestein zeigt sich unter dem Durchlichtmikroskop sehr feinkörnig, mit einer Durchschnittsgröße von 0,1 mm (siehe Abb. 44). Vereinzelt sind stark umgewandelte Phenokristalle eingeschaltet.

Die Gesteinsmasse setzt sich aus Feldspat, braunem Biotit, Quarz und Hornblende zusammen. Der Feldspat lässt sich in zonar gebauten Plagioklas (Oligoklas bis Andesin) und durch das Karlsbader - Gesetz verzwillingten Orthoklas einteilen. Akzessorisch sind Reste von Klino- und Orthopyroxen, Titanit, Apatit, opake Phasen und Pyrit im Kersantit vertreten.

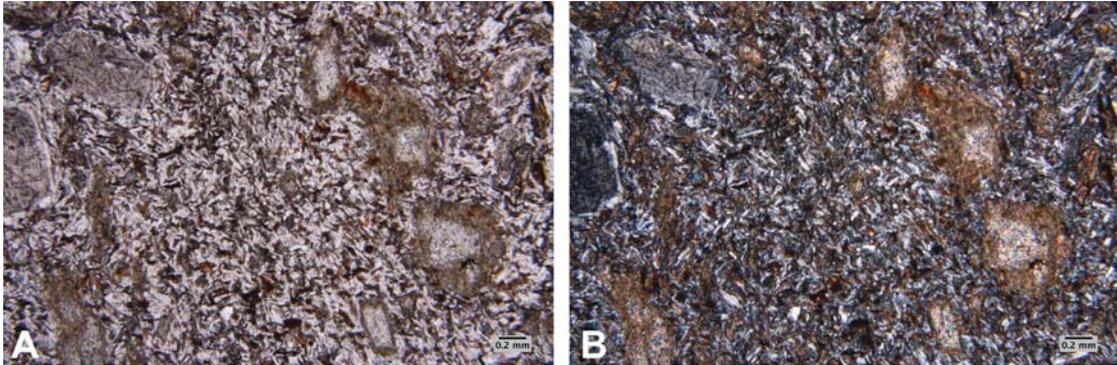


Abbildung 44: A: feinkörnige Masse des Kersantits mit stark umgewandelten Phenokristallen (parallele Polarisatoren); B: unter gekreuzten Polarisatoren

Auch farblose Hornblendenaggregate sind zu erwähnen, die BECKE (1883) als Pseudomorphosen von Hornblende nach Olivin (Pilitkersantit) oder Pyroxen (Uralitkersantit) gedeutet hat. Er beschrieb auch, dass zwischen den fasrig - filzigen Aggregaten stets nadelige Magnetitkörner verstreut vorliegen. Dies wurde von mehreren Autoren bestätigt (KLAES 1909; KÖHLER 1928).

#### 5.4.2 Granitporphyr (Probe: PO54)

$Qtz + Pl + Kfs + Bt + Hbl + Px + (Rt) + (Ap) + (Zrn) + (Mag) + (Mnz)$

Der Granitporphyr zeigt, wie der Kersantit, steil stehende Gänge mit einer Mächtigkeit von 2 - 5 Metern. Sie kommen in Scharen vor und haben eine nach Nordost gerichtete Streichrichtung. Der Verband mit Kersantit ist eng, wobei der Kontakt scharf begrenzt ist. An manchen Stellen sind Kersantiteinschlüsse im Granitporphyr zu beobachten. Dies belegt ein jüngeres Alter des Granitporphyrs. Das Ganggestein bildet auch rundliche Härtlinge, die jedoch eine grobkörnige Oberfläche aufweisen. An der frischen Bruchfläche erkennt man ein massiges, hell- bis dunkelgraues porphyrisches Gefüge (siehe Abb. 45). Idiomorphe Feldspatleisten von mehreren Millimetern, sowie Biotitblättchen schwimmen hier ungeregelt in einer feinkörnigen Matrix.

Die Probe PO54 weist, wie auch makroskopisch ersichtlich, ein ausgeprägtes porphyrisches Gefüge auf (siehe Abb. 46). In der feinkörnigen Matrix können die auftretenden Einsprenglinge eine Größe von bis zu einem Zentimeter erreichen. Dazu zählen hauptsächlich Feldspat und Biotit.



Abbildung 45: Granitporphyr mit Feldspateinsprenglingen.

Bei den Tektosilikaten dominiert der perthitisch entmischte Alkalifeldspat gegenüber dem Plagioklas. Der Alkalifeldspat bildet idiomorphe Leisten, die ständig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt vorkommen. Einschlüsse von opaken Mineralen und Biotit sind nicht selten, sowie eine fortschreitende Serizitierung. Auch die Plagioklase zeigen Karlsbaderzwillinge und sind, im Gegensatz zu den Alkalifeldspäten, durch Änderung des Kristallisationschemismus zonar gebaut. Untersuchungen von KÖHLER (1928) ergaben einen Albit bis Andesin. Auch hier ist eine Serizitierung zu erkennen.

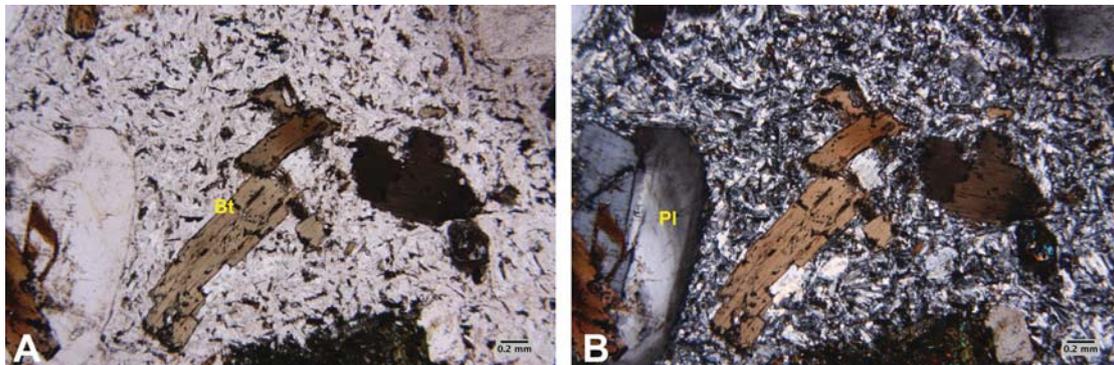


Abbildung 46: A: Porphyrisches Gefüge mit idiomorph ausgebildeten Einsprenglingen von Feldspat und Biotit unter parallelen Polarisatoren; B: Unter gekreuzten Polarisatoren ist der Zonarbau des Plagioklases deutlich ersichtlich.

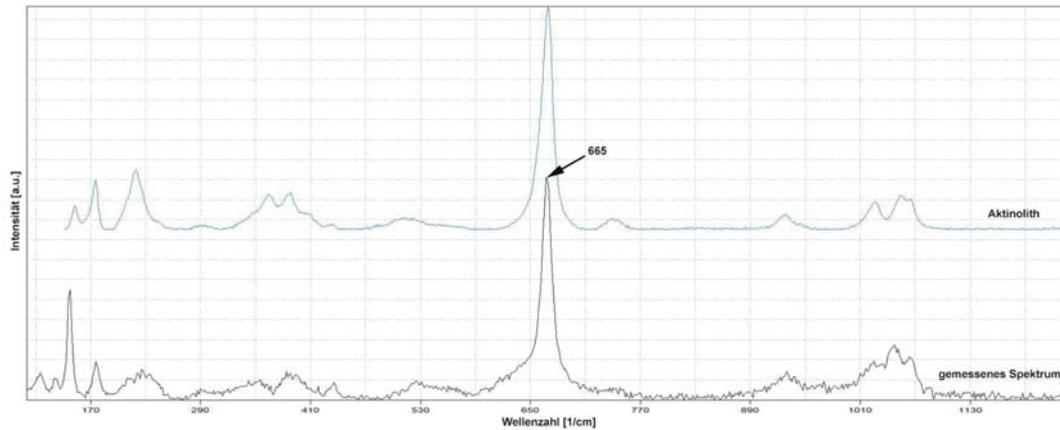


Abbildung 47: Das gemessene Mineral lässt sich gut mit dem aus der RRUFF - Datenbank stammendem Spektrum des Aktinolith korrelieren.

Die in der Grundmasse zu schwimmen scheinenden Biotite sind größtenteils tafelig ausgebildet. Sie besitzen Einschlüsse von Zirkon, Monazit, Apatit und Magnetit. Des weiteren weisen sie ein stark ausgeprägtes Sagenitgitter auf, welches ein Entmischungsprodukt des titanbetonten Biotit darstellt.

Hornblenden (siehe Abb. 47) und Pyroxene wirken unter parallelen Polarisatoren aufgrund ihrer Spaltbarkeit dunkler und heben sich somit gegenüber der hellen Grundmasse gut hervor.

#### 5.4.3 Leukogranitgneis (Probe: PO64)

Pl + Kfs + Qtz + And + (Bt) + (Mus) + (Zrn) + (Ap) + (Mnz)

Die lichte Ausbildung ist charakteristisch für diese Lithologie und zugleich namensgebend. Das Gestein kommt hauptsächlich im südöstlichen Raum des kartierten Gebietes vor und bildet hier Gänge unterschiedlicher Mächtigkeit, die jedoch nur selten anzutreffen sind. Die beschriebene Probe stammt von einem Aufschluss am Steinbach, wo eine leichte Schieferung der Minerale zu erkennen ist.

Bereits mehrere Autoren haben sich mit dieser Lithologie beschäftigt. So bezeichnete HINTERLECHNER (1911-1917) sie als „Granit von Säusenstein“, KÖHLER (1928) bezeichnete sie als „Aplit - Granit“ und MATURA (1984) schlussendlich als „Leukogranitgneis“.



Abbildung 48: Handstück des Leukogranitgneises.

Hauptgemengenteil bildet der makroskopisch erkennbare Feldspat sowie Quarz (siehe Abb. 48). Biotit tritt hingegen stark zurück.

Wie der Name schon verrät, wird dieses Gestein von hellen Mineralphasen geprägt. Das Gefüge zeigt sich unter dem Polarisationsmikroskop (siehe Abb. 49) leicht geschiefert und grobkristallin, mit einer durchschnittlichen Korngröße von 2 mm. Dominiert wird die Probe von den Tektosilikaten, Plagioklas und Orthoklas. Die Na-Ca Mischkristalle bilden hypidiomorphe Kornformen, die eine zonierte, schiefe Auslöschung zeigen. Nach der Zonenmethode nach Rittmann handelt es sich um Oligoklas, der wiederum eine Serizitierung bis zum Kern aufweist. Der Alkalifeldspat zeigt sich mit ausgeprägten Karlsbader Zwillingen, die allesamt perthitische Entmischungserscheinungen aufweisen und von einer leichten Serizitierung angegriffen wurden. An manchen Kristallen ist eine Myrmekitisierung festzustellen.

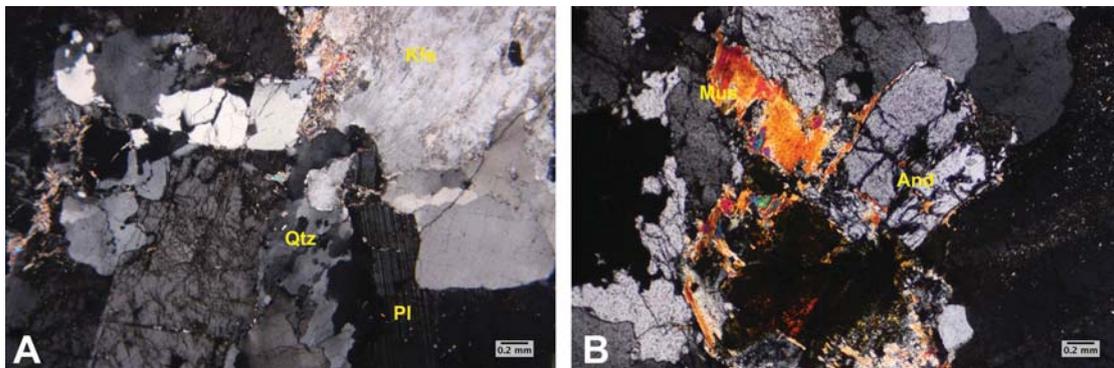


Abbildung 49: A: Gefüge und Zusammensetzung des Leukogranitgneises; B: Durch das höhere Relief unterscheidet sich der Andalusit vom Quarz. Durch Umwandlungsreaktionen kam es zur Bildung von Muskovit (A und B unter gekreuzten Polarisatoren).

Eine weitere Hauptphase ist der Quarz, der durch tektonische Beanspruchung undulös auslöscht. Mit weniger Volumprozent sind Muskovit, Biotit und Andalusit vertreten. Muskovit ist durch die bunten Interferenzfarben zu erkennen, der den Andalusit pseudomorph ersetzt. All diese Minerale sind randlich chloritisiert.

Akzessorien: Zirkon, Apatit, Monazit und opake Phasen.

#### 5.4.4 Gabbro (Probe: P42)

Hbl + Pl + CPx + Chl + (Qtz) + (Py)

Die Ysper Klamm liegt in der Gemeinde Yspertal und wird von der Ysper, vom Weinsberger Wald kommend, durchflossen. In dieser, unter Naturschutz stehenden Klamm, fällt ein dunkles Gestein auf, das sich von dem umgebenden Weinsberger Granit deutlich hervorhebt. Es ist ein steil stehender Gang mit ca. einem Meter Mächtigkeit, der die Klamm quer durchschlägt. Die vom anstehenden Gestein entnommene Probe weist ein massiges, feinstkörniges Gefüge auf (siehe Abb. 50). Nur Einsprenglinge von goldgelbem Pyrit und vereinzelt Feldspatleisten sind mit freiem Auger festzustellen. Hier sei auf die Mikroskopie verwiesen.

Das im Handstück feinkörnige Gestein wird unter dem Durchlichtmikroskop als mikrokristallin - intersertales Gefüge erkannt. Vereinzelt vorkommende größere Kristalle schwimmen in einer feinkörnigen, richtungslosen, stängeligen Matrix.

Unter gekreuzten Polarisatoren lässt sich der lederbraun erscheinende Chlorit erkennen, der auch in der Lage ist, größere Kristalle zu bilden, die eine fächerartige Auslöschung zeigen (siehe Abb. 51 D).



Abbildung 50: Massig ausgebildeter Gabbro.

Die mit stängeligen Habitus in der Grundmasse ausgebildeten Minerale können auch als Einsprenglinge mit bis zu 2 mm Größe in Erscheinung treten. Hierbei ist eine Zwillingsbildung durch unterschiedlichen Pleochroismus zu erkennen. Im Schnitt rechtwinkelig zur C - Achse wird ein sechseckiges Profil ersichtlich. Der Spaltwinkel von  $56^\circ$  und eine Auslöschung von  $20^\circ$  weisen auf einen Amphibol hin, der mit Hilfe der Ramansonde als Hornblende identifiziert wurde (siehe Abb. 52).

Als Feldspatvarietät liegt hauptsächlich Plagioklas vor, der meist zur Gänze in Chlorit und Serizit umgewandelt wurde. Fein dissiminierte Vererzungen von Pyrit konnten neben den makroskopisch ersichtlichen Kristallen gefunden werden.

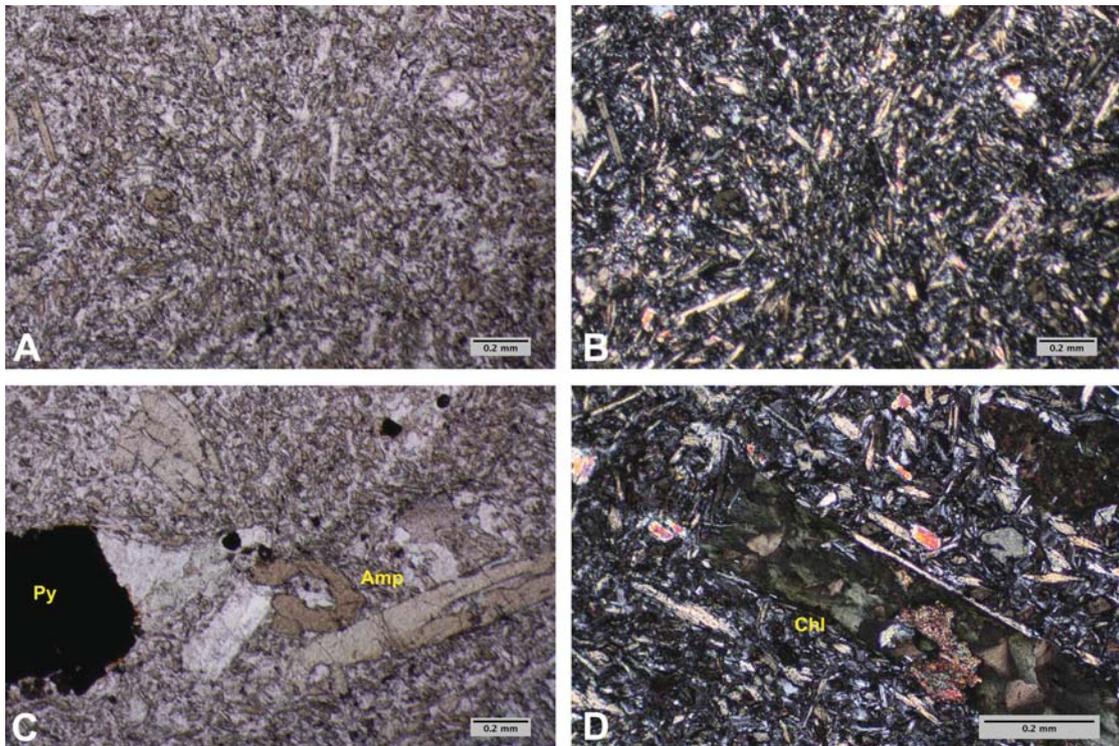


Abbildung 51: A: Mikrokristallines Gefüge des Hornblende - Gabbro unter parallelen Polarisatoren; B: unter gekreuzten Polarisatoren; C: Einsprenglinge von Hornblende und Pyrit können bis zu 2 mm erreichen (parallele Polarisatoren); D: lederbrauner Chlorit mit fächerartigen Auslöschung und Serizitbildung (gekreuzte Polarisatoren).

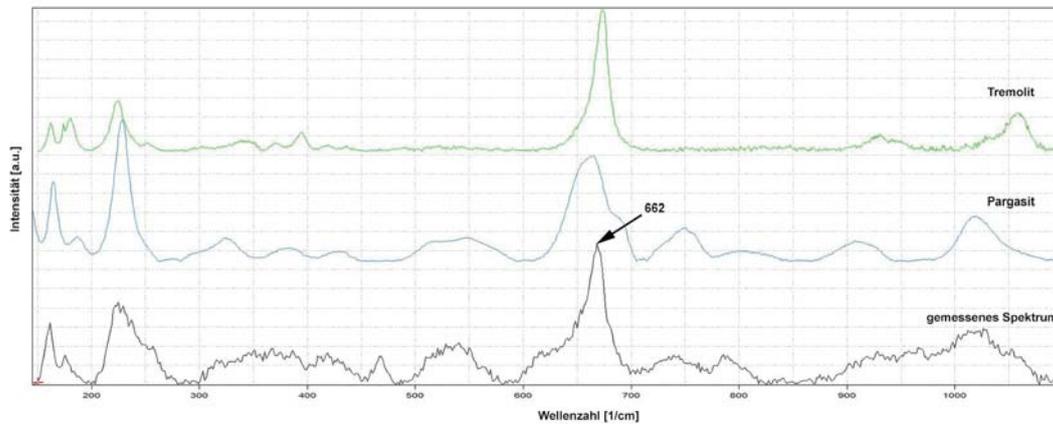


Abbildung 52: Diese Abbildung zeigt das ausgewertete Ramanspektrum und den zum Vergleich stehenden Spektren des Tremolit und Pargasit. Der Hauptpeak bei  $662 \text{ [cm}^{-1}\text{]}$ , sowie eine Erhöhung der Kurve zwischen  $500 \text{ und } 600 \text{ [cm}^{-1}\text{]}$  lassen auf einen Ca - Amphibol, möglicherweise der Hornblende schließen.

## 5.5 Zusammenfassung

### 5.5.1 Ostrong - Einheit

Die Ostrong – Einheit setzt sich aus einer homogenen, verfalteten Gesteinsserie zusammen. Die vorwiegend auftretenden Paragneise zeigen sich unter dem Mikroskop durch eine Einregelung der Kristalle stark geschiefert. Manche der vorliegenden Minerale unterliegen nicht dem Trend der Schieferung und sind somit nach der prägenden Tektonik gewachsen. Eine immer vertretene Mineralparagenese von Cordierit und Sillimanit steht für metamorphe Bedingungen bei hoher Temperatur und niedrigem Druck. Die eingeschalteten Granulite im Westen des Ostrongs zeigen sich durch den hohen Volumprozent an Quarz sehr hell. An diesen straff eingeregelten Mineralen ist ein diskenförmiger Habitus erkannt worden. Die OH – führenden Minerale des Granulites treten stark in den Hintergrund. Am lichten Orthogneis, der von FUCHS (2005) als metamorpher Vulkanit bezeichnet wird, ist wie im Paragneis Sillimanit in unterschiedlicher zeitlicher Bildung erkannt worden. Auch zeigen diese Gesteine myrmekitische Verwachsungserscheinungen zwischen Albit und Quarz, die auf eine Auflösungsreaktion während der retrograden Metamorphose zurückzuführen ist.

### 5.5.2 Gföhler - Einheit

Die Gföhler – Einheit steht für eine Vielzahl unterschiedlicher Gesteinsserien, die alle einen hochmetamorphen Charakter aufweisen. So zeigt sich der Gföhler Gneis mit teilweise migmatitischem Habitus. Minerale die nicht dem Trend der Schieferung folgen, wurden nach der prägenden Tektonik, also retrograd gebildet. Dazu gehört der stark zerbrochene Granat, sowie der Kyanit. Zudem sind myrmektitische Verwachsungen sehr häufig zu finden. Der Amphibolit bildet in der Gföhler – Einheit Linsen und Lager. Er weist meist eine alternierende Hell- Dunkelbänderung auf, an denen Feldspäte und Hornblenden mit randlicher Chloritisierung vorkommen. Der grünliche Serpentin zeigt sich im Handstück stark verwittert. Er besteht beinahe zur Gänze aus Serpentinmineralen, welche Olivin als Ausgangsmineral hatten. In geringen Mengen konnte Amphibol, Talk und Erz nachgewiesen werden. Im Hangenden der Gföhler – Einheit markiert der Granulit die Überschiebungsfront. Er zeigt sich unter dem Mikroskop mit einem hellen granoblastischen Gefüge. Die Quarzminerale können diskenförmige Kristalle bilden. Diese und identifizierte Orthopyroxene sind für die Granulitfazies charakteristisch. Die intensive Tektonik der Moldanubischen Decken ist bei der Probe PO40 und PO46 festzustellen. Diese zeigen im Dünnschliff eine auffällige Foliation der Minerale. Des Weiteren konnte eine Rotation der klastischen Körner ausfindig gemacht werden.

### 5.5.3 Südböhmischer Pluton

Dieser setzt sich aus Graniten unterschiedlicher Korngrößen zusammen. Der dominierende Weinsberger Granit fällt durch sein sehr grobes Korn und die idiomorph ausgebildeten Feldspäte auf. Die großen Minerale weisen eine Vielzahl von Einschlüssen auf. Die Fein- und Mittelkorngranite durchschlagen den Weinsberger Granit in einer Art Netzwerk. Sie setzen sich aus ähnlichem Mineralbestand zusammen, jedoch liegen diese meist randlich umgewandelt vor. An den Störungszonen ist der Weinsberger Granit stark mylonitisiert. Der Dünnschliff gibt ein kataklastisches Gefüge zu erkennen, wobei an den Bruchflächen Fe - Hydroxide abgelagert wurden.

#### 5.5.4 Ganggesteine

Ganggesteine treten in jeder der vorkommenden Formationen auf. An der Ysperklamm tritt ein basischer Gang zutage. Das dunkle feinkörnige Erscheinungsbild ist auf Amphibole zurückzuführen, die anhand der Ramanspektroskopie einer Hornblende zugewiesen werden konnten. Nebengemengteile bilden stark umgewandelte Plagioklase und disseminierte Pyritvererzungen. Die hauptsächlich im Süden des Habsburg Lothringen'schen Gutes auftretenden Hartgesteine bilden die Granitporphyre und Kersantite. Erstgenannte bestehen aus einer feinkörnigen Matrix, in der Feldspäte und Biotite tafelig ausgebildet sind. Im Gegensatz dazu sind die Kersantite deutlich feinkörniger, wodurch sie einen zäharten Charakter erlangen. Der beschriebene Leukogranit zeigt ein leicht geschiefertes Gefüge. Der identifizierte Andalusit weist auf eine geringe Metamorphose des Gesteines hin.

## 6 Beschreibung des kartierten Gebietes

In diesem Kapitel wird auf das kartierte Gebiet im Detail eingegangen. Das Hauptaugenmerk wird dabei auf die räumliche Lage der in Kapitel 5 beschriebenen Formationen gerichtet. Des Weiteren erfolgt eine strukturgeologische Auswertung und Interpretation der im Gelände gewonnenen Gefügedaten.

Die Gesamtheit der aufgenommenen Gefügedaten ist tabellarisch im Anhang A angeführt. Anhang B repräsentiert die Probenliste. Hier ist für die jeweilige Probe, bzw. Aufschluss ein Koordinatenpunkt zugewiesen. Das Ergebnis dieser Kartierung ist die Geologische Karte. Diese ist dem Anhang D zu entnehmen, wobei zwei geologische Karten in Massstab 1:25.000 sowie eine Detailkarte des Ostrong - Süd im Massstab 1:10.000 beigelegt sind.

Wie schon erwähnt, setzt sich der Gutsbesitz aus zwei Teilgebieten zusammen. Aus diesem Grunde und um eine bessere Übersichtlichkeit zu bewahren, werden die Gebiete von einander getrennt betrachtet. Es wird auch empfohlen, zum Studium dieses Kapitels die Geologische Karten heranzuziehen.

### 6.1 Weinsberger Wald

#### 6.1.1 Geologischer Aufbau

Wie aus der Geologischen Karte im Anhang zu entnehmen ist, baut sich der Weinsberger Wald hauptsächlich aus Graniten des Südböhmischen Plutons auf. Dies äußert sich im Gelände durch die Topographie einer hügeligen Hochfläche. Im nördlichen Teil dieses Gebietes ist aus diesem Grunde die Aufschlussituation durchwegs schlecht. Hier konnte die Geologie nur an mancherorts stehenden Felsformationen und Lesesteinen beurteilt werden. Im Süden hingegen schufen die zur Donau fließenden Gewässer steile Flanken und somit eine bessere Aufschlussituation.

Der sehr grobkörnige Weinsberger Granit mit den idiomorphen Feldspatgroßkristallen stellt das typische Gestein des Weinsberger Waldes dar. Das Gestein ist massig oder zeigt durch Parallelorientierung der Grobfeldspäte Fluidalgefüge. An manchen Stellen scheint der Granit feinkörniger zu sein, dies ist jedoch auf ein Fehlen der großen Feldspäte zurückzuführen. Dieser feinkörnige Granit neigt zur Ausbildung rundlicher Blöcke, die eine glattere Oberfläche als der normal vorkommende, grobkörnige Typ aufweisen.

Dieses Gefüge tritt im Weinsberger Wald nur untergeordnet auf und kann somit in der geologischen Karte nicht ausgewiesen werden.

Über das kartierte Gebiet verteilt sind immer wieder durchschlagende Gänge zu verzeichnen. Dabei handelt es sich um Fein- bis Mittelkörnige - Granitvariationen, die jüngere Nachschübe des Plutons darstellen. Für die Lithologische Gliederung wurden zwei representative Proben beschrieben (siehe Formationsbeschreibung). Diese Gänge können anhand von Lesesteinen über längere Strecken verfolgt werden, wie zum Beispiel ein Richtung Norden verlaufender Gang westlich von Saggraben am Prinzberg zeigt. Auch die Gänge bei der kleinen Föhrenscheibe südlich von Bärnkopf sowie am Hummelberg nordwestlich vom Weinsberg, oder jene auf der Kaisermauer nordwestlich vom Königswald weisen eine größere Ausdehnung auf. Wie manche Aufschlüsse zeigen, kann die Feinkorn - Variation neben steil stehenden auch quer liegende Gänge bilden. Diese können im Aufschluss selten eine Mächtigkeit von einem Meter annehmen (siehe Abb. 53 A und B). Somit kann man anhand der Oberflächenkartierung keine Aussage über die Teufenerstreckung und die Volumenabschätzung der Gänge treffen.

Durch die Große Ysper wurde die Hochebene an der Grenze des Gutsbesitzes tief eingeschnitten. Dabei bildete sich die sogenannte Ysperklamm, die einen Teil einer N - S streichenden Störung darstellt. Hier ist beim Aufstieg durch die Klamm am rechten Wegesrand, auf einer Seehöhe von 741 m, ein dunkles Ganggestein aufgeschlossen. Es hat ein sehr feinkörniges Gefüge und schon mit bloßem Auge sind Pyritkristalle zu erkennen. Mit einer Mächtigkeit von ca. einem Meter steht dieses Ganggestein steil im Gelände und ist quer über die Ysperklamm verfolgbar. Ein paar Meter weiter nördlich sind zwei weitere Gänge aufgeschlossen. Ein Gang im Bachbett auf einer Seehöhe von 787 m und ein zweiter auf der gegenüberliegenden Klammseite bei dem Koordinatenpunkt: RW: 527671,9 und HW: 495863,9 (siehe Abb. 53 C und D). Durch die sedimentäre Überdeckung konnte entlang der Störung kein Aufschluss mehr gefunden werden. Lediglich ein Lesestein am Ödteich zeigt, dass sich die basischen Gänge im Untergrund nach Norden fortsetzen.

Am östlichen Teil des Weinsberger Waldes stößt man auf den Paragneis der Monotonen Serie. Der lithologische Übergang vom Granit zum Gneis liegt zwischen dem Hanslteich im Westen und der Ortschaft Gutenbrunn im Osten. Durch die Kartierung, meist von Lesesteinen, ist diese Grenze Richtung SSW verfolgt worden. Östlich der Grenze zeigt sich der Paragneis sehr grobkörnig und dunkel, dies ist durch den hohen Biotitanteil hervorgerufen. Im Aufschluss, wie man ihn zum Beispiel am Ochsenstrauß findet, weist



Abbildung 53: A: Feinkorngranit (fGr) als horizontaler Gang im Weinsberger Granit (WG); B: Vertikal durchschlagender Feinkorngranitgang; C: Saiger stehender basischer Gang (violett) im Weinsberger Granit (rosarot); D: Der basische Gang durchquert die Ysperklamm mit einer Mächtigkeit von ca. 1 m.

der Gneis eine deutliche Schieferung und Verfaltung auf. Die Gefügedaten ergaben ein N - S Streichen und mittelsteiles Einfallen gegen Osten.

Im Paragneis sind immer wieder Einschaltungen von leukogratem Gneis zu beobachten. Zwei größere Linsen konnten südwestlich von Poggschlag und nordwestlich von Ulrichschlag ausgewiesen werden.

Wie eingangs erwähnt, gehören auch die Grundstücke rund um das Schloss Rorregg zum Habsburg Lothringen'schen Gutsbestitz. An Aufschlüssen in der Nähe des Schlosses trifft man auf Paragneise der Monotonen Serie. Bewegt man sich Richtung Nordwesten weiter, überquert man die NNE - SSW streichende Grenze zum intrudierten Weinsberger Granit. Dieser wird am kleinen, unbenannten Hügel (566 m) von einem NNE - SSW verlaufenden Störungsgestein in zwei Formationen aufgeteilt. Östlich des Schlosses an der Talsohle trennen Vernässungszonen und fluviatile Ablagerungen der Großen Ysper die Paragneise von quartären Sedimenten.

### **6.1.2 Tektonik**

In diesem Abschnitt werden im Speziellen die aufgenommenen Gefügedaten des Weinsberger Waldes betrachtet. Hier stellen Störungen und Kluftsysteme den überwiegenden Anteil der Daten dar. Die Schieferungsflächen beschränken sich nur auf den Paragneis der Monotonen Serie, der im Osten des Gebietes zum Vorschein kommt.

Die Gesteinsserien des variszischen Grundgebirges sind durch ein ausgeprägtes Störungssystem tektonisch zerlegt. Die großen NW - SE bzw. NE - SW streichenden Seitenverschiebungen der Böhmischen Masse können auch regionale Zweigstörungen hervorrufen, die im Weinsberger Wald häufig zu beobachten sind.

Der Kleine Kamp südöstlich von Kleinpertenschlag bildet die nordwestliche Grenze des Habsburg Lothringen'schen Gutes. Das NE - SW verlaufende Tal stellt zugleich eine Störungszone dar, die an zwei Abbaustellen aufgeschlossen ist. Wegen Unzugänglichkeit des stillgelegten Steinbruches (RW: 522658,9 HW: 504544,6) wurden die Gefügedaten dem weiter nordwestlich, nicht mehr im Gutsbesitz gelegenen Steinbruch entnommen. Eine Datenanalyse anhand des Schmidt'schen Netzes ist in Abbildung 54 ersichtlich.

Die im Aufschluss (RW: 523173,5 HW: 504987,7) auftretenden Mylonite zeigen zwei sehr homogene Störungsrichtungen. Störungsschar Nummer 1 verläuft mit einem steilen nordwestlichen Einfallen von Nordosten nach Südwesten. Diese wird von der zweiten Störungsschar, die ein NNW - SSE Streichen und steiles Einfallen aufweist, geschnitten. Die beiden Störungssysteme stellen kleine Scherbrüche dar, die typisch für große Verwerfungen sind. Wie Abbildung 54 B zeigt, bilden die Störungsflächen Nummer 1 die synthetischen Riedelflächen (R), die im kleinen Winkel zur Hauptstörung auftreten. Störungsschar Nummer 2 sind antithetische Verwerfungen (R'), die im Winkel von 110 Grad zur Hauptverwerfung orientiert sind. Somit ist bei diesen NE - SW streichenden Störungen von einer sinistralen Bewegung auszugehen. Die eher flach Richtung Südosten einfallenden Trennflächen widerspiegeln Klüfte, die den Mylonit in der dritten Raumebene zerlegen.

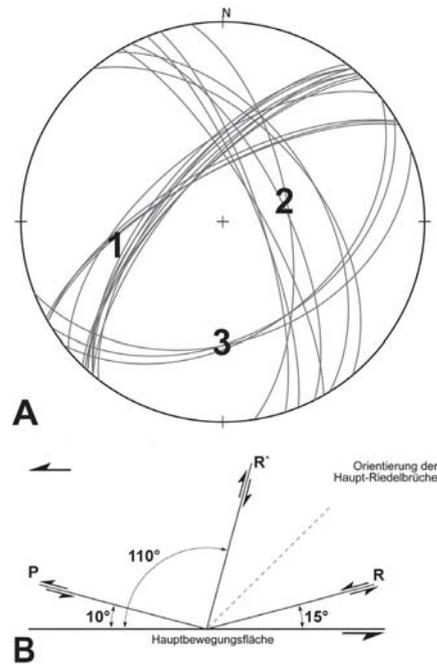


Abbildung 54: A: Großkreise des Trennflächengefüges. 1 und 2 stellen Störungen dar. Die Klüftflächen sind mit der Nummer 3 markiert. B: Orientierung der Riedelflächen in einer Scherfläche. Erläuterung im Text.

Die eher flach Richtung Südosten einfallenden Trennflächen widerspiegeln Klüfte, die den Mylonit in der dritten Raumebene zerlegen.

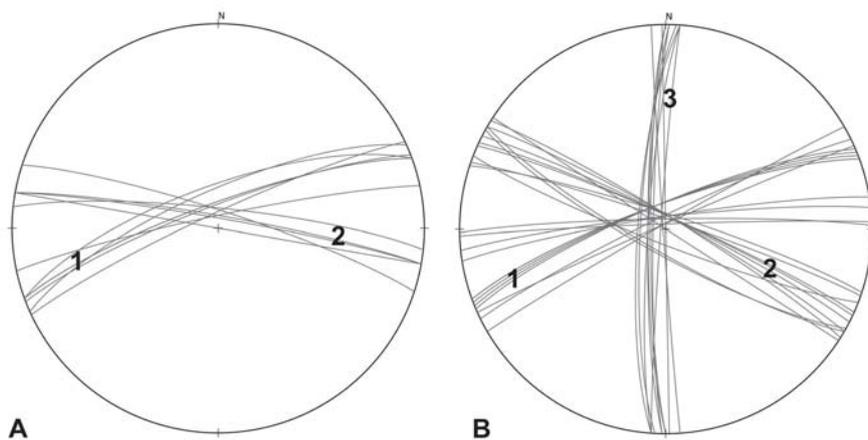


Abbildung 55: A: Großkreise der eingemessenen Störungsflächen am Angerbach; B: Störungssystem an einer Lokalität südlich des Gutsbesitzes. Erläuterung im Text.

Am Angerbach nördlich von Dorfstetten ist eine weitere Störungszone aufgeschlossen. Die Gefügedaten der Aufschlüsse 94 - 98 sind im Schmidt'schen Netz in Abbildung 55 A dargestellt (Koordinatenpunkte sind dem Anhang B zu entnehmen). Es zeigen sich zwei homogene Störungsrichtungen. Störung 1 streicht in WSW - ENE Richtung und fällt gegen NNW ein. Die zweiten Störflächen haben ein WNW - ESE Streichen und zeigen ein Einfallen Richtung NNE. Hierbei könnte es sich um durch Seitenverschiebung hervorgerufene Riedelflächen handeln. Nummer 1 stellt dabei antithetische Riedelbrüche (R') und Nummer 2 konjugierte P - Brüche (P') dar. Die Raumorientierung dieser Flächen würde für eine in Nord - Süd Richtung verlaufende Scherzone sprechen.

Südlich der gerade beschriebenen Lokalität steht außerhalb des Gutsbesitzes an mehreren Stellen die Störungszone an (Aufschlüsse 101 - 103). So zeigt ein kleiner Steinbruch nördlich von Forstamt und Aufschlüsse an der Landesstraße (L 7283) ein Störungssystem, welches in drei Richtungen verläuft (siehe Abb. 55 B). Die Großkreise Nummer 1 und 2 korrelieren mit jener der nördlichen Lokalität und werden von einer steil stehenden, in N - S Richtung streichenden Störung ergänzt. Die Flächen Nr. 3 stellen die im kleinen Winkel zur Hauptverwerfung orientierten Riedelbrüche (R) dar. Des Weiteren wurde an den Scherflächen Nummer 1 ein sinistraler Harnisch festgestellt, was die bereits oben erwähnte Annahme von einer in NNE - SSW streichenden Verwerfung bekräftigt.

Eine weitere N - S verlaufende Störung durchzieht den Weinsberger Wald. Sie streicht von der Ysperklamm im Süden entlang der Großen Ysper zum Saggraben, wo sie vermutlich von einer NNW - SSE streichenden Störung abgeschnitten wird. Ein Zeichen dafür ist die keilförmige Ausbildung des Tales in Saggraben. Diese N - S Störung ist auch verantwortlich für die in der Ysperklamm auftretenden Gänge, da sie durch Seitenverschiebung Extensionsklüfte öffnete, in denen das basische Gestein intrudieren konnte.

Die wichtigste Störung des Weinsberger Waldes erstreckt sich im Osten des kartierten Gebietes. Sie kommt von Gmaining im Yspertal und verläuft über den Hanslteich bei Gutenbrunn zum Edelsberger Teil und weiter Richtung Norden, wo sie ausserhalb des Gutsbesitzes bei den Vorderen Waldhäusern aufgeschlossen ist. Ein Blick auf die geologische Karte von Niederösterreich zeigt, dass diese bei Zwettl von der Vitiser - Störung abgeschnitten wird. Entlang der Störung sind immer wieder Abbaustellen zu beobachten. Ein Steinbruch südwestlich von Gutenbrunn zeigt ein stark verwittertes und zerriebenes Gestein, sowie vereinzelte Quarzgänge. Diese Gangquarze sind auch im

Steinbruch bei den Vorderen Waldhäusern aufgeschlossen und wurden dort abgebaut.

Wie im geologischen Bau bereits beschrieben, trifft man bei den Besitztümern nordwestlich des Schlosses Rorregg auf ein Störungsgestein. Dies ist somit die Bestätigung des NNE - SSW Verlaufes der von Zwettl über die Vorderen Waldhäuser kommenden Störung.

Das aufgenommene Kluftsystem ist in Abbildung 56 als Konturplot ersichtlich. Die wohldefinierte Kluftschar Nr. 1 zeigt ein WSW - ENE Streichen, sowie ein steiles Einfallen gegen NNW. Klüfte mit der Bezeichnung 2a und 2b sind zu einer in WNW nach ESE verlaufenden Kluftschar zusammenfassbar. Durch die Wollsackverwitterung der anstehenden Gesteinsformationen kommt es bei den vertikalen Trennflächen zu einer scheinbaren Überkippung des Systems. Dieser Charakter ist auch bei der in NNE - SSW streichenden Kluftschar (Nr. 3a und Nr. 3b) erkennbar. Des Weiteren kommen die nicht eingezeichneten, oberflächenparallelen Trennflächen der Druckentlastung hinzu, die den Gesteinskörper in horizontaler Richtung zerlegen.

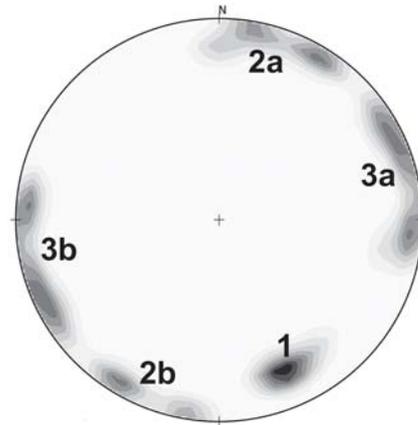


Abbildung 56: Konturplot des Kluftsystems des Weinsberger Granites. Nähere Beschreibung im Text

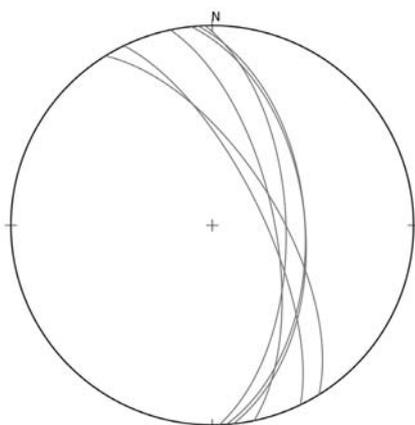


Abbildung 57: Großkreise der Schieferungsflächen des Paragneises im Weinsberger Wald.

Die Analyse der Trennflächen des Weinsberger Waldes zeigt, dass sich die Orientierung des Störungsnetzes im Kluftsystem widerspiegelt. Dies ist ein deutlicher Hinweis, dass der Südböhmische Pluton durch intensive Tektonik zerlegt wurde. Östlich der Südböhmischen Intrusion sind die Paragneise der Monotonen Serien aufgeschlossen. Wie im Schmidt'schen Netz zu sehen ist, weisen die N - S streichenden Schieferungsflächen ein homogenes, nach Osten gerichtetes, mittelsteiles Einfallen auf (siehe Abb. 57).

## 6.2 Ostrong

Der Ostrong als isoliert betrachtetes Teilgebiet des Habsburg - Lothringen'schen Gutes stellt einen durchwegs unterschiedlichen geologischen Aufbau dar, welcher in diesem Kapitel im Detail beschrieben wird.

Als morphologisch lang gezogener Bergrücken erstreckt sich der Ostrong von der Donau im Süden bis nach St. Oswald im Norden. Der schmale Zug im Norden stellt ein recht homogenes Forstgebiet dar. Der Süden hingegen ist stark von Fremdgrundstücken, sowie landwirtschaftlich genutzten Flächen durchsetzt. Dies verschlechtert die Aufschlussituation deutlich. Erst an den nach Süden entwässernden Flüssen und der Donauleiten ist die Geologie wieder gut studierbar.

### 6.2.1 Geologischer Bau

Der Ostrong wird vorwiegend aus den Paragneisen der Monotonen Serie aufgebaut. Eine repräsentative Probe der Ostrong - Einheit wird im Kapitel 5 näher beschrieben. Die Gneise zeigen sich im Gelände teilweise kompakt, oder weisen einen markanten Lagenbau auf. Eine Schieferung der grob- bzw. feinkörnigen Wechsellager ist am anstehenden Gestein deutlich zu erkennen. Diese wird von in unterschiedlicher Mächtigkeit auftretenden, hell- bzw. dunkel alternierenden Partien begleitet. Meist ist das Schieferungsgefüge durch tektonische Beanspruchung stark verfaltet (siehe Abb. 58 A). Hier sind Feinfältelungen und Faltenstrukturen mit einer Mächtigkeit bis zu mehreren Metern zu beobachten. Eine Tendenz zur plattigen Ausbildung der Paragneise ist gegen Südwesten festzustellen. Ebenso nimmt der migmatitische Charakter in diese Richtung zu.

An einige Aufschlüssen, wie zum Beispiel bei Surbichl östlich von Altenmarkt, auf einer Seehöhe von 753 m treten grobkristalline Pegmatite auf. Sie durchschlagen mit unterschiedlicher Mächtigkeit (max. 1 m) den Paragneis. Makroskopisch wurden mehrere Zentimeter große Minerale (Quarz, Feldspat, Glimmer sowie Turmalin) festgestellt (siehe Abb. 58 B). Weitere pegmatitische Gänge sind der geologischen Karte im Anhang D zu entnehmen.

Des Weiteren sind in der Monotonen Serie granitische Intrusionen beobachtet worden. Diese zeigen sich als diskordante und konkordante, Dezimeter mächtige Gänge, welche jedoch mengenmäßig sehr untergeordnet auftreten.

Eine andere Variation des Paragneises ist in der Erlau, südsüdwestlich des 852 m hohen Sulzberges zu beobachten. Diese Gneise scheinen sehr kompakt und homogen zu sein, da sie rundliche Felsblöcke bilden. Die Festigkeit wird durch den Klang, sowie das Bruchverhalten nach Anschlag mit dem Hammer bemerkbar. Die Gneise neigen zu einer rundlichen Verwitterung, welche sich durch Abplattung des Gesteins bemerkbar macht. Aufgrund der kleinräumigen Präsenz wurde diese Varietät des Paragneises nicht separat ausgewiesen (siehe Abb. 58 C).



Abbildung 58: A: Verfalteter Paragneis der Ostrong - Einheit; B: Quer durchschlagender Pegmatitgang; C: Rundlich abplattender Paragneis mit schalenförmigen Abplatzungen; D: Steil nach Süden einfallender lichter Orthogneis.

Am Aufschluss 91 (RW: 527584,0 HW: 482032,8) an der Forststraße zwischen Obertiefenbach und Kleehof konnte ein lichter Orthogneis im Bachbett, des von NE kommenden Gewässers, identifiziert werden. Ein Stück weiter im Süden ist diese Lithologie deutlich besser aufgeschlossen. Durch das sehr helle Erscheinungsbild und den spröde wirkenden Charakter hebt sich das Gestein von dem umgebenden Paragneis ab (siehe Abb. 58 D).

Die Zusammensetzung deutet auf einen granitischen Protholith hin, der makroskopisch sichtbare Granate führt. In der Ostrong - Einheit bildet der Orthogneis einen gebogenen Zug, der über eine lange Strecke verfolgt werden kann. So ist sein Auftreten bei Hamet, nördlich von Kleinbrand erstmalig beobachtet worden. Diese Lage kommt zwischen den landwirtschaftlich genutzten Flächen von Großbrand und Viehtrift zutage, wo das Einbiegen des Zuges ersichtlich wird. In weiterer Folge verläuft der Bogen durch den Föhrenbach nach Osten, wo er schlussendlich im Raum Großmitterberg auskeilt.

Wie schon erwähnt wird der Paragneis gegen Südwesten plattiger. Weiters kommt es vermehrt zur Zwischenlagerung granulitischer Partien. Diese zeigen sich zunächst durch straffe Foliation alternierender heller und dunkler Lagen, welche in weiterer Folge in ein lichtiges Band Granulit übergehen. Nachdem die wahre Grenze hier schwer zu definieren ist, wurde die am mächtigsten erscheinende Lage in die Karte eingetragen.



Abbildung 59: Spröde brechendes Granulitband. Foto gegen NW.

Das Granulitband erstreckt sich an der orographisch linken Seite der Großen Ysper von Klaus (385 m), über die Rote Säge nach Süden, wo sie sich bei Hamet verliert. Der weitere Verlauf des granulitischen Charakters ist entlang des Streichens nach Süden an einigen Stellen verfolgbar (Abb. 59).

Westlich der eben beschriebenen Zone trifft man auf ein weitaus mächtigeres Band Granulit. Diese Zone markiert die Deckengrenze der Gföhler - Einheit zur Ostrong - Einheit. Sie tritt erstmalig an der Bundesstraße Nr. 36, kurz vor der Abzweigung Richtung Oberfell, an der östlichen Talseite in Erscheinung. Der helle und spröde brechende Granulit zieht zunächst mit sehr flach einfallender Deckengrenze über den Geißruck nach Süden, wo er im Anschluss steil stehend die Ostrong - Einheit überlagert.

Im Granulit der Gföhler - Einheit sind Einschlüsse unterschiedlicher Lithologien zu verzeichnen. An einem Steinbruch außerhalb des Besitzes bei der Gabelung der Kleinen zur Großen Ysper ist ein Serpentin aufgeschlossen. Dieses im Granulit linsenförmig eingeschaltete ultrabasische Gestein konnte einem Lesestein bei RW: 525802,4 HW: 480630,5 an einer Straße unter Großhaslach zugeordnet werden (nähere Beschreibung des Handstückes im Kapitel 5).



Abbildung 60: A: Kompakter Gföhler - Gneis; B: Alternierende helle und dunkle Lagen des Amphibolits.

Amphibolite sind auch im Granulit zu finden, die meist dieselbe Schieferung zeigen. Es sind wenige Meter mächtige Linsen, die hier eingeschaltet vorliegen. Die Größte davon, westlich des Serpentinifundes, streicht in N - S Richtung und markiert die Grenze zum Gneis der Gföhler - Einheit.

In diesem Bereich sind stellenweise stark mylonitisierte, dunkle Gneise mit Feldspatblasten aufgeschlossen. Sie sind die Zeugen der intensiven Tektonik dieses Gebietes. Durch das kleinräumige Auftreten sind sie nicht in der geologischen Karte im Maßstab 1:10.000 darstellbar.

Der südwestliche Teil des Habsburg - Lothringen'schen Gutes baut sich aus Gesteinen der Gföhler - Einheit auf. Der Gföhler - Gneis zeigt sich am anstehenden Fels mit Kleinkörnigkeit und teilweise migmatitischem Aussehen. Diesem kompakt geschieferten Gneis sind immer wieder Bänder amphibolitischer Zusammensetzung eingeschaltet (siehe Abb. 60 A). Eine Amphibolitlage zieht mit den Gneisen mit kongruierendem Einfallen von der Großen Ysper über den Weinser Mühlberg zur Donauleiten im Süden. Es besteht durch alternierende helle und dunkle Lagen und weist ein fein- bis grobkristallines Korngefüge auf (siehe Abb. 60 B). An ihnen sind makroskopisch Feldspäte und Hornblenden erkennbar.

An den südlich bis südöstlich gelegenen Besitztümern ist die Deckengrenze zu den darüberliegenden Einheiten an manchen Stellen aufgeschlossen. Wie schon mehrmals erwähnt markiert eine Granulitlamelle diesen tektonischen Kontakt. Sie konnte am Südhang zwischen Knogl und Führholz ausfindig gemacht werden. Hier zeigt sie sich am Aufschluss 157 (RW: 529353,9 HW: 479259,2) mit einem NW - SE Streichen. Bei Führ-

holz verläuft die Deckengrenze nun zunächst gegen Norden und biegt nordwestlich des 462 m hohen Doberges Richtung NE ab. Auf weiterer Strecke zwischen Teufelsgraben und Lojabach markiert wieder eine Granulitlamelle des Bewegungshorizont.

Der südöstliche Teil des Ostrongs baut sich aus zwei über der Monotonen Serie liegenden Decken auf. Die von NE vorstoßende Drosendorfer - Einheit ist durch Paragneis, Kalksilikatgneis, Amphibolit und Marmor im Steinbruch Loja aufgeschlossen. Auch die einstig abgebauten Graphitschiefer gehören dieser Einheit an. Der wahre Grenzverlauf der Drosendorfer - Einheit zur darüberliegenden Gföhler - Einheit ist im Gelände nicht sichtbar. Es wird angenommen, dass er sich in einem N - S Streichen westlich des Eichbergs befindet.

In der Drosendorfer - Einheit stößt man hauptsächlich auf Paragneise mit Amphiboliteinschaltung, die aufgrund der geringen Mächtigkeit auf der Karte nicht gesondert angeführt werden. Des Weiteren konnte am Ausläufer des Tümlinggrabens ein Marmor gefunden werden, der auch charakteristisch für diese Serie ist.

Die durch den Steinbruch im Lojatal aufgeschlossenen Formationen sind der durch die Montanuniversität Leoben durchgeführten geologischen Kartierung im Zuge der „Feasability Study“ im Jahre 2012/13 zu entnehmen.

Der Südosten des Habsburg Lothringen'schen Gutes wird durch eine Vielzahl von magmatischen Gängen durchschlagen. Lamprophyre zeigen sich im anstehenden Gebirge, steil stehend mit einer Mächtigkeit von mehreren Metern, die jedoch starken Schwankungen unterliegen. An aufschlussfreien Flächen, wie zum Beispiel am Kleinen und Großen Mühlberg, treten sie als verwitterungsresistente Härtlinge zutage. Sie sind meist über eine längere Strecke Richtung NE verfolgbar. Beim Anschlag mit dem Hammer ist ein metallischer Klang zu vernehmen, aber auch der splittrige Bruch ist ein charakteristisches Merkmal dieser Gesteine. Auch die löchrige Oberfläche der rundlich verwitterten Blöcke hebt sie gegenüber den Gneisen hervor. Diese Gänge lassen sich grob in zwei Gruppen unterteilen. Typ 1 sind mittel- bis grobkörnige Granitporphyre, die eine feine Matrix aufweisen, in der Feldspäte und Glimmer deutlich identifiziert werden können (siehe Abb. 61 A). Typ 2 ist sehr viel feinkörniger. Die Minerale sind mit bloßem Auge nicht mehr erkennbar. Der Bruch ist gegenüber Typ 1 viel splittriger und an den Bruchflächen lassen sich besenartige Strukturen feststellen. Eine Abbildung des Handstückes ist im Kapitel 5 dargestellt. Hier handelt es sich um Kersantite, die vermehrt zwischen Lojagraben und Tümlinggraben auftreten. Einzige Ausnahme bildet ein Kersantitgang in einem Aufschluss im Westen des Ostrongs nördlich der Roten Säge.



Abbildung 61: A: Granitporphyrgang (schraffiert) umgeben von Gneis; B: Flach einfallender leukograter Granitgang mit einer Mächtigkeit von ca. 80 cm. Nebengestein: Gneis der Drosendorfer - Einheit.

Der leukograter Granit gehört auch zu den später intrudierten Gängen. Er ist südöstlich des Steinbruches Loja, sowie beim Steinbach nordwestlich von Maria Taferl als Lese-stein erkannt worden. Am südlichen Ende des Tümlinggraben zeigt sich der Granit im anstehenden Gebirge als flach einfallender circa ein Meter mächtiger Gang.

### 6.2.2 Tektonik

In diesem Kapitel wird auf die tektonischen Verhältnisse der stark metamorphen Gesteinsserien näher eingegangen. Durch unterschiedliche Strukturen der Formationen wird der Ostrong in Teilbereiche untergliedert, die schrittweise beschrieben werden.

Als erstes Teilgebiet wird der Nordteil, der vom Peilstein bis auf die Höhe Neuwaldhäusl reicht, erläutert. Wie bereits erwähnt weist der Paragneis der Monotonen Serie starke Schieferung und intensive Verfaltung auf.

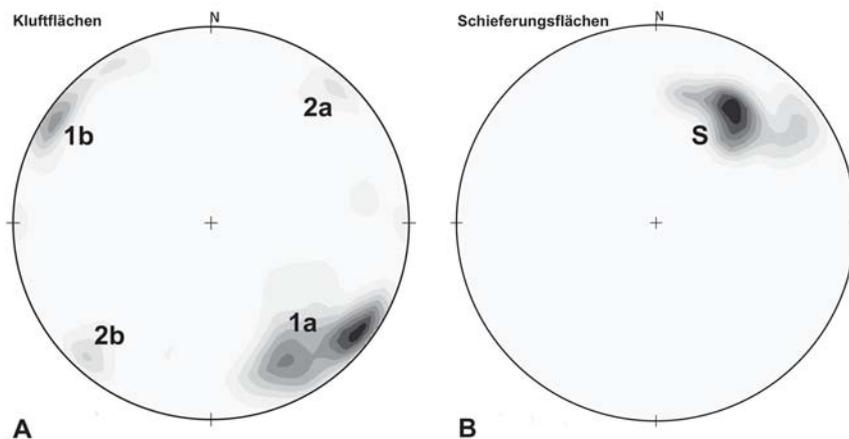


Abbildung 62: A: Darstellung der Klufflächen und B: Schieferungsflächen des Teilgebietes „Nord“. Erläuterung im Text.

Die gesammelten Gefügedaten wurden mit Hilfe des Schmidt'schen Netzes ausgewertet und analysiert. Abbildung 62 A veranschaulicht das Klufsystem des nördlichen Ostrongs. Die NE - SW streichenden Klüfte, Nr. 1a und Nr. 1b bilden eine steil stehende Kluftschar. Im rechten Winkel dazu tritt die NW - SE streichende Kluftschar Nummer zwei (2a und 2b) in Erscheinung. Sie verläuft  $\pm$  schieferungsparallel und wird, wie in Abbildung 62 B zu sehen ist, von der ebenso in NW - SE Richtung verlaufenden Schieferung (S) ersetzt. Kluftschar Nr. 3 liegt meist normal auf die Schieferung und ist durch unregelmäßigen Bruch nicht für die Auswertung repräsentativ. Somit ist im Nordteil ein homogenes mittelsteiles Einfallen der Schieferungsflächen gegen Südwesten festgestellt worden.

Wie schon beschrieben sind die metamorphen Serien stark geschiefert und durch intensive Tektonik geprägt. Durch die Deckenstapelung bei der variszischen Orogenese kam es zur Einengung der Gesteine und somit zur Faltenbildung. Diese Faltenbildung ist im

Gelände gut studierbar und weist die Tendenz von nach SSE einfallenden Faltenachsen auf (siehe Abb. 63). Somit ist belegt, dass der Deckentransport gegen NNE erfolgt sein muss.

Teilgebiet 2 („Ost“) weist auch ein homogenes Netz von Klüften auf (siehe Abb. 64 A). Klufthchar Nr. 1a und Nr. 1b haben die gleiche Orientierung wie das Gebiet nördlich davon. Klufflächen der Nummer 2 fallen mit N - S Streichen mittelsteil gegen Osten ein, wobei diese im rechten Winkel von einer steil stehenden, teilweise überkippten Schar abgeschnitten werden (Nr 3a und Nr. 3b). Die Schieferung zeigt eine deutliche Drehung gegen den Uhrzeigersinn (Abb. 64 B). Somit fallen die Flächen gegen SSW bis S ein.

Die meisten Daten liefert das Teilgebiet „West“ (3) (Abb. 64 C und D). Wie erwähnt ist der Gneis dort deutlich plattig ausgebildet. Das Trennflächensystem der Klüfte ähnelt dem aus dem Gebiet „Nord“. Schar Nr. 1a und Nr. 1b fällt steil bzw. überkippt gegen Nordwesten. Diese wird von Flächen der Nr. 2a und Nr. 2b im rechten Winkel geschnitten. Schar 2 ist wieder sehr unregelmäßig. Der wesentliche Unterschied liegt in den Schieferungsflächen. Sie fallen mittelsteil bis steil gegen Osten mit einer dominierenden N - S Streichrichtung ein. Somit ist dieser Teilbereich als eine nach Westen überkippte antiklinale Falte anzusehen (siehe Profil in der Geologischen Karte Ostrong Anhang D6).

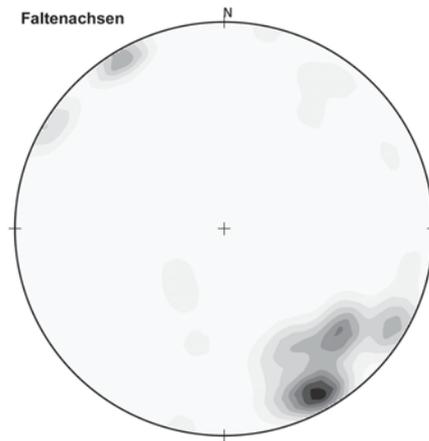


Abbildung 63: Konturplot von den Linearen der gemessenen Faltenachsen. Erläuterung im Text.

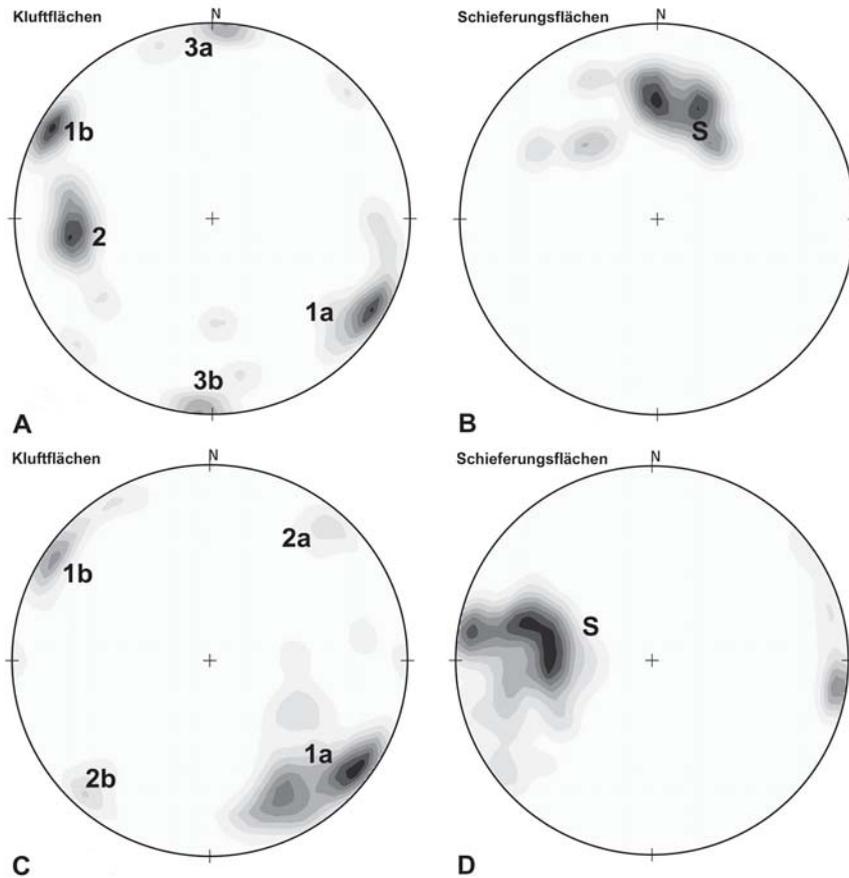


Abbildung 64: A: Polpunkt-dichteverteilung der Klufflächen; B: Plot der Schieferungsflächen im Teilgebiet „Ost“; C: Konturplot der Klufflächen; D: Konturplot der Schieferung (C und D vom Teilgebiet „West“). Beschreibung im Text.

Das südliche Teilgebiet der Monotonen Serie ist etwas inhomogener in der Verteilung der Gefügedaten. Doch zeigt der in Abbildung 65 zu sehende Konturplot eine Schar von Schieferungsflächen die ein Einfallen gegen Süden aufweisen. Dies zeigt, dass die antikinale Falte der Ostrong - Einheit als Liegendes gegen Süden unter die hangenden Decken der Drosendorfer- und Gföhler - Einheit abtaucht.

Im Westen des Ostrongs treten die Gesteinsserien der Gföhler - Einheit zutage.

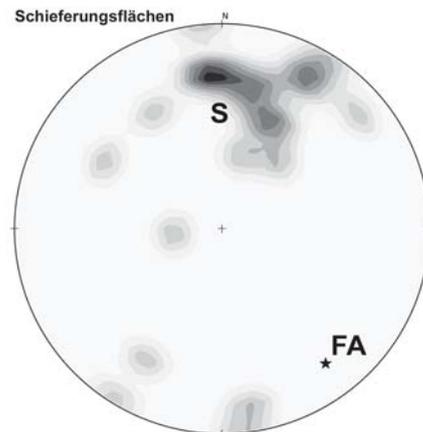


Abbildung 65: Konturplot der Schieferungsflächen mit dem Eigenvektor der Faltenachsen im südlichen Teilgebiet der Monotonen Serie.

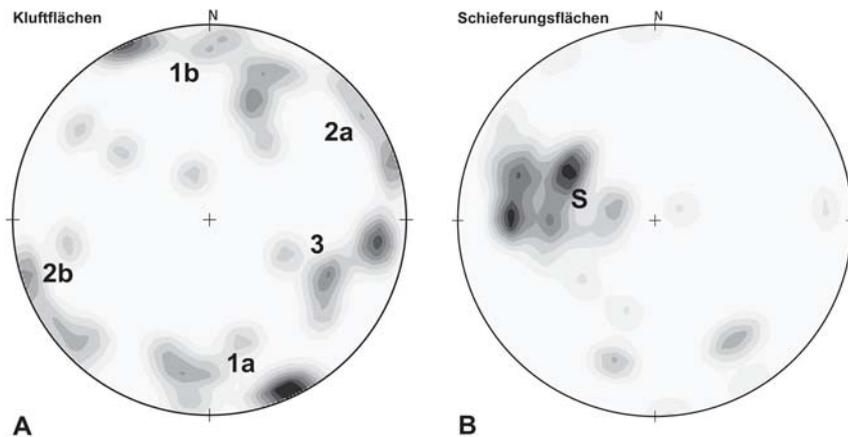


Abbildung 66: A: inhomogene Polpunktdichteverteilung der Klüfte; B: Mittelsteiles Einfallen der Schieferungsflächen nach Osten (A und B repräsentieren die Gföhler - Einheit).

Diese setzt sich aus mehreren Formationen zusammen. Vermutlich ist das vorhandene unterschiedliche Material der Grund für das eingemessene heterogene Trennflächensystem (siehe Abb. 66). Die Klufflächen Nummer 1a und 1b haben zwar eine große Streuung, können aber vermutlich zu einer Schar zusammengefasst werden. Steil stehende, in NNW - SSE Richtung verlaufende Flächen bilden die Kluffschar Nummer 2. Als dritte Kluffschar kann die Konzentration der Polpunkte im östlichen Bereich des Schmidt'schen Netzes zusammengefasst werden. Sie stehen für eine mittelsteil bis steil einfallende Fläche mit NNE - SSW Streichrichtung. Die Schieferung in der Gföhler - Einheit ist ähnlich jener der Ostrong - Einheit Teilgebiet „West“. Folglich stehen auch diese mittelsteil nach Osten eintauchenden Schieferungsflächen für eine Überkipfung der Falte nach Westen.

In der Drosendorfer - Einheit konnten kaum Daten gewonnen werden. Infolgedessen wurden für eine repräsentative Aussage über die tektonischen Verhältnisse Daten aus der „Feasibility Study“, die im Wintersemester 2012/13 im Rahmen einer Lehrveranstaltung durch die Montanuniversität durchgeführt wurde, entnommen und mit den Eingemessenen verglichen. In dem Schmidt'schen Netz (Abb. 67) sind die Gefügedaten der „Feasibility Study“ als Polpunktdichteverteilung dargestellt. Die Schieferungsflächen zeigen ein deutliches NE - SW Streichen mit Einfallen gegen Süden. Die gemessene Schieferung wurde im Zuge der Kartierung mit schwarzen Punkten markiert. Diese fallen zwar etwas flacher ein, weisen aber dieselbe Orientierung der Flächen auf.

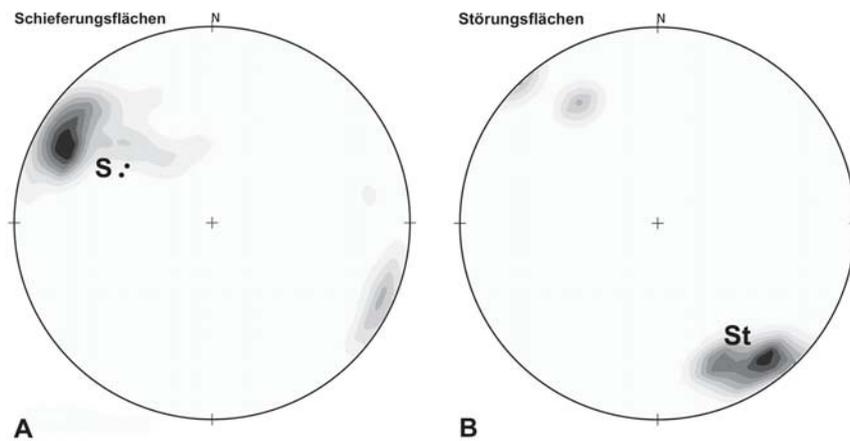


Abbildung 67: A: Polpunktdichteverteilung der Schieferungsflächen aus der „Feasibility Study“ im Vergleich zu den Polpunkten der eingemessenen Schieferung; B: Störungsflächen als Polpunktdichteverteilung des Ostrongs.



Abbildung 68: A: Sinistrale Schlepplfaltung (Aufschluss 82); B: Störungsfläche mit dazugehörigem Großkreis.

Im südwestlichen Teil des Ostrongs sind mancherorts flach liegende Störungszonen zu sehen. So zeigen die Aufschlüsse 82 (RW: 526345,8 HW: 482187,9), 104 (RW: 526216,4 HW: 480935,2) und 105 (RW: 525899,9 HW: 480749,4) Schleppefalten mit sinistralen Versatz (siehe Abb. 68 A und B). Im Aufschluss 104 (Abb. 68 B) wurde die Störungsfläche an der sich Schleppefalten gebildet haben mit dem Clar - Kompass eingemessen. Der ausgewertete Großkreis ergibt ein flaches Einfallen der Störung gegen Norden. Diese Störung ist laut ZEITELHOFER ET AL. (2014) auf die NW - SE gerichtete Tektonik des Strudengauges zurückzuführen, welche auch für die Extension und somit das Eindringen der lamprophyrischen Gänge verantwortlich gemacht wird.

Die eingemessenen Störungen des Habsburg Lothringen'schen Teiles des Ostrong wurden als Polpunktdichteverteilung in der Abbildung 67 anschaulich gemacht. Sie zeigen sich als steil stehende Flächen mit einer NE - SW orientierten Streichrichtung, welche sehr gut mit den großen Seitenverschiebungen der Böhmisches Masse korrelieren.

## 7 Bergbau

### 7.1 Geschichte zur bisherigen Bergbautätigkeit

Hier wird kurz auf die bergbauliche Geschichte des Projektgebietes eingegangen.

Der Weinsberger Wald war für die Waldviertler Glaserzeugung berühmt, die ihre Blütezeit im 17. und 18. Jahrhundert hatte. Es gab mehrere Glashütten, wie jene auf der Neustallwiese bei Schöngrund, Zilleck bei Bärnkopf, Saggraben und Gutenbrunn. Die Glashütte in Gutenbrunn war die bedeutendste Glashütte im Waldviertel. Sie war sowohl für ihre Herstellung, wie auch Glasveredelung durch Glasmalerei und Glasschleifen berühmt. Die Glashütte Gutenbrunn wurde nach einer turbulenten Geschichte erst 1897 stillgelegt (WINKELBAUER 1986). Von der dazugehörigen Bergbautätigkeit sind keine Aufzeichnungen erhalten, weshalb hier nicht näher eingegangen werden kann.

Eine weitaus bessere Dokumentation existiert von der bergmännischen Gewinnung am Ostrong. An den Gräben, am Südrand der Antiklinale, sind immer wieder Anzeichen alter Gewinnungsstätten zu erkennen. Dort wurde Hartgestein gewonnen, welches auch heute noch im Steinbruch „Loja“ abgebaut wird. Nachfolgend wird näher auf die „Loja“ eingegangen, sowie auf das Graphitvorkommen, welches im Zuge der Abbautätigkeit gefunden und über ein Jahrhundert gefördert wurde.

#### 7.1.1 Graphitbergbau

Mitte des 19. Jh. begann man an der orographisch linken Seite des Lojatal's ein Graphitflöz zu beschürfen. Dabei handelte es sich um makroskopisch sichtbaren Flinz- oder Flockengraphit. HOLZER (1964) bezog sich auf WALDMANN (1951/52) und schrieb, dass ein schmaler Zug von Schiefer- und Graphitgneisen mit Schollen von Granatamphibolit und gefaltetem Marmor über Auratsberg – Kraking in den Teufelsgraben NW von Loja streicht. Dank seiner besonderen Bildsamkeit schwillt der Graphit oft zu unregelmäßigen, linsenartigen Massen von mehreren Metern Mächtigkeit an, verdünnt sich aber ebenso rasch bis zu einem Belag auf den Grenzflächen. Die graphitführende Serie wird von einem Netz von Porphyriten und anderen Ganggesteinen durchschlagen.

Älteste erhaltene Aufzeichnungen des Graphitbergbaues stammen aus dem Jahr 1852 von LIPOLD (1852). HOLZER (1964) zufolge wurde 1901 auf vier Horizonten abgebaut. Im Zeitraum des 1. Weltkrieges kam es jedoch zu zwei verschiedenen Aussagen. Nach

HOLZER (1964) wurde die Gewinnung von Flinzgraphit mit einen C-Gehalt von 32 - 60 % in den letzten Kriegsjahren eingestellt. ALBER ET AL. (1987) hingegen erwähnte 5 Schürfe und Grubenmaße während des 1. Weltkrieges. Außerdem sollen 1921 zwei Stollen angelegt worden sein, sowie 5 Schurfschächte, die in der Zeit von 1933 bis 1948 in Betrieb waren. Der Betrieb wurde vermutlich 1948 formell heimgesagt. Die letzte Veröffentlichung stammt von RANJIBAR & PILGRAM (2000), wobei die Autoren berichteten, dass sich das Mundloch des Hauptstollens an der orographisch rechten Seite der Loja auf einer Seehöhe von ca. 335 Metern befand. An der heutigen Oberfläche ist von dem Graphitbergbau wegen der Steinbruchtätigkeit nichts mehr zu erkennen.

### 7.1.2 Steinbruch Loja

Die Steinbruchtätigkeit in dem Lojagraben, Lojabachtal, Loya oder Loiha, heute kurz „die Loja“ reicht mehrere Jahrhunderte zurück, weshalb sich die genaue Überlieferung als sehr lücken- und fehlerhaft darstellt. Eine sehr gute Zusammenfassung der Bergbautätigkeit wurde von EXEL (2008) erarbeitet. Dieser bezieht sich in seinem Werk hauptsächlich auf Informationen, die von KAPPELMÜLLER (1990) stammen.

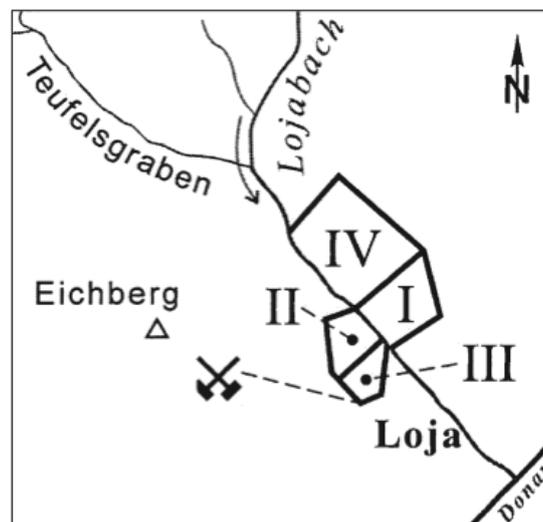


Abbildung 69: Skizze zur Lage und Bezeichnung der Steinbrüche. (unmaßstäblich, Steinbruchkartei der Geol. Bundesanstalt Wien)

Hier ein kurzer Überblick zum geschichtlichen Verlauf:

Um **1830** wurde in der Loja Porphyrit gebrochen und die ersten Pflastersteine per Kahn nach Wien geliefert (KAPPELMÜLLER 1990). Am Beginn des 19. Jahrhunderts entstanden drei Hauptbrüche, die im Jahre **1908** unter dem Namen „Persenbeuger Porphyritgesellschaft“ für die Herstellung von Werkstein und Schotter in Betrieb genommen wurden (KAPPELMÜLLER 1990, siehe Abb. 69). Ab **1909** verkehrte die Wachaubahn und lud an der „Ladestelle Loja“ Schotter auf ihre Güterwagons auf. In den Jahren des 1. Weltkrieges (1914-1918) konnte der Betrieb mit 150 Arbeitern Schotter für Galizien produzieren, aber bereits im darauffolgenden Jahr (**1919**) wurde mit dem Verkauf der gesamten Gerätschaft der Bergbau eingestellt (KAPPELMÜLLER 1990). **1924** kaufte die Gemeinde Wien 92% der Betriebsaktien und errichtete somit ein neues Werk zur Schotterergewinnung, das im Jahre **1927** durch ein Edelsplittwerk mit eigener Stromerzeugung ergänzt wurde (KAPPELMÜLLER 1990). **1929** wurden 140.0000 Tonnen Fördergut erzeugt und die Belegschaft umfasste 320 Mann. Von **1939** bis **1945**, im 2. Weltkrieg, erfolgte der Abbau von Schotter für die Reichsbahn. Mit 500 Arbeitern, die meisten waren Kriegsgefangene, erreichte das Werk seinen Höchststand. Doch von der einstigen Blüte war in den Nachkriegsjahren nichts mehr zu sehen. **1962** fanden nur 45 Mann im Werk Beschäftigung und noch immer musste der Großteil der Arbeit, wegen fehlender Investoren, händisch erledigt werden. **1965** erfolgt eine Modernisierung des Betriebes mit Einführung der Großbohrung, Großsprengung, Großbrecheranlage und Förderung mittels LKWs (KAPPELMÜLLER 1990). Von **1996** bis **2012** war die „Karl Schwarzl Betriebsgesellschaft m.b.H.“ für den Tagebau verantwortlich, bevor er in eine Gesellschaft des Habsburg-Lothringen'schen Gutes Persenbeug und der Bernegger GmbH als „Hartsteinwerk Loja Betriebs GmbH“ übernommen wurde. Seitdem werden im Steinbruch IV, dem sogenannten Lehnbruch Paragneise, Ganggesteine (Kersantite und Granitporphyre), Marmore und Amphibolite gewonnen. Die genormten Produkte werden als Gleisschotter für den Eisenbahnbau (z. B. für Hochgeschwindigkeitsstrecken), als Zuschlagstoff für Asphalt und Beton (Edelbrechkörner), Frostschutzmaterial, Drainagematerial, Bankettmaterial, Wasserbausteine und Streusplitt verwendet (Tabelle 1).

Loja-Gleisschotter I	EN 13450	31.5/63 mm	Gleisschotter für den Hochleistungs-Eisenbahnbau
Loja-Edelbrechkorn	EN 13043	0/2, 2/4, 4/8, 8/11, 11/16, 16/22, 22/32 mm	Edelbrechkorn als Zuschlagsstoff in Asphaltmischanlagen
Loja-Edelbrechkorn	EN 12620	4/8, 8/11, 11/16, 16/22 mm	Edelbrechkorn als Zuschlagsstoff für Beton
Loja-Frostschutzmaterial	EN 13242	0/32, 0/63, 32/63 mm	Schotter für den Straßenunterbau
Loja-Flussbau-Steine	EN 13383-1		Steine für Wasserbau und Hangsicherungen

Tabelle 1: Übersicht der genormten Produkte der „Hartsteinwerk Loja Betriebs GmbH“. ([www.loja.at](http://www.loja.at))

## 7.2 Bergbau im Weinsberger Wald

In diesem Abschnitt wird auf die Gewinnung von grundeigenen mineralischen Rohstoffen näher eingegangen. Eine Überblickskarte der Abbaugelände ist dem Anhang D zu entnehmen (Tabelle C.1. und C.2.). Zusätzlich ist eine tabellarische Auflistung des abgebauten Materials mit den dazugehörigen Koordinatenpunkten dem Anhang beigelegt.

Der Weinsberger Wald ist übersät von Seitenentnahmen und Gruben, welche meist das Material für den lokalen Wegebau zur Verfügung stellen. Dabei handelt es sich um die Gewinnung von in - situ verwittertem Weinsberger Granit, der vom erosiven Transport verschont blieb. Der Grus ist als Lockergestein abbaubar, wobei die Verwitterung die Kerne des ursprünglichen Blockes nicht zersetzen konnte. Somit sind diese als Rundlinge im Grus enthalten (siehe Abb. 70). An manchen der kartierten Abbaustellen ist eine Vergrusung des Granites von ca. 10 Metern Mächtigkeit gemessen worden. Eine generelle Mächtigkeitsangabe des Verwitterungshorizontes ist jedoch nicht vorhersehbar, da die Erosion lokal sehr unterschiedlich auf den Untergrund Einfluss genommen hat.

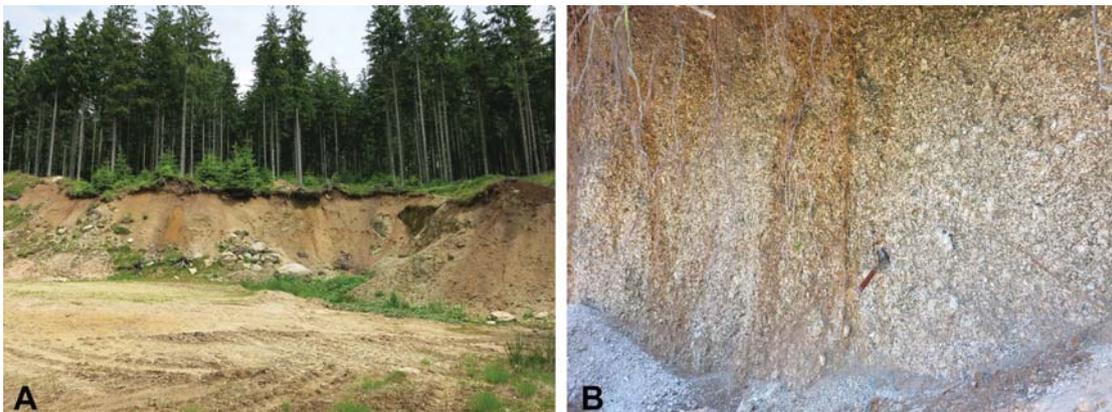


Abbildung 70: A: Typische Grus - Grube mit rundlichen, unverwitterten Kernen; B: Der lockere Verwitterungshorizont zeigt das für den Weinsberger Granit typische Gefüge.

An der nordwestlichen Grenze des Habsburg Lothringen'schen Gutes ist ein rekultivierter Steinbruch zu finden (RW: 522654,9 HW: 504534,8). Dieser und ein Steinbruch nordöstlich davon (außerhalb des Besitzes) befinden sich geologisch gesehen auf einer Störungszone. Beim abgebauten Festgestein handelt es sich um Mylonite, welche aufgrund ihres engen Trennflächengefüges gegenüber dem Granit einfacher zu gewinnen sind. Bei der Kartierung des im Besitz liegenden Steinbruches konnte keine Fortsetzung des Störungsgesteines Richtung Südosten festgestellt werden. Am Steinbruch mit

der Aufschlussnummer 57 konnte ein Streichen des Festgesteines Richtung Nordosten an der Oberfläche bestätigt werden.

Im Osten des Weinsberger Waldes verläuft eine in N - S Richtung streichende Störung. Sie ist verantwortlich für mehrere Abbaustellen innerhalb und außerhalb des Gutsbesitzes. Der südwestlich von Gutenbrunn gelegene Steinbruch wurde vermutlich von der Glasindustrie aufgrund des Quarzvorkommens erschlossen. Es handelt sich hier um eine Scherzone in der sich Extensionsklüfte öffneten. Im neu entstandenen Hohlraum konnten Fluide zirkulieren, die Quarzminerale auskristallisierten und somit Gänge und Linsen gebildet wurden. Das Nebengestein ist sehr zerrieben, verwittert und kann als Lockergestein angesehen werden (siehe Abb. 71). In den letzten Jahrzehnten diente dieser Steinbruch der Gewinnung von Gesteinen zur Errichtung von Forststraßen. Durch den Rückgang der Quarzlinsen und somit der Dominanz an verwittertem Material wurde der Steinbruch bis auf Weiteres eingestellt.

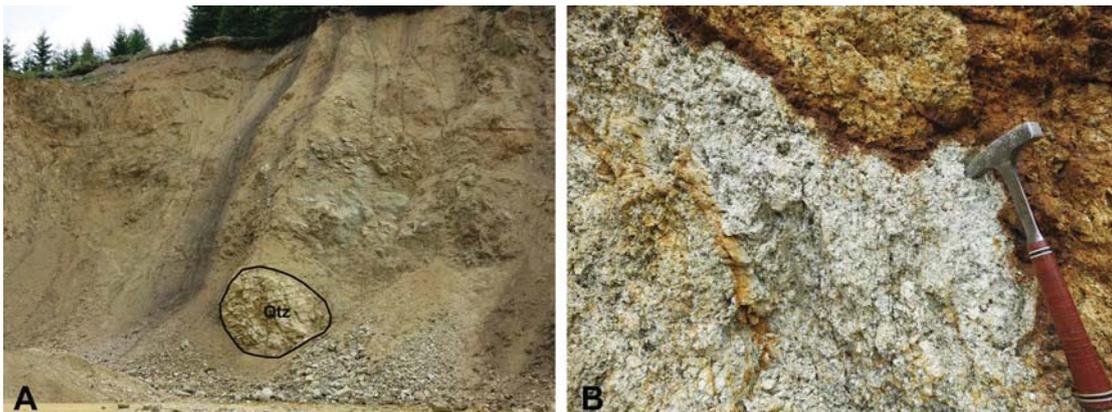


Abbildung 71: A: Steinbruch in der Scherzone mit Quarzlinsen; B: Stark zerriebenes und verwittertes Nebengestein.

### 7.3 Bergbau am Ostrong

Der südliche Teil des Ostrongs weist eine Jahrhundert alte Bergbautätigkeit auf. So sind bei der geologischen Kartierung mehrere Stellen aufgefallen, an denen mineralische Rohstoffe abgebaut wurden und in der Gegenwart abgebaut werden.

Wie die Karte im Anhang D verdeutlicht, treten die Seitenentnahmen der für den lokalen Wegebau benötigten Gesteine gegenüber denen des Weinsberger Waldes deutlich zurück. Bei den vorliegenden Abbaustellen wurde meist nur Lockermaterial gewonnen.

Bei dem im Südwesten am Geißruck situierten Steinbruch wurde Festgestein abgebaut. Er befindet sich direkt bei der Deckengrenze und stellte dem Betreiber sprödfeste Granulite zu Verfügung.

Aus der Literatur ist bekannt, dass im Südosten des Ostrongs rege Bergbautätigkeit stattgefunden hat. Der damals vorhandene Graphitschiefer wurde im Tagebau und auch im Stollenvortrieb gewonnen. Aus alten Karten sind zwei Abbaustellen nördlich der Wiese von Rosenbichel zu entnehmen. Hier sind rezent kaum Anzeichen vergangener Bergbautätigkeiten zu sehen. Lediglich ein paar künstliche Unebenheiten im Hang südwestlich der Gedenkstätte deuten auf eine ehemalige Bergbauaktivität hin. Auch an der orographisch rechten Seite des Lojabaches



Abbildung 72: Mundloch an der Donauleiten am Ausgang des Tümlingbaches.

wurde Graphit gewonnen, wovon heute ebenso keine Überreste mehr vorhanden sind. Nördlich der Mündung des Tömlingbaches in die Donau konnte in der Donauleiten auf einer Höhe von 276 m (RW: 532802,8 HW: 480481,6) ein teilweise zugefallenes Mundloch ausfindig gemacht werden (siehe Abb. 72). Hier wurde vermutlich auch nach Graphit geschürft.

Von bergmännisch größerem Interesse sind die in diesem Gebiet auftretenden Ganggesteine. Schurfstellen rund um den Lojagraben zeigen, dass der Abbau an mehreren Stellen erfolgte. Im Teichbachl nördlich von Führholz bei den Koordinaten RW: 529345,6 und HW: 479896,6 weisen alte Abbauareale und ein Hunt auf vergangene Bergbauaktivität hin. Des Weiteren wurden die Ganggesteine östlich des Eichberges, westlich des Großen Mühlberges und an der orographisch linken Seite des Tümlingbaches (außerhalb des Besitzes) gewonnen. Im gegenwärtig aktiven Bergbau (Loja) werden die Ganggesteine mit Gneis, Amphibolit und Marmor als Ganzes abgebaut.

Sämtliche Abbaustellen mit den dazugehörigen Koordinaten sind im Anhang C tabellarisch angeführt.

## 7.4 Werksteingewinnung

In Hinblick auf die eventuelle Gewinnungsmöglichkeit von Naturwerkstein im Habsburg-Lothringen'schen Gut Persenbeug wird in diesem Kapitel auf Anforderungen und Wirtschaftlichkeit einer Lagerstätte eingegangen.

Die Anforderungen der Gewinnung und Verarbeitung von Werksteinen unterscheiden sich deutlich von den Ansprüchen an den Abbau anderer mineralischer Rohstoffe. Hier liegt ein besonderes Augenmerk auf den geologischen Gegebenheiten. Außerdem müssen die nachfolgenden Verarbeitungsprozesse genau beachtet werden, bei denen keine stofflichen Veränderungen gewünscht sind (PESCHEL 1983).

Neben der generellen Eignung des Gesteines und dem potentiell gewinnbaren Volumen, setzt sich die Wirtschaftlichkeit einer Lagerstätte aus dem Verhältnis von nicht verwertbarem Gestein (Abraum) zu Wertgestein zusammen. Vom weltweiten Mittel geht hervor, dass 51 % des gewonnenen Materials auf Abraumphalden landet und 20 % als Verlust gerechnet werden kann, der sich aus dem Verschnitt bei der Weiterverarbeitung ergibt. Somit gelangt lediglich ca. 1/3 des eigentlichen Rohstoffes (29 %) als Fertiggestein in den Handel (siehe Abb. 73).

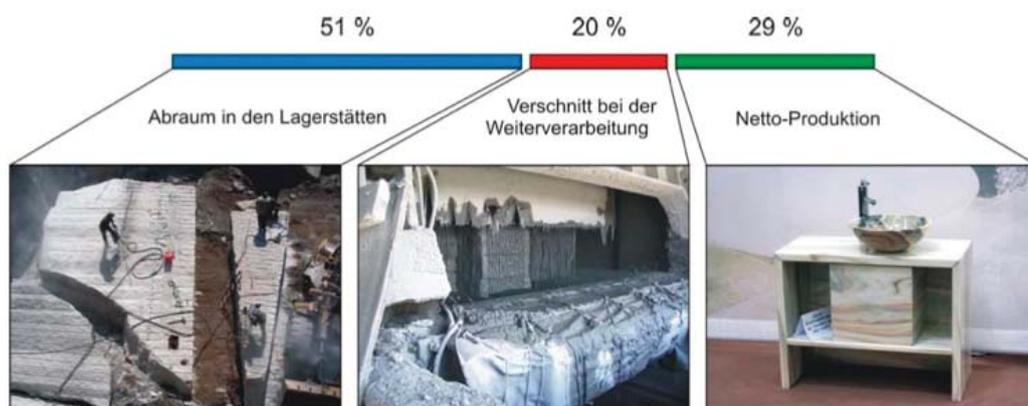


Abbildung 73: Prozentuelle Verteilung des bei der Werksteingewinnung anfallenden Materials. Lediglich 29 % stellen die Netto - Produkte dar. (MONTANI 2003)

Um eine optimale Ausnutzung der Ressourcen, sowie eine wirtschaftliche Nachhaltigkeit zu erzielen ist es unumgänglich wissenschaftliche Aspekte heranzuziehen. So ist es durchwegs wichtig die geologische Situation des Vorkommens genauestens zu studieren, um die Lagerstätten - kontrollierenden Faktoren und somit die optimale Ausbringung zu erzielen. Des Weiteren ist eine umfassende Charakterisierung der physikalischen und technischen Parameter des Gesteines für den jeweiligen Einsatzzweck zu erstellen.

Der vom Steinbruchbetreiber erstellte Rohblock erfährt auf dem Weg zum Fertigprodukt einige Zwischenprozesse. Somit werden von der nachfolgenden verarbeitenden Industrie bestimmte Anforderungen an die Werksteinlagerstätten gestellt.

SINGEWALD (1992) definierte einen Mindestblock von  $0,4 \text{ m}^3$ , der eine Kantenlänge von  $0,4 \text{ m}$  in jeder der drei Raumlagen aufweisen sollte. Um die Effizienz und Wirtschaftlichkeit auf einem hohen Niveau halten zu können ist es unumgänglich, eine Rohblockabmessung von optimalem Volumen ( $6 - 8 \text{ m}^3$ ) zu gewährleisten (PRIMAVORI 1999). Die Kippstabilität der Blöcke, sowie die modernen Sägeeinrichtungen lassen Dimensionen von  $2,4 - 3,0 \text{ m}$  (Länge) x  $1,3 - 1,9 \text{ m}$  (Höhe) x  $1,0 - 1,4 \text{ m}$  (Breite) zu (SELONON & SUOMINEN 2003). Aus rein wirtschaftlicher Sicht ist die Form des Rohblockes von wesentlicher Bedeutung. Bei rechtwinkliger Geometrie lassen sich unnötige Leerlaufzeiten durch zusätzliche Schnittarbeit und Schnittabfälle deutlich vermeiden. Des Weiteren soll der Rohblock frei von Defekten und Haarrissen sein. Außerdem sollte er kaum Abweichungen vom definierten Farbbild und Gefüge der gewünschten Sorte aufweisen.

All diese Anforderungen auf Blockdimension und Blockqualität sind eng mit der geologischen Situation eines Abbaugebietes verknüpft.

Die natürliche Bildung sogenannter „in-situ Blöcke“ in einem Gesteinskomplex wird durch das gegenseitige Schneiden der Trennflächen bestimmt (LU & LATHAM 1999). Die im Trennflächengefüge enthaltenen Typen können anhand ihrer Lage und Größe in Störungen, Klüfte, Risse, Brüche, Haarrisse, Schichtflächen und Scherflächen unterteilt werden (siehe Abb. 74, PALMSTRÖM 1995). Diese Gefügeelemente bestimmen mit deren Lage, Abstand und Häufigkeit die Größe des natürlich auftretenden Blockes.

Bei der Bewertung des Lagerstättenkomplexes stellen die Klüfte das dominierende Kriterium dar, welche durch das Überschreiten der Zugfestigkeit der Festgesteine hervorgerufen wurden. Diese Bruchstrukturen lassen sich in nicht - tektonischen und tektonischen Ursprung unterteilen. Zu den nicht - tektonischen Brüchen zählen vor allem

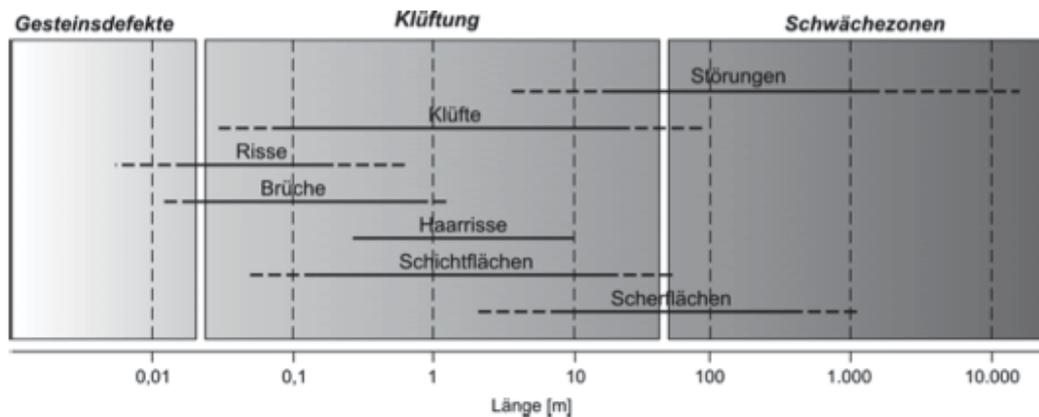


Abbildung 74: Trennflächen und ihre räumliche Ausdehnung (PALMSTRÖM 1995).

Abkühlungs- und Entlastungsklüfte. Die Ausbildung der nicht – tektonischen Brüche ist auf den geothermischen Gradienten des magmatischen Körpers zwischen Randbereich und Kern zurückzuführen. Dieser lässt in der Regel Klüfte senkrecht zu den Isothermen entstehen. Des Weiteren traten durch Entlastung des Plutons oberflächenparallele Klüfte, sogenannte Entlastungsklüfte auf. Diese lassen sich bis in eine Tiefe von rund 20 – 50 m verfolgen (EISBACHER 1991), wobei der vertikale Abstand der Trennflächen mit der Tiefe zunimmt.

An der rezenten Oberflächen kann man die aus dem Kluftsystem resultierenden Körper beobachten. Die quaderförmigen Körper mit abgerundeten Kanten stellen die typische „Wollsack – Verwitterung“ dar. Die tektonischen Brüche sind im Gegensatz zu den nicht – tektonischen auf regionale bis überregionale Bewegungen des Gesteinskomplexes zurückzuführen. Sie haben einen erheblichen Einfluss auf das Maß der Zerlegung. Somit ist in der geologischen Erkundung des Vorkommens besonders auf größere Diskontinuitäten, wie Störungen oder Scherbahnen, zu achten.

Auf der Grundlage des Trennflächengefüges kann jedoch noch keine Aussage über die Größe des in – situ Blockes gemacht werden. Erst SINGEWALD (1992) definierte eine wirtschaftliche Kenngröße, die sogenannten Rohblockhöflichkeit. Sie beschreibt den Anteil an gewinnbaren Rohblöcken, die den vorhin beschriebenen Anforderungen eines Mindestblockes entsprechen. Hierbei wird als Grundlage ein rein orthogonales Kluftsystem angenommen, welches jedoch kaum eine Lagerstätte erfüllen kann. Somit kann dieses Instrument lediglich Lagerstätten einschätzen, liefert aber keine Aussage über die Formen der in-situ Blöcke.

Erst moderne computerunterstützte Systeme erlauben eine konkrete Aussage über die im Untergrund anzutreffenden Gesteinspartien. Diese Systeme basieren auf Daten, welche aus geophysikalischen Messmethoden (Bodenradar nach PRISSANG ET AL. 2007) errechnet werden, oder sie erhalten ihre Werte aus konventionellen Datenermittlungen anhand Abstandsverteilung und Orientierung des Trennflächensystems (NIKOLAYEV ET AL. 2007). Generell sind die Ergebnisse der Trennflächenanalyse kritisch zu hinterfragen, da sie häufig regionale Schwankungen zeigen.

Durch Berücksichtigung der vorherrschenden Kluftsysteme kann der Steinbruchbetreiber die Wirtschaftlichkeit in einem gewissen Maß steuern. Er kann durch Identifizierung und Ausscheiden der nicht abbauwürdigen Bereiche das Hauptaugenmerk auf den hochwertigen Rohstoff legen. Auch die generelle Abbaurichtung spielt bei der Ausbringung der Geometrie der Rohblöcke eine wesentliche Rolle. Des Weiteren kann der Betreiber durch eine bedachte Gewinnung der Rohblöcke unnötige mechanische Loslösungen vermeiden. Außerdem ist über eine sinnvolle Verwertung der Materialien nachzudenken, die bei der Gewinnung und anschließenden Erstellung des Rohblockes anfallen. Dabei reicht das Anwendungsgebiet dieser Materialien, welche die Werksteinanforderungen nicht erfüllen, von Wasserbau-, Mauer-, Dekor-, und Pflastersteinen bis hin zu Schotter in unterschiedlicher Körnung. Aber auch diese als sekundär angesehenen Produkte müssen gewisse mechanische und technische Voraussetzungen erfüllen.

Die Anwendungsmöglichkeit eines Gesteines ist eng mit den spezifischen physikalischen und technischen Eigenschaften des Materials verbunden. Deshalb ist es vonnöten diese Daten zu ermitteln, um eine Langlebigkeit des Baumaterials gewährleisten zu können. Neben den notwendigen physikalischen Eigenschaften, wie Dichte und effektive Porosität, sind auch die technischen Parameter (Druck-, Biege-, Spaltzugfestigkeit) zu untersuchen. Die gewonnenen Datenmengen sind anschließend mit einem Statistik – Programm auszuwerten und zu visualisieren.

Das Gesamtvolumen einer Probe setzt sich aus der Rohdichte und der effektiven Porosität zusammen. Diese Parameter stehen in einer engen Beziehung mit den physikalischen und technischen Eigenschaften. So ist es möglich über die Porosität des Gesteines eine Aussage über den Feuchtigkeitshaushalt zu treffen, der wiederum für zahlreiche Verwitterungsphänomene verantwortlich ist. Die technischen Eigenschaften eines Gesteines und die damit verbundene mechanische Stabilität sind bei der Beurteilung des Einsatzzweckes von wesentlicher Bedeutung.

In Tabelle 2 von MOSCH (2008) finden sich die Richtwerte für plutonische Magmatite, welche von STRECKEISEN (1974) in Granit, Granodiorit, Tonalit, Monzonit, Syenit, Gabbro und Diorit unterteilt wurden.

Gruppe	Rohdichte		Porosität		Druckfestigkeit		Biegefestigkeit		Spaltzugfestigkeit	
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max
Granit	2,55	2,74	0,16	1,65	60,0	253,5	5,6	21,1	9,4	23,0
Granodiorit, Tonalit	2,57	2,84	0,19	1,40	79,9	255,5	7,6	25,7	11,0	
Monzonit, Syenit	2,55	2,84	0,34	0,72	103,4	243,8	7,6	25,7	11,0	21,0
Gabbro, Diorit	2,63	3,26	0,24	0,69	100,0	292,3	5,1	30,2	26,4	

Tabelle 2: Richtwerte der Basiskennwerte. (MOSCH 2008)

## 7.5 Beschreibung der Naturwerksteinvorkommens

Der Südböhmische Pluton mit den bereits beschriebenen Formationen baut den größten Teil des Weinsberger Waldes auf. Bei der geologischen Kartierung dieser kupierten Hochfläche sind die immer wieder in Erscheinung tretenden Felsbauten aufgefallen. Diese konzentrieren sich meist an den Gipfeln, oder sind in steileren Hängen zu finden. Sie erscheinen als rundlich gestapelte Blöcke, den so genannten Wollsäcken. Des Weiteren können diese Felsformationen an der rezenten Oberfläche in unterschiedlicher Größe ausgebildet sein.

Bei den plutonischen Gesteinen im Weinsberger Wald stellte man an den Felsbauten eine durchschnittliche Mindestkantenlänge von ca. 1,0 - 1,5 m fest. In manchen Bereichen ist jedoch eine deutliche Erhöhung dieser Länge zu beobachten. Hier konnten Blöcke mit bis zu einer Länge von 15 Metern in das Feldbuch eingetragen werden.

Wie in Kapitel 7.4 beschrieben, sind für die Gewinnung von Naturwerksteinen die geologischen Faktoren maßgeblich. Wichtigste Kenngröße hierbei ist der Abstand und die räumliche Lage der Klüfte, welche die Größe und Form des in-situ Blockes steuern. Somit ist der Gedanke entstanden, diese Gebiete mit überdurchschnittlich großen Blöcken näher zu untersuchen, da mit Sicherheit ein Zusammenhang zwischen Blockgröße an der Oberfläche zu Kluftabständen im anstehenden Gestein besteht.

Hier sei noch zu erwähnen, dass der Weinsberger Granit sehr homogen im Habsburg Lothringen'schen Gut Persenbeug verteilt ist. Lediglich ein paar jüngere Nachschübe von Fein- und Mittelkorngranit konnten verzeichnet werden. Diese durchschlagenden Gänge sind mengenmäßig kaum von Relevanz. Das Bild des Weinsberger Granites ist, wie in Kapitel 5.3.1 beschrieben, sehr grobkristallin mit idiomorphen Feldspatgroßkristallen. Bei der geologischen Aufnahme konnten zwei Hoffungsgebiete für eine in Betracht zu ziehende Untersuchung ausgewiesen werden (siehe Abb. 75).

Gebiet 1 liegt im Südwesten des Gutsbesitzes. Hier trennt der Angerbach den Jägerwald im Osten von dem Angerwald im Westen. Von Süden kommend befindet sich das Hoffungsgebiet kurz vor der Weggabelung auf ca. 805 Metern mit den Koordinaten RW: 523215,6 HW: 496647,6. Blickt man hier auf die gegenüberliegende Talseite (orographisch rechts) so sieht man mächtige Stöcke von Weinsberger Granit emporragen. Der steil abfallende Osthang wurde bei der Kartierung vom Angerbach bis zur darüber liegenden Straße (863 m) näher untersucht.

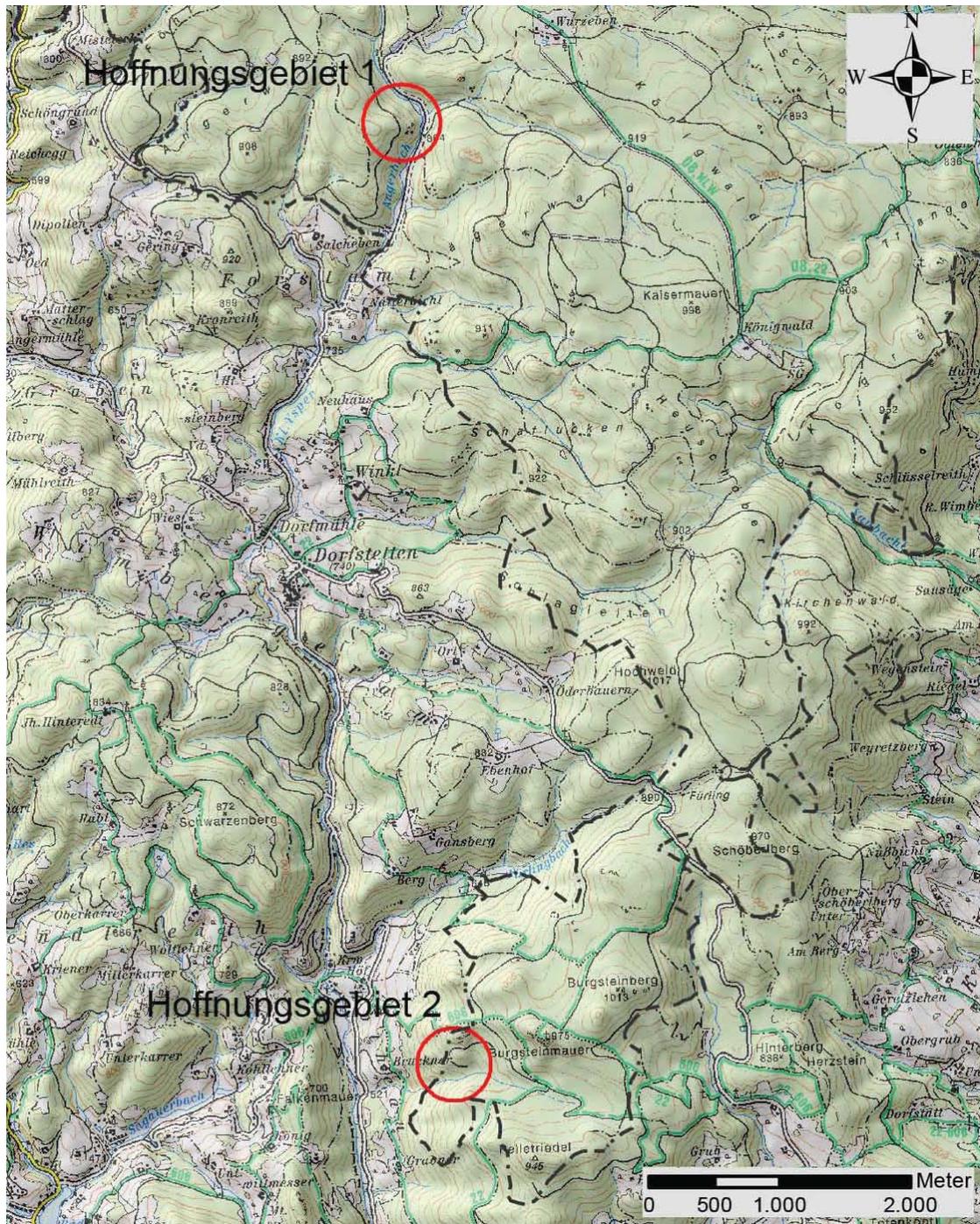


Abbildung 75: Übersicht des südlichen Weinsberger Waldes. Hoffungsgebiet 1 in der Nähe des Angerbaches. Hoffungsgebiet 2 südlich der Burgsteinmauer.



Abbildung 76: Luftbild des Gebietes beim Angerbach. Rot gekennzeichnet sind die an der Oberfläche ersichtlichen Blöcke.

Bei den Granitformationen konnten, beim Studium der Kluftflächen Abstände von 3 - 5 Metern gemessen werden. Auffällig ist, dass diese Erhöhung der Blockgrößen sehr regional in Erscheinung tritt. So wurden oberhalb der höher gelegenen Straße bzw. nördlich und südlich des in der Karte (Abb. 76) rot ausgewiesenen Gebietes keine größeren Felsen gefunden. Natürlich ist das kein Zeugnis dafür, dass sich die großen Abstände im Untergrund fortsetzen. Es wurde jedoch nur eine Oberflächenkartierung als erste Maßnahme der Untersuchung durchgeführt. Weitere im Kapitel 9 angeführte Erkundungsmöglichkeiten des Untergrundes könnten hier eine bessere Aussage liefern.

Weitaus bessere Voraussetzungen liefert das Hoffungsgebiet 2. Es befindet sich am südlichen Ausläufer des Weinsberger Waldes, westlich der mit 975 Metern vermessenen Burgsteinmauer. Ein kurzes steiles Stück Forststraße verbindet das Areal mit der um die Burgsteinmauer errichteten Straße, die in weiterer Folge auf die Landesstraße (L 7280) führt. Auf einer Seehöhe von 772 m steht man direkt auf der in Betracht zu ziehenden Fläche mit den Koordinaten RW: 523534,2 und HW: 499373,1.

Bei der geologischen Erkundung sind in der näheren Umgebung des südlichen Weinsberger Waldes große Gesteinsformationen aufgefallen, wie zum Beispiel die kompakte



Abbildung 77: Granitformation am Angerbach. Bild auf einer Seehöhe von 804 m, Blick Richtung Westen.

Burgsteinmauer, die den Gipfelbereich eines topographischen Hügels einnimmt. Des Weiteren liegen oberhalb des interessanten Bereiches Granitblöcke, die eine Mindestkantenlänge von fünf Metern aufweisen. Der in der Abbildung 78 A zu sehende Monolith hat eine Höhe von ca. 7 m und ist trotz ständig ausgesetzter Verwitterung nicht von Rissen durchzogen.

Das näher untersuchte Gebiet liegt knapp unterhalb dieser Felsblöcke. Der nach Süden einfallende Hang erstreckt sich von der Forststraße auf 772 m Seehöhe bis zu einem Bachbett auf 708 m Seehöhe. Leider wurde dieser Wald vor einigen Jahren gefällt und wieder neu aufgeforstet, weshalb eine detaillierte Erkundung nur erschwert möglich war.

Wie im Luftbild (siehe Anhang D) zu sehen ist, treten an der Oberfläche weit ausge dehnte Felsplatten zutage. Der Weinsberger Granit zeigt sich über das gesamte Areal mit seiner typischen grobkristallinen Erscheinungsform. Ein Auftreten von Fein- und Mittelkorngranitgängen ist nicht beobachtet worden. Auffällig ist, dass die Feldspatgroßkristalle resistenter gegenüber der Verwitterung sind und so der Oberfläche einen rauhen Charakter verleihen. Bei der Analyse der Trennflächen sind mancherorts Abstände von bis zu 15 Metern gemessen worden (siehe Abb. 78 C). Somit liegen hier die am weitesten eruierten Kluftabstände vor.



Abbildung 78: A: Granitmonolith; B: Blick von der gegenüberliegenden Talseite auf das mögliche Vorkommen; C: Horizontale Kluftabstände im oberen Bereich (0,4 m); D: Ein paar Höhenmeter tiefer ist eine deutliche Mächtigkeitssteigerung zu erkennen.

Mit Hilfe des Clar - Kompasses wurde das Trennflächensystem eingemessen (siehe Abb. 79). Die Auswertung der Daten über das Schmidt'sche Netz zeigt eine recht homogene Verteilung. Kluftschar 1 repräsentiert NW - SE streichende Kluftflächen, die sehr steil Richtung NE (1b) bzw. überkippt gegen SW (1a) einfallen. Diese Überkippfung der Kluftflächen kann eventuell auch durch die Wollsackverwitterung des Granites hervorgerufen werden. Kluftschar 2 zeigt auch diesen überkippten Charakter. Die Klüfte streichen jedoch ENE - WSW und fallen gegen SSE (2a) bzw. NNW (2b) ein. Die dritte Kluftschar konnte nicht aufgenommen werden, da sie sehr uneben und horizontal das Gestein durchsetzt. Diese Art von Klüftung ist auf Druckentlastung des Gebirges zurückzuführen. Am Aufschluss ist eine deutliche Mächtigkeitzunahme des Trennflächengefüges gegen den Fuß des Hanges zu verzeichnen. Wurde am Top des Aufschlusses eine Mächtigkeit von 30 cm gemessen so konnte man 4 - 5 Höhenmeter darunter horizontale Kluftabstände von ca. 1,5 Metern ins Feldbuch eintragen. Dieses Trennflächensystem setzt sich bis an die westliche Grenze des Habsburg Lothringen'schen Gutes fort.

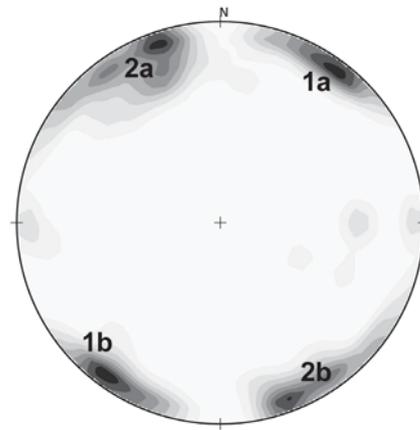


Abbildung 79: Polpunktdichteverteilung des Trennflächengefüges im Hoffnungsgebiet „Burgstein“. Nähere Erläuterung im Text.

Das der Diplomarbeit im Anhang D beigelegte Digitale Geländemodell lässt durch die Topographie eventuelle Schwächezonen erkennen. Aufgrund der Struktur des Geländes könnte eine Störungszone nördlich des Aufschlusses in ENE - WSW Streichen verlaufen. Eine weitere Störung liegt westlich des aufgenommenen Bereiches, welche durch eine NW - SE verlaufende Mulde kenntlich gemacht wird. Diese Störungen konnten jedoch durch schlechte Aufschlussverhältnisse im Gelände nicht bestätigt werden. Betrachtet man aber das Kluftsystem, so stellt sich heraus, dass dieses die annähernd gleiche Orientierung wie die vermuteten Störungen aufweist. Somit kann davon ausgegangen werden, dass es sich um tektonisch bedingte Zerlegung des Granites handelt.

## 8 Angewandte Aspekte

### 8.1 Weinsberger Wald

#### 8.1.1 Hydrogeologie

Der Weinsberger Wald wird von unzähligen Bächen durchzogen. Diese wurden neben der Gesteinskartierung mit aufgenommen und in die geologische Karte eingetragen. Einige davon sind nur periodisch wasserführend, konnten aber durch morphologische Einschnitte im Gelände als solche erkannt werden. Nur die größeren Bäche, wie zum Beispiel der Prinzbach, der Kleine Kamp, die Große Ysper und der Angerbach bildeten durch das Einschneiden in die Oberfläche steile Hangflanken. An der mäßig hügeligen Topographie sind an den Senken oder Ebenen oft Vernässungsgebiete festzustellen. Die im Gebiet liegenden Teiche wurden künstlich errichtet.

#### 8.1.2 Technische Geologie

Die durch die Flüsse entstandenen steilen Hangflanken stellen eine Gefahr durch Steinschläge dar. Im Besonderen die intensiv besuchte Ysperklamm ist immer wieder von Steinschlag betroffen. Auch die steilen Flanken des öffentlich zugänglichen Steinbruches, südwestlich von Gutenbrunn dürfen nicht unterschätzt werden.

### 8.2 Ostrong

#### 8.2.1 Hydrogeologie

Das Wasserpotential im Ostrong tritt durch die steile Morphologie in den Hintergrund. Die in die Donau fließende Ysper, der Lojabach und der Thümlingbach bilden die Hauptgewässerrouen in diesem Gebiet. Vor allem der Lojabach, welcher im Bergbauareal ein künstliches Bachbett mit Begradigung aufweist, sollte aufmerksam beobachtet werden.

#### 8.2.2 Technische Geologie

Im Ostrong ist der Steinschlag ein großes Thema. Die steilen Flanken entlang der Ysper, dem Tümlingbach und vor allem jene Flanken, die von der Donau geschaffen wurden,

können ein großes Gefahrenpotential bilden. Des Weiteren kann es auch jederzeit zum Abbruch der übersteilten Flanken der alten Abbauareale kommen.

Außerdem stellt der große, aktive Bergbau „Loja“ eine immense geogene Gefahrenquelle dar. Die durch den Steinbruchbetrieb entstehenden Halden rund um den Lojagraben können einerseits Steinschlag verursachen, andererseits durch Überlastung der darunterliegenden Schichten ins Gleiten geraten. Auch der Schlammteich der sich in diesem Bergbauareal befindet kann durch Hochwasser oder Versagen des Standfußes eine Gefährdung bilden.

## 9 Diskussion & Vorschläge

### 9.1 Weinsberger Wald

Der Weinsberger Wald als nördlicher Teil des Habsburg Lothringen'schen Gutsbesitzes baut sich vorwiegend aus grobkörnigen Graniten vom Typ Weinsberger Granit auf. Dieser wird durch jüngere Nachschübe von Fein- bis Mittelkorngranit durchschlagen, die vermehrt nur eine geringe Mächtigkeit aufweisen und somit keine Abbauwürdigkeit ergeben.

Die spätere bruchtektonische Zerlegung der Südböhmischen Masse widerspiegelt sich in Gefüge und Struktur. So konnten große Störungen ausfindig gemacht werden, an denen Umwandlungen der Gesteine durch Scherprozesse stattgefunden haben. An den N - S bis NNE - SSW verlaufenden Bewegungsbahnen stellte die tektonische Auswertung einen steil stehenden sinistralen Versatz dar, welcher auch für die Extension und somit für das Eindringen von Gabbro (Ysperklamm) und Quarz (Störung westlich von Gutenbrunn) verantwortlich gemacht wird. Ein weiterer Abbau des südwestlich von Gutenbrunn gelegen Steinbruches wird nicht für ratsam empfunden, da sich dieser in einem durch intensive Bewegung geprägten Gesteinskomplex befindet. Das gewonnene stark zerriebene und verwitterte Material kann somit die für den Straßenbau geforderten mechanischen Eigenschaften nicht erfüllen.

Ein mögliches Potential besteht im Weinsberger Wald für den Abbau von Naturwerksteinen. Im Unterabschnitt 9.2.1 wird darauf näher eingegangen. Das aus den Grubengruben gewonnene Lockergestein stellt eine wirtschaftlich günstige Möglichkeit dar, Rohstoffe für den lokalen Straßenbau zu beziehen.

Dieser verwitterte Granit sollte nur die ca. 2 cm starke Fahrschicht auf einem gut aufgebauten Tragkörper bilden. Optimal wäre eine Einwalzung des Belages im feuchten Zustand. Durch die leichte Erosion der feinen Anteile sollte diese Bauweise nur an flachen Straßen verwendet werden.

Im Osten des Weinsberger Waldes schließen die vom Ostrong kommenden Paragneise der Monotonen Serie mit einer nach Osten einfallenden Schieferung an.

## 9.2 Ostrong

Der Ostrong bildet mit den Cordierit führenden Paragneisen eine stark metamorph überprägte Gesteinseinheit. Die Auswertung der gewonnenen Gefügedaten ergab eine in N – S Richtung streichende antiklinale Falte, die gegen Süden unter die darüberliegenden Decken abtaucht. Im Westen des Ostrongs fallen die Schieferungsflächen nach Osten ein, was auf eine Überkipfung des Gebietes zurückzuführen ist. Diese Annahme wurde im Gelände durch flach liegende sinistrale Schleppepfalten bestätigt. Die im Westen über der Monotonen Serie situierte Gföhler - Einheit wird durch Granulitlamellen angekündigt. Unter dem Polarisationsmikroskop erkennbare Anatexis zeigt, dass hier hohe Temperaturen gewirkt haben.

Im Südwesten des Ostrongs sind die Gesteinsserien der Drosendorfer – Einheit sowie die Gföhler – Einheit aufgeschlossen. Auch hier ist die Grenze zur Ostrong – Einheit durch eine Granulitlamelle markiert. Zu den Formationen der Bunten Serie zählt der in der Loja abgebaute Marmor, Amphibolit, Gneis und Graphitschiefer. Die bergmännisch interessanten Ganggesteine, die auch in der Loja gewonnen werden, durchschlagen mit einer SSW – NNE streichenden Schar alle Decken der Moldanubischen Einheit. Diese können zwar bis zum Steinernen Kreuz im Norden nachgewiesen werden, zeigen aber im Süden ihre höchste Konzentration. Dies ist auch durch jahrhundertealte Gewinnungsstätten in der näheren Umgebung der Loja belegt. Somit weist das Habsburg Lothringen'sche Gut ein großes Potential dieser lamprophyrischen Gänge auf. Aus wirtschaftlicher Sicht sollte die Abbaurichtung des Steinbruches in der Loja entlang des Streichens (NNE) der Kersantite und Granitporphyre fortgesetzt werden.

### 9.2.1 Naturwerksteinpotential

Die Granite des Weinsberger Waldes weisen mancherorts sehr große Kluftabstände auf. Im Gebiet südwestlich der Burgsteinmauer sind überproportional große Blöcke erfasst worden. Die detaillierte Aufnahme des Areal ergab ein beinahe orthogonales Trennflächensystem. Dieses stellt bei der Bildung von Mindestblöcken in der Werksteingewinnung die größte geologische Voraussetzung dar. Die horizontalen Kluftabstände nehmen mit der Teufe rasch zu. Dies spricht für eine geringe abzutransportierende Abraummenge.

Um eine bessere Aussage über den Untergrund treffen zu können, werden weitere Erkundungsmethoden empfohlen. Neben Schürfgräben und Kernbohrungen können auch

geophysikalische Messungen herangezogen werden. Baggerschürfe könnten nur eine augenscheinliche Bemusterung des Vorkommens geben. Kernbohrungen sollten in allen drei Raumrichtungen erfolgen, sodass die Rekonstruktion des Trennflächengefüges bestmöglich gewährleistet wird. Diese Rekonstruktion des Trennflächengefüges bildet die Grundlage für die Erstellung der Rohblockhöflichkeit und der nachfolgenden Abbauplanung.

Vorab besteht die Möglichkeit das zu gewinnende Gestein auf eine Eignung für den jeweiligen Verwendungszweck zu prüfen. Hierzu würde sich anbieten an einem der großen Blöcke an der Oberfläche eine schonende Spaltung durchzuführen, um einen unverwitterten Kern herauszulösen. An diesem wäre eine technische Prüfung der nach der DIN-Norm geforderten Parameter durchzuführen.

---

## Literaturverzeichnis

- ALBER, J., HEINZ, H. & ET AL. (1987): *Rohstoffpotential Südliches Waldviertel - Dunkelsteinerwald*. In: Berichte Geol. B.-A., **3**: Projektbericht FA Rohstoffgeologie, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt NC-009a,b/82, 186 S., 41 Abb., 2 Tab., 30 Beil., Geol. B.-A. Wien.
- BECKE, F. (1883): *VI. Eruptivgesteine aus der Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertel*. In: Tschermak's Min. Petr. Mitt., **NF 5**: 147–173 (speziell Abschnitt B. Olivin-(Pilit-)Kersantite: 163–165). Wien.
- BÜTTNER, S. & KRUHL, J. (1997): *The evolution of a late-Variscan high- T/low-P region: the southeastern margin of the Bohemian Massif*. In: Geol. Rundsch., **86**: 21–38. Stuttgart.
- CARSWELL, D. (1991): *Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria*. In: European Journal of Mineralogy, **3**: 323–342.
- DALLMEYER, R., FRANKE, W. & WEBER, K. (1995): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer. Berlin.
- EISBACHER, G. (1991): *Einführung in die Tektonik*. Ferdinand Enke Verlag. 310 S.
- EXEL, R. (2008): *Neuerkenntnisse zur Geologie und Mineralführung der Loja bei Persenbeug im südwestlichen Waldviertel (Moldanubikum der Böhmisches Masse, Niederösterreich) mit einem Beitrag zur Geschichte der Steinbrüche und des ehemaligen Grafitbergbaues*. In: Jb. Geol. B.-A., **148/1**: 15–56. Wien.
- FIALA, J., FUCHS, G. & WENDT, J. (1995): *Stratigraphy of the Moldanubian zone*. In: Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (eds) Pre-permian geology of central and eastern Europe. Springer, 417–428. Berlin.
- FINGER, F., GERDES, A., JANOUSEK, V., RENÉ, M. & RIEGLER, G. (2007): *Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases*. In: Journal of Geosciences, **52**: 9–28.

- FRANK, S., W. HAMMER, POPP, F., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1990): *Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse: Proterozoische Gesteinsserien und Variszische Hauptorogenese*. In: Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, **3**: 185–228.
- FRANKE, W. (1989): *Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Europe*. In: Geol. Soc. Am. Special Paper, **239**: 67–90. Boulder/Colorado.
- FRITZ, H. (1996): *Geodynamic and tectonic evolution of the South-eastern Bohemian Massif: The Thaya section (Austria)*. In: Miner. Petrol., **58**: 253–278. Wien.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): *Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif*. In: Geol. Rundsch., **82**: 556–565. Berlin-Heidelberg.
- FUCHS, G. (1971): *Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N.Ö.)*. In: Verh. Geol. B.-A., **1971/3**: 424–440. Wien.
- FUCHS, G. (1976): *Zur Entwicklung der Böhmisches Masse*. In: Jb. Geol. B.-A., **119**: 45–61. Wien.
- FUCHS, G. (1980): *Das Moldanubische Grundgebirge*. In: R. OBERHAUSER (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 695 S. (speziell 121–128), 164 Abb., 1 Geol. Karte v. Österr. 1:1,500.000. Wien - New York (Springer Verlag).
- FUCHS, G. (1998): *Kritische Gedanken zur neueren geodynamischen Forschung in der östlichen Böhmisches Masse*. In: Jb. Geol. B.-A., **141(1)**: 39–43. Wien.
- FUCHS, G. (2005): *Der geologische Bau der Böhmisches Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich)*. In: Jb. Geol. B.-A., **145/3+4**: 283–291. 1 Taf. (Farbkarte), Wien.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H. (1979): *Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese*. In: Verh. Geol. B.-A., 29–49. Wien.
- GEBAUER, D. & FRIEDL, G. (1993): *A 1.38 Ga protolith age for the Dobra orthogneiss (Moldanubian Zone of the Southern Bohemian Massif, NE-Austria): Evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon*. In: European Journal of Mineralogy, **5**, 1 (Suppl.), 115.

- HINTERLECHNER, K. (1911-1917): *Berichte über Aufnahmen auf dem Kartenblatt 4754 Ybbs*. In: Verh. Geol. B.-A., 1911, 17–18, 1912, 20–21, 1913, 17, 1915, 11–12, 1917, 11–12. Wien.
- HOLZER, H. (1964): *Die Flinzgraphitvorkommen im ausseralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs*. In: Verh. Geol. B.-A., **1964/2**: 360–371. Wien.
- KAPPELMÜLLER, H. (1990): *Geschicht, Geologie und Mineralogie des Werkes Loja der VBBW. - 101 DIN-A4-Seiten, 16 S/W-Abb., 53 Kristallzeichnungen*. Unveröff., aber auf Sammlertreffen verteilte Eigenproduktion Helmut KAPPELMÜLLER, 3362 Maurer, Hauptplatz 16, Feber 1990.
- KLAES, P. (1909): *Über einige Ganggesteine aus der niederösterreichischen Gneisformation*. In: Tschermak's Min. Petr. Mitt., **28**: 274–281. Wien.
- KLÖTZLI, U., FRANK, W., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1999): *The evolution of the SE Bohemian Massif based on geochronological data: a review*. In: Jb. Geol. B.-A., **141/4**: 377–394.
- KLÖTZLI, U. & PARRISH, R. (1996): *Zirkon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the Rastenberg granodiorite, South Bohemian Massif, Austria*. In: Miner. Petrol., **58**: 197–214. Wien - New York.
- KOSSMATT, F. (1927): *Gliederung des varistischen Gebirgsbaues*. In: Abh. Sächs. Geol. L.-A., **1**. Leipzig.
- KÖHLER, A. (1928): *Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel*. In: Tschermak's Min. Petr. Mitt., **39**: 125–162. Wien.
- LINNER, M. (1993): *Zur Geochemie der Paragneise in der Monotonen Serie Projekt S4709*. In: Mitt. Österr. Min. Ges., **138**: 223–225. Wien.
- LINNER, M. (1996): *Metamorphism and partial melting of the paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria)*. In: Miner. Petrol., **58**: 215–234.
- LIPOLD, M. (1852): *Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich, nördlich von der Donau*. In: Jb. Geol. R.-A., **II**: 35–54. Wien.

- LU, P. & LATHAM, J. (1999): *Developments in the assessment of in-situ block size distributions of rock masses*. In: Rock Mechanics and Rock Engineering, **32(1)**: 29–49.
- MATURA, A. (1984): *Das Kristallin am Südrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten*. In: Jb. Geol. B.-A., **127/1**: 13–27, mit Geol. Karte 1:50.000. Wien.
- MATURA, A. (2003): *Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs*. In: Jb. Geol. B.-A., **143/2**: 221–225, 3 Abb. Wien.
- MATURA, A. (2006): *Böhmische Masse*. In: WESSELY, G. (Red.): *Geologie der Österreichischen Bundesländer - Niederösterreich*, 25–39, 2 Abb. Geol. B.-A. Wien.
- MONTANI, C. (2003): *Stone 2002*. In: World marketing handbook. Faenza, Gruppo Editoriale Faenza Editrice.
- MOSCH, S. (2008): *Optimierung der Exploration, Gewinnung und Materialcharakterisierung von Naturwerksteinen*. Dissertation, Georg-August-Universität. Göttingen.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R. & FRITZ, H. (2003): *Chronological constraints of late- and post-orogenic emplacement of lamprophyre dykes in the southeastern Bohemian Massif, Austria*. In: Schweizerische Mineral. und Petrograph. Mitt., **83**: 317–330.
- NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1994): *Syn- and post-orogenic lamprophyric dyke system in the southeastern Bohemian Massif*. In: N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 476–486. Stuttgart.
- NIKOLAYEV, D., SIEGESMUND, S., MOSCH, S. & HOFFMANN, A. (2007): *Modell-based prediction of unfractured rock masses*. In: Z. dt. Ges. Geowiss., **158/3**: 483–490. Stuttgart.
- PACLOVÁ, B. (1981): *Die Bedeutung der Mikropaläobotanik und Paläopalynologie für die Kristalluntersuchungen*. In: Zemny plin a nafta, **26(4)**: 550–560. Praha.
- PALMSTRÖM, A. (1995): *RMi - a rock mass characterisation system for rock engineering purposes*. Unpublished Ph.D. thesis of the University of Oslo, Norway.
- PESCHEL, A. (1983): *Natursteine*. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. Leipzig.

- PETRAKAKIS, K. (1997): *Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis*. In: Journal of Metamorphic Geology, **15**: 203–222.
- PRIMAVORI, P. (1999): *Planet stone*. Giorgio Zusi Editore S. A. S. Verona, 326 S.
- PRISSANG, R., HELLÄ, P., LEHTIMÄKI, T., SAKSA, P., NUMMELA, J. & VUENTO, A. (2007): *Localisation of undisturbed blocks in larger dimension stone rock masses*. In: Z. dt. Ges. Geowiss., **158/3**: 471–482.
- RANJIBAR, B. & PILGRAM, R. (2000): *Modellhafte Evaluierung untertägiger Hohlräume im Bereich Niederösterreich*. Unveröff. Rohstoffforschungsprojekt NC 43 (Pilotstudie), 64 S., Abb., Beil., Montanuniversität Leoben.
- SCHARBERT, H. & FUCHS, G. (1981): *Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs*. In: Fortschr. Min., **59**: 129–152. Stuttgart.
- SCHARBERT, H. & KURAT, G. (1974): *Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria*. In: Tschermak's Min. Petr. Mitt., **21**: 110–134. Wien.
- SCHARBERT, S. (2002): *Legende und Kurze Erläuterung*. In: Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000, 45–46, Gemeinschaftsprojekt Land NÖ – Geol. B.–A. Wien.
- SELONON, O. & SUOMINEN, V. E. (2003): *Nordic stone*. Paris: UNESCO: IAEG. 64S.
- SINGEWALD, C. (1992): *Naturstein - Exploration und Gewinnung*. Rudolf Mueller. Bad Bentheim, 260 S.
- STRECKEISEN, A. (1974): *To each plutonic rock its proper name*. In: Earth Science Rev., **12**: 1–34.
- SUESS, F. (1912): *Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes*. In: Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Denkschr., **88**: 541 – 631. Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich, II: Außerzentralalpiner Anteil*. 706S., Deuticke, Wien.
- WALDMANN, L. (1951): *Das außeralpine Grundgebirge in Österreich*. In: SCHAFFER, F.X. (ed.): Geologie von Österreich, **2.Aufl.**: 10–104. Deuticke, Wien.

- WALLBRECHER, E., BRANDMAYER, M., HANDLER, R. & ET AL. (1996): *Konjugierte Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse: variszische und alpidische kinematische Entwicklung - Wandertagung Wels 1996*. In: Österr. Geol. Ges., **16**: 12–28. Wien.
- WINKELBAUER, T. (1986): *Studien zur Geschichte der Wald- und Mühlviertler Glashütten, ihrer Glasmeister und Arbeiter im 17. und 18. Jahrhundert*. Diplomarbeit, Institut für Österreichische Geschichtsforschung. Wien.
- ZEITELHOFER, H., SCHNERIDER, D., GRASEMANN, B., PETRAKAKIS, K. & THÖNI, M. (2014): *Polyphase tectonics and late Variscan extension in Austria (Moldanubian Zone, Strudengau area)*. In: Int. Journal of Earth Science, **103**: 83–102.

## A Gefügedaten

### Legende

Lithologie			
AT	Amphibolit	L_ OG	leukograter Orthogneis
bsGg	basisches Ganggestein	mGr	Mittelkorngranit
Fsp	Feldspat	My	Mylonit
fGr	Feinkorngranit	Pe	Pegmatit
GrGg	Granitgang	PG_ D	Paragneis Drosendorf
GP	Granitporphyr	PG_ O	Paragneis Ostrong
Gru_ G	Granulit Gföhl	Qtz	Quarz
Gru_ O	Granulit Ostrong	SP	Serpentinit
KT	Kersantit	vwWG	verwitterter Weinsberger G.
L_ Gr	leukograter Granit	WG	Weinsberger Granit

Struktur	
FA	Faltenachse
Kf	Kluftfläche
S	Schieferungsfläche
St	Störungsfläche

Tabelle A.1.: Strukturdaten Weinsberger Wald

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Lithologie
8	Kf	58	64	PG_ O
8	Kf	64	70	PG_ O
8	Kf	78	65	PG_ O
10	Kf	86	52	PG_ O
10	Kf	84	52	PG_ O
10	Kf	88	60	PG_ O
22	Kf	62	81	vwWG
22	Kf	58	90	vwWG
22	Kf	62	82	vwWG
22	Kf	54	85	vwWG

Tabelle A.1.: Strukturdaten Weinsberger Wald

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Lithologie
22	Kf	68	88	vwWG
22	St	211	40	vwWG
27	Kf	330	70	WG
27	Kf	197	80	WG
27	Kf	240	80	WG
27	Kf	178	74	WG
27	Kf	182	75	WG
46	Kf	214	85	WG
46	Kf	208	84	WG
46	Kf	214	85	WG
46	Kf	210	84	WG
46	Kf	93	84	WG
46	Kf	98	82	WG
46	Kf	280	70	WG
54	Kf	312	66	My
54	Kf	310	65	My
54	Kf	312	68	My
54	Kf	308	66	My
54	Kf	310	63	My
54	Kf	330	70	My
54	Kf	331	70	My
54	Kf	330	68	My
54	Kf	320	60	My
54	Kf	148	43	My
54	Kf	159	40	My
54	Kf	142	43	My
54	Kf	81	63	My
54	Kf	63	65	My
54	Kf	58	50	My
54	Kf	50	51	My
54	St	60	75	My
54	St	72	75	My
54	St	68	76	My
54	St	310	70	My
54	St	314	70	My

Tabelle A.1.: Strukturdaten Weinsberger Wald

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Lithologie
54	St	313	70	My
71	Kf	338	70	WG
71	Kf	335	71	WG
71	Kf	342	70	WG
71	Kf	339	70	WG
71	Kf	336	75	WG
71	Kf	96	85	WG
71	Kf	90	87	WG
71	Kf	85	94	WG
71	Kf	258	88	WG
71	Kf	250	86	WG
71	Kf	254	86	WG
94	St	10	90	WG
94	St	10	85	WG
94	St	6	82	WG
94	St	10	86	WG
96	St	18	83	WG
98	St	348	85	WG
98	St	340	80	WG
98	St	340	80	WG
98	St	339	81	WG
98	St	340	73	WG
98	St	335	84	WG
98	St	336	75	WG
101	St	340	80	WG
101	St	337	80	WG
101	St	338	80	WG
101	St	266	89	WG
101	St	269	90	WG
101	St	274	88	WG
101	St	271	83	WG
101	St	270	83	WG
101	St	270	84	WG
101	St	354	85	WG
101	St	271	85	WG

Tabelle A.1.: Strukturdaten Weinsberger Wald

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Lithologie
101	St	27	85	WG
101	St	25	85	WG
101	St	209	80	WG
101	St	30	85	WG
101	St	339	80	WG
101	St	19	86	WG
101	St	18	84	WG
101	St	201	84	WG
101	St	210	81	WG
101	St	274	79	WG
101	St	273	80	WG
101	St	274	83	WG
102	St	340	80	WG
102	St	351	85	WG
102	St	359	86	WG
102	St	358	88	WG
102	St	334	85	WG
102	St	336	88	WG
102	St	330	88	WG
103	St	24	85	WG
103	St	32	85	WG
103	St	33	90	WG
107	St	262	68	WG
107	St	286	84	WG
107	St	255	81	WG
111	Kf	9	88	WG
111	Kf	11	84	WG
111	Kf	9	90	WG
117	Kf	321	68	WG

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
2	S	210	60			PG_O
2	S	190	57			PG_O
2	S	218	50			PG_O
3	S	224	46			PG_O
3	Kf	318	83			PG_O
3	Kf	313	75			PG_O
3	Kf	314	80			PG_O
3	Kf	299	79			PG_O
4	St	321	79			PG_O
4	St	320	75			PG_O
5	St	332	64			PG_O
5	St	316	90			PG_O
5	FA	125	32			PG_O
5	FA	145	34			PG_O
6	Kf	336	70			PG_O
6	Kf	70	80			PG_O
6	Kf	324	55			PG_O
6	Kf	333	64			PG_O
6	Kf	340	70			PG_O
6	Kf	340	69			PG_O
8	Kf	263	64			PG_O
8	Kf	300	59			PG_O
8	Kf	258	67			PG_O
8	Kf	306	75			PG_O
8	Kf	329	84			PG_O
8	FA	193	42			PG_O
9	Kf	328	80			PG_O
9	Kf	330	80			PG_O
10	S	88	30			PG_O
10	Kf	314	67			PG_O
10	Kf	338	62			PG_O
10	Kf	295	85			PG_O
11	Kf	262	71			PG_O
12	Kf	348	70			PG_O
12	Kf	222	82			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
12	Kf	102	70			PG_O
12	Kf	312	35			PG_O
12	Kf	314	68			PG_O
12	Kf	350	70			PG_O
12	Kf	326	50			PG_O
12	Kf	310	78			PG_O
13	Kf	338	61			PG_O
13	Kf	350	88			PG_O
13	FA	128	26			PG_O
14	Kf	333	71			PG_O
14	Kf	330	69			PG_O
14	Kf	45	85			PG_O
14	Kf	324	60			PG_O
15	Kf	158	74			PG_O
15	Kf	272	38			PG_O
15	FA	132	22			PG_O
16	Kf	310	81			PG_O
16	Kf	44	75			PG_O
16	Kf	302	86			PG_O
16	Kf	325	90			PG_O
16	Kf	300	50			PG_O
17	S	220	46			PG_O
17	Kf	278	88			PG_O
17	Kf	330	66			PG_O
17	Kf	41	80			PG_O
17	Kf	88	85			PG_O
17	St	340	68	256	27	PG_O
18	Kf	298	84			PG_O
18	Kf	328	70			PG_O
18	Kf	326	75			PG_O
18	FA	141	26			PG_O
19	FA	150	40			PG_O
20	Kf	334	82			PG_O
20	Kf	21	62			PG_O
20	Kf	325	43			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
20	Kf	135	55			PG_O
20	Kf	296	85			PG_O
20	Kf	320	75			PG_O
20	Kf	316	75			PG_O
20	Kf	304	84			PG_O
20	Kf	40	63			PG_O
20	Kf	310	40			PG_O
20	Kf	328	57			PG_O
20	Kf	88	90			PG_O
20	Kf	327	63			PG_O
20	Kf	328	59			PG_O
20	Kf	240	80			PG_O
20	Kf	308	84			PG_O
20	Kf	316	86			PG_O
20	Kf	225	82			PG_O
20	Kf	303	84			PG_O
20	Kf	310	75			PG_O
20	Kf	342	75			PG_O
20	Kf	302	42			PG_O
20	Kf	308	83			PG_O
20	Kf	300	89			PG_O
21	FA	138	31			PG_O
21	FA	150	4			PG_O
21	FA	152	16			PG_O
21	FA	150	5			PG_O
22	S	238	80			PG_O
23	S	214	61			PG_O
23	S	228	80			PG_O
24	Kf	330	75			PG_O
24	Kf	305	85			PG_O
25	S	238	60			PG_O
25	S	238	70			PG_O
25	St	332	80	242	25	PG_O
25	FA	153	15			PG_O
26	Kf	330	85			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
26	FA	162	24			PG_O
26	FA	164	12			PG_O
27	S	210	63			PG_O
27	FA	140	20			PG_O
28	Kf	310	80			PG_O
28	FA	130	25			PG_O
29	S	224	57			PG_O
28	FA	135	30			PG_O
30	Kf	47	66			PG_O
30	Kf	112	75			PG_O
30	FA	152	32			PG_O
31	Kf	300	75			PG_O
31	Kf	341	80			PG_O
31	FA	162	35			PG_O
32	Kf	15	57			PG_O
32	Kf	305	85			PG_O
32	St	147	62			PG_O
33	S	195	55			PG_O
33	S	208	57			PG_O
33	S	220	60			PG_O
33	Kf	308	54			PG_O
33	Kf	38	84			PG_O
33	Kf	45	39			PG_O
33	Kf	317	63			PG_O
33	FA	117	14			PG_O
34	Kf	220	70			PG_O
34	Kf	313	63			PG_O
34	Kf	310	90			PG_O
34	Kf	292	52			PG_O
34	Kf	310	80			PG_O
34	Kf	215	70			PG_O
35	S	202	53			PG_O
35	Kf	300	79			PG_O
36	S	173	60			PG_O
36	S	200	45			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
36	S	196	62			PG_O
36	Kf	46	85			PG_O
36	Kf	304	80			PG_O
36	Kf	308	66			PG_O
37	S	190	40			PG_O
37	S	178	54			PG_O
37	Kf	316	79			PG_O
37	Kf	74	59			PG_O
37	Kf	88	59			PG_O
37	Kf	80	70			PG_O
37	Kf	304	84			PG_O
37	Kf	80	61			PG_O
39	S	180	49			PG_O
39	Kf	115	88			PG_O
41	S	202	54			PG_O
41	Kf	120	80			PG_O
41	Kf	115	83			PG_O
42	S	178	46			PG_O
42	S	180	64			PG_O
42	Kf	280	80			PG_O
42	Kf	88	53			PG_O
42	Kf	122	80			PG_O
42	FA	101	10			PG_O
43	S	220	40			PG_O
43	S	215	40			PG_O
43	Kf	100	60			PG_O
43	Kf	180	90			PG_O
43	Kf	85	62			PG_O
43	FA	118	0			PG_O
43	FA	120	3			PG_O
47	S	200	44			PG_O
50	S	44	65			PG_O
50	Kf	320	80			PG_O
50	Kf	345	2			PG_O
50	Kf	145	78			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
50	FA	120	10			PG_O
50	FA	125	8			PG_O
51	Kf	338	88			PG_O
51	Kf	213	84			PG_O
51	Kf	135	90			PG_O
51	Kf	3	89			PG_O
51	FA	158	9			PG_O
52	S	56	86			PG_O
52	S	76	68			PG_O
52	S	72	72			PG_O
52	FA	150	12			PG_O
53	S	65	64			PG_O
53	Kf	144	89			PG_O
53	FA	150	12			PG_O
54	S	60	73			PG_O
54	Kf	307	79			PG_O
54	Kf	18	76			PG_O
54	Kf	135	80			PG_O
54	FA	146	7			PG_O
55	S	82	60			PG_O
55	Kf	318	80			PG_O
55	Kf	319	85			PG_O
55	Kf	300	57			PG_O
55	Kf	226	74			PG_O
55	Kf	330	60			PG_O
55	Kf	3	70			PG_O
55	Kf	142	90			PG_O
55	FA	150	3			PG_O
56,57	S	52	89			PG_O
56,57	S	108	53			PG_O
56,57	S	100	27			PG_O
56,57	S	117	45			PG_O
56,57	S	114	56			PG_O
56,57	Kf	37	84			PG_O
56,57	Kf	285	46			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
56,57	Kf	20	55			PG_O
56,57	Kf	208	58			PG_O
56,57	Kf	225	74			PG_O
56,57	Kf	304	65			PG_O
56,57	Kf	277	65			PG_O
56,57	Kf	34	56			PG_O
56,57	Kf	288	68			PG_O
56,57	Kf	310	60			PG_O
58	S	112	53			PG_O
58	S	102	43			PG_O
58	S	108	46			PG_O
58	Kf	340	89			PG_O
58	Kf	285	56			PG_O
58	Kf	292	58			PG_O
58	Kf	125	17			PG_O
58	Kf	341	89			PG_O
58	Kf	338	52			PG_O
58	Kf	217	77			PG_O
58	Kf	217	86			PG_O
58	Kf	350	89			PG_O
58	Kf	240	60			PG_O
58	Kf	207	70			PG_O
59	S	102	35			PG_O
59	Kf	40	87			PG_O
59	Kf	320	70			PG_O
60	S	95	45			PG_O
60	S	110	41			PG_O
60	Kf	30	77			PG_O
60	Kf	360	85			PG_O
60	Kf	300	36			PG_O
60	Kf	358	75			PG_O
60	Kf	298	54			PG_O
61	S	82	45			PG_O
61	S	87	40			PG_O
61	Kf	235	39			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
61	Kf	208	80			PG_O
61	Kf	348	85			PG_O
61	Kf	208	66			PG_O
61	Kf	280	54			PG_O
62	S	98	44			PG_O
62	S	70	32			PG_O
62	Kf	352	76			PG_O
62	Kf	285	32			PG_O
62	Kf	42	84			PG_O
62	Kf	162	24			PG_O
62	Kf	218	35			PG_O
62	Kf	142	85			PG_O
62	Kf	152	89			PG_O
62	Kf	295	25			PG_O
62	Kf	155	84			PG_O
62	Kf	243	68			PG_O
62	Kf	126	90			PG_O
62	Kf	211	53			PG_O
63	S	121	62			PG_O
63	S	82	24			PG_O
63	Kf	155	83			PG_O
63	Kf	321	85			PG_O
63	Kf	216	89			PG_O
63	Kf	34	87			PG_O
63	Kf	388	70			PG_O
63	Kf	10	35			PG_O
63	Kf	345	80			PG_O
64	S	80	45			PG_O
64	S	78	45			PG_O
64	S	102	62			PG_O
64	Kf	196	80			PG_O
64	Kf	275	25			PG_O
64	Kf	220	78			PG_O
64	Kf	308	43			PG_O
64	Kf	238	90			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
64	Kf	348	50			PG_O
64	Kf	230	80			PG_O
65	S	75	20			Gru_O
65	S	88	43			Gru_O
65	Kf	293	43			Gru_O
65	Kf	267	35			Gru_O
65	Kf	305	75			Gru_O
65	Kf	298	38			Gru_O
66	S	106	46			PG_O
66	Kf	202	50			PG_O
66	Kf	156	85			PG_O
68	S	105	58			Gru_O
68	Kf	220	47			Gru_O
68	Kf	352	70			Gru_O
68	Kf	295	40			Gru_O
68	Kf	264	34			Gru_O
69	S	65	45			PG_O
69	Kf	232	46			PG_O
70	S	60	46			PG_O
70	Kf	230	42			PG_O
70	Kf	142	89			PG_O
70	Kf	296	75			PG_O
72	S	53	47			GP
72	Kf	241	47			GP
72	Kf	286	68			GP
73	S	86	44			Gru_O
73	Kf	328	61			Gru_O
73	Kf	18	89			Gru_O
74	Kf	10	85			PG_O
74	Kf	152	89			PG_O
76	S	90	45			PG_O
76	Kf	306	80			PG_O
76	Kf	232	70			PG_O
78	S	105	66			Gru_O
78	S	90	62			Gru_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
78	Kf	220	75			Gru_O
78	Kf	25	80			Gru_O
78	Kf	230	62			Gru_O
78	Kf	342	72			Gru_O
79	S	110	55			PG_O
81	S	82	40			PG_O
81	Kf	190	60			PG_O
81	Kf	312	87			PG_O
81	Kf	158	89			PG_O
81	Kf	18	75			PG_O
82	Kf	170	80			PG_O
82	Kf	186	89			PG_O
82	FA	192	3			PG_O
84	S	104	60			PG_O
84	Kf	2	72			PG_O
84	Kf	112	45			PG_O
85	S	101	65			PG_O
86	S	102	55			PG_O
88	S	32	87			PG_O
89	S	60	78			L_OG
89	Kf	321	60			L_OG
91	S	220	73			L_OG
95	S	108	60			PG_O
95	Kf	174	74			PG_O
95	Kf	294	57			PG_O
96	S	119	63			PG_O
96	Kf	81	46			PG_O
96	Kf	25	75			PG_O
96	Kf	44	67			PG_O
97	S	92	63			Gru_G
97	Kf	178	75			Gru_G
98	S	280	84			PG_O
98	S	280	85			PG_O
98	Kf	146	71			PG_O
98	Kf	184	65			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
99	S	90	65			Gru_G
99	Kf	197	70			Gru_G
99	Kf	128	47			Gru_G
100	S	98	89			PG_O
100	Kf	28	85			PG_O
100	Kf	222	53			PG_O
100	St	94	85	184	5	PG_O
101	S	332	64			Gru_G
101	Kf	334	88			Gru_G
101	Kf	70	89			Gru_G
103	S	110	76			Gru_G
103	Kf	208	74			Gru_G
103	Kf	345	54			Gru_G
103	FA	30	17			Gru_G
104	S	100	74			PG_O
104	S	94	75			PG_O
104	Kf	8	81			PG_O
104	Kf	238	15			PG_O
104	Kf	172	75			PG_O
104	FF	357	20			PG_O
105	S	266	76			Gru_G
105	Kf	335	80			Gru_G
105	Kf	160	20			Gru_G
106	S	75	30			Gru_G
108	S	92	40			PG_O
109	S	85	56			PG_O
109	S	88	69			PG_O
109	Kf	180	70			PG_O
109	Kf	262	10			PG_O
110	S	103	68			PG_O
110	Kf	168	75			PG_O
110	Kf	30	16			PG_O
111	S	327	60			Gru_G
111	Kf	200	58			Gru_G
111	Kf	274	75			Gru_G

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
112	S	124	80			Gru_G
113	S	110	65			Gru_G
115	S	88	60			My
116	S	113	17			PG_G
116	Kf	170	61			PG_G
116	Kf	30	75			PG_G
117	S	110	40			PG_G
118	S	110	18			PG_G
118	Kf	280	80			PG_G
118	Kf	12	70			PG_G
119	S	248	12			AT
119	Kf	6	85			AT
119	Kf	162	85			AT
119	Kf	80	62			AT
119	Kf	280	70			AT
120	S	125	42			PG_G
120	Kf	292	57			PG_G
120	Kf	18	60			PG_G
120	Kf	76	85			PG_G
121	S	135	42			PG_G
121	S	112	38			PG_G
121	Kf	295	35			PG_G
121	Kf	237	84			PG_G
121	Kf	300	55			PG_G
122	Kf	125	70			AT
122	Kf	152	90			AT
122	Kf	0	67			AT
122	Kf	45	87			AT
123	S	80	31			AT
123	Kf	310	65			AT
123	Kf	216	40			AT
123	Kf	45	73			AT
123	Kf	200	50			AT
124	S	150	86			PG_G
124	S	176	88			PG_G

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
124	FA	210	58			PG_G
124	FA	228	65			PG_G
125	S	72	50			AT
127	S	50	80			PG_O
128	S	94	84			PG_O
129	S	76	62			PG_O
129	S	86	60			PG_O
130	S	264	79			PG_O
130	S	75	89			PG_O
130	Kf	0	15			PG_O
131	S	105	80			PG_O
132	S	72	82			PG_O
132	Kf	335	85			PG_O
133	S	190	55			PG_O
134	S	230	75			PG_O
134	S	210	70			PG_O
134	Kf	340	53			PG_O
134	Kf	298	72			PG_O
134	Kf	26	44			PG_O
135	S	172	66			PG_O
136	S	208	76			PG_O
138	S	174	89			PG_O
138	S	351	76			PG_O
138	FA	66	14			PG_O
139	S	84	19			PG_O
139	Kf	23	84			PG_O
139	Kf	125	81			PG_O
140	S	183	65			PG_O
141	S	209	49			PG_O
141	S	196	63			PG_O
142	S	30	63			PG_O
143	S	175	63			PG_O
144	S	150	55			PG_O
145	S	200	46			PG_O
145	S	194	30			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
145	Kf	106	63			PG_O
145	Kf	305	82			PG_O
146	S	187	58			L_OG
146	Kf	22	88			L_OG
146	Kf	260	74			L_OG
146	FA	275	3			L_OG
148	S	220	35			PG_O
148	Kf	174	74			PG_O
148	Kf	250	84			PG_O
149	S	18	41			AT
149	S	15	64			AT
149	FA	37	32			AT
150	S	50	40			AT
150	S	320	64			AT
151	S	17	65			AT
154	Kf	180	90			GP
154	Kf	54	72			GP
154	Kf	2	92			GP
154	Kf	14	90			GP
154	Kf	104	85			GP
154	Kf	248	79			GP
156	Kf	4	89			GP
156	Kf	155	27			GP
156	Kf	213	74			GP
156	Kf	292	76			GP
156	Kf	8	80			GP
156	Kf	2	79			GP
156	Kf	114	24			GP
156	Kf	68	90			GP
156	Kf	294	84			GP
156	Kf	232	85			GP
158	S	38	50			PG_O
159	S	120	55			PG_O
160	S	340	88			GP
163	Kf	357	45			PG_O

Tabelle A.2.: Strukturdaten Ostrong

---

Wegpunkt	Art	DipDirection	Dip	Azimuth	Plunge	Lithologie
166	S	133	45			KT
166	Kf	40	86			KT
166	Kf	10	88			KT
166	Kf	123	71			KT
167	S	145	40			PG_O
169	S	124	43			PG_D
170	S	118	43			PG_D
176	Kf	163	80			PG_O
177	Kf	8	87			PG_O
177	Kf	3	85			PG_O
177	FA	38	10			PG_O
179	S	155	68			PG_O
179	Kf	53	59			PG_O
179	Kf	270	71			PG_O
180	S	120	60			PG_O
182	S	95	46			PG_G

## B Probenliste

Koordinatensystem: Österreichische Bessel Lambert Projektion

Tabelle B.1.: Probenliste Weinsberger Wald

WP	Lithologie	ProbenNr.	Dünns.	RW	HW	Bemerkung
1	PG_O	P1		533221,8	495368,7	
2	L_OG	P2	✓	533155,1	495352,8	
3	L_OG	P3		532949,8	495874,6	
4	PG_O			532651,3	495953,9	
5	L_OG	P4	✓	532427,3	496344,6	
6	PG_O	P5		532604,1	496306,1	
7	PG_O			532934,7	498012,5	
8	PG_O			532417,4	495821,6	
9	PG_O			532155,5	495374,0	
10	PG_O			532104,7	495354,9	
11	PG_O	P6		531895,1	495715,3	
12	WG	P7		530870,4	496142,5	
13	vwWG	P8		530735,0	496362,6	Tonmineralbildung
13	vwWG	P9		530735,0	496362,6	Tonmineralbildung
13	Qz	P10		530735,0	496362,6	
14	WG			531138,7	497622,0	
15	WG			531142,5	498521,7	
16	vwWG	P11		530774,0	499204,1	
17	vwWG			531778,8	499995,0	
18	vwWG			531765,5	499834,9	
19	WG	P12		529890,1	495679,3	
20	WG	P13		528793,0	495821,5	
21	WG			529560,2	497370,2	
22	vwWG	P14		529581,4	497296,1	
23	vwWG			528037,8	496200,7	
24	vwWG			527916,0	497153,2	
25	WG	P15	✓	528355,3	497292,1	
26	WG	P16		527732,2	497569,9	
27	WG			529894,7	497814,7	
28	fGr	P17		531045,9	500591,6	
28	fGr	P17b	✓	531045,9	500591,6	Kontaktbereich

Tabelle B.1.: Probenliste Weinsberger Wald

WP	Lithologie	ProbenNr.	Dünns.	RW	HW	Bemerkung
29	vwWG			530770,8	500323,3	
30	mGr	P18		531003,2	501639,2	
31	mGr	P19		530905,9	501356,6	hell
32	mGr			530938,7	501451,9	hell
33	fGr	P20		530954,5	501378,8	
34	vwWG			529197,6	499928,0	
35	WG	P21		528330,7	501463,8	
36	vwWG			527815,9	501239,4	
37	mGr	P22	✓	527794,7	501209,6	
38	mGr	P23		527736,5	501703,7	
39	mGr	P24		527156,9	500288,4	
40	WG			527370,2	503962,2	
41	vwWG	P25		526964,7	503578,5	
42	vwWG			526161,7	503484,6	
43	vwWG			529025,4	498874,7	
44	vwWG			527581,4	499295,0	
45	WG			525881,8	499653,2	
46	WG	P26		526131,2	499524,2	
47	WG			525819,1	501873,2	
48	vwWG			526856,7	501505,5	
49	bsGg	P27	✓	526736,7	500239,7	
50	mGr	P28		526726,1	500213,2	
51	WG			526793,8	500628,1	
52	WG			525345,3	504164,2	
53	vwWG			524211,7	505077,7	
54	My	P55		523173,5	504987,7	
54	My	P56 a, b, c		523173,5	504987,7	
55	fGr	P29	✓	522520,3	504227,1	
56	WG			522440,9	504257,8	
57	My			522658,9	504544,6	
58	WG			523608,6	503039,5	
59	WG	P30		522447,3	504245,1	
60	fGr	P31		522317,1	504073,7	
61	WG			521202,2	501921,4	
62	WG			520810,6	500656,7	

Tabelle B.1.: Probenliste Weinsberger Wald

WP	Lithologie	ProbenNr.	Dünns.	RW	HW	Bemerkung
63	vwWG			521734,0	500763,3	
64	WG			521978,1	503267,0	
65	fGr	P32		522807,6	503603,6	Kontaktbereich
66	fGr	P33		524220,0	500966,5	
66	Fsp	P34	✓	524220,0	500966,5	
66	fGr	P35		524220,0	500966,5	verwittert
67	Wg			524719,5	501937,0	
68	mGr			524673,0	501958,9	
69	WG			525253,2	503025,9	
70	vwWG			524427,2	503718,4	
71	WG			523389,8	502464,0	
72	vwWG			523472,3	502017,9	
73	WG			523990,6	503904,9	
74	WG			524818,4	504853,0	
75	WG			522961,1	497970,3	
76	fGr	P36		522631,3	497953,6	
77	fGr	P37	✓	522267,0	498048,1	
78	mGr	P38		524123,2	499348,2	
79	WG			524316,4	499092,8	
80	Fsp	P39	✓	525000,9	497882,1	
80	mGr	P40		525000,9	497882,1	
81	mGr	P41		524444,7	498390,4	
82	WG			524375,9	498407,6	
83	vwWG			526859,1	497698,0	
84	WG			527280,1	497340,9	
85	bsGg	P42	✓	527574,3	496587,4	
86	bsGg	P43		527713,2	495670,2	
87	WG			527383,3	495445,0	
88	bsGg			527671,9	495863,9	
89	My	P45	✓	526210,4	494801,0	
90	My	P44	✓	526248,8	494732,2	
91	fGr	P46		520627,9	497776,1	Kontaktbereich
91	Pe	P54		520627,9	497776,1	
92	fGr	P47		522039,7	497458,6	
93	fGr	P48	✓	521812,0	496472,2	große Fsp

Tabelle B.1.: Probenliste Weinsberger Wald

WP	Lithologie	ProbenNr.	Dünns.	RW	HW	Bemerkung
94	WG			522897,1	496980,3	
95	mGr	P49		522939,5	496887,0	
96	WG			523040,6	496784,5	
97	fGr			523127,9	496674,1	
98	WG			523132,6	496619,2	
99	fGr			521257,7	496333,9	
100	WG			523215,6	496647,6	
101	WG			522749,7	495362,8	
102	WG			522605,5	495324,4	
103	WG			522510,3	495020,9	
104	mGr	P50		523803,4	495245,2	
105	WG			523600,3	497021,5	
106	mGr	P51	✓	525473,5	495547,2	rötlich
108	vwWG			524996,1	493405,7	
109	fGr	P52		524422,2	493600,2	
110	fGr	P53	✓	524939,8	494926,7	
111	WG			525172,0	490559,5	
112	WG			524243,8	489620,8	
113	WG			523662,8	489206,4	
114	WG			523534,2	489373,1	
115	WG			523610,4	489595,3	
116	WG			524310,5	490551,0	
117	WG			526612,3	493859,1	
118	PG_O	P61		527912,0	490077,4	
119	My	P62		527774,4	490192,5	
120	WG			524917,9	499862,7	
121	WG			525897,9	499745,8	
122	WG			526585,8	502233,5	

Tabelle B.2.: Probenlist Ostrong

WP	Lithologie	ProbenNr.	Dünns.	RW	HW	Bemerkung
1	Qz			531684,3	491320,3	
2	PG_O			531606,3	491335,4	
3	PG_O	PO1		530416,8	489646,3	
4	PG_O			530526,8	489577,0	
5	PG_O	PO9		530337,9	488969,0	
5	PG_O	PO10		530337,9	488969,0	
6	PG_O	PO2		531503,1	491041,3	
6	GrGg			531503,1	491041,3	
7	PG_O			531456,5	490973,5	
8	PG_O			530450,1	488440,6	
9	PG_O			531035,8	491276,8	
10	PG_O			530975,6	491308,5	
11	PG_O			530932,6	491303,7	
12	PG_O			530927,9	491281,5	
13	PG_O			530939,6	491212,1	
14	PG_O	PO4		530894,5	490942,3	
14	Pe	PO3		530894,5	490942,3	
15	PG_O			531266,6	491090,4	
16	PG_O			530845,3	490605,2	
17	PG_O			530854,9	490652,3	
18	PG_O			530905,7	490605,7	
19	PG_O			530954,4	490637,5	
20	PG_O			530746,9	490543,3	
21	PG_O			530709,4	490501,5	
22	PG_O			530657,0	490463,4	
23	PG_O			530758,6	490474,5	
25	PG_O			531106,2	490138,7	
26	PG_O			531227,9	490175,8	
27	PG_O			530701,4	489157,1	
28	PG_O	PO5	✓	530918,4	489028,8	
28	PG_O	PO6	✓	530918,4	489028,8	
29	PG_O			530881,3	488905,8	
30	PG_O			530997,7	488971,9	
31	PG_O			531016,3	488412,3	
32	PG_O	PO7		530795,3	488056,5	

Tabelle B.2.: Probenlist Ostrong

WP	Lithologie	ProbenNr.	Dünns.	RW	HW	Bemerkung
32	Pe	PO8		530795,3	488056,5	
33	PG_O			530432,4	486075,6	
34	PG_O			530393,9	486031,1	
35	PG_O			531242,4	484305,5	
35	GrGg			531242,4	484305,5	
36	PG_O			531266,4	484272,8	
36	GrGg			531266,4	484272,8	
37	PG_O	PO11		531347,1	484251,6	
37	PG_O	PO12		531347,1	484251,6	
37	GrGg	PO10	✓	531347,1	484251,6	
38	GP	PO13	✓	531308,9	484269,0	
39	PG_O			531429,1	484143,2	
39	GrGg			531429,1	484143,2	
39	Pe			531429,1	484143,2	
40	PG_O	PO14	✓	531060,2	484329,8	
41	PG_O			530063,4	484059,8	
41	Qz	PO15		530063,4	484059,8	
42	PG_O			529875,6	484360,1	
43	PG_O			530205,0	484739,8	
44	PG_O	PO16	✓	529731,2	483183,5	
45	PG_O	PO17	✓	529763,6	483198,0	
46	Pe	PO18	✓	529761,0	483368,7	
47	PG_O	PO19		529888,8	483095,4	
48	PG_O	PO20		530193,6	486944,6	
49	PG_O			529870,8	485574,0	
50	PG_O			529067,8	484843,4	
51	PG_O	PO21		528125,7	484281,8	
52	PG_O	PO22	✓	528392,0	484269,4	
52	GrGg			528392,0	484269,4	
53	PG_O			527696,3	483964,1	
54	PG_O			527742,9	484166,3	
55	PG_O			527824,2	484050,9	
56	PG_O			527348,0	485045,1	
57	PG_O			527357,1	485062,4	
58	PG_O			527291,1	484919,3	

Tabelle B.2.: Probenlist Ostrong

WP	Lithologie	ProbenNr.	Dünns.	RW	HW	Bemerkung
59	PG_O			527053,0	484581,7	
60	PG_O			526896,4	484258,9	
61	PG_O	PO23	✓	526877,3	484287,4	granulitisch
62	PG_O	PO24	✓	526827,3	484314,4	granulitisch
63	PG_O			526795,5	484400,9	
63	GrGg			526795,5	484400,9	
63	Pe	PO26		526795,5	484400,9	
64	PG_O			526693,1	484428,7	
65	GrGg			526764,6	484226,3	
65	Gru_O	PO25	✓	526764,6	484226,3	
66	PG_O			526735,2	484101,7	
67	GP	PO27	✓	526650,7	483809,6	
68	Gru_O	PO28	✓	526643,1	483633,8	
69	PG_O			526783,0	483571,6	
70	PG_O			526826,0	483508,8	
71	GP			526617,6	483633,6	
72	GP			526718,8	483234,3	
72	GrGg			526718,8	483234,3	
73	Gru_O			526526,1	482713,8	
74	PG_O	PO29	✓	526698,3	482687,7	
75	PG_O	PO31	✓	527880,7	483057,9	
75	Qz	PO30		527880,7	483057,9	
76	PG_O			526421,3	482419,6	
77	GrGg			526471,0	482389,6	
78	Gru_O			526456,3	482168,1	
79	PG_O			526480,1	482131,0	Gru.lagen
80	L_OG	PO32		526544,6	481778,9	
81	PG_O			526300,2	482338,7	
82	PG_O			526345,8	482187,9	
82	GrGg	PO33		526345,8	482187,9	
83	PG_O			526319,9	482201,6	granulitisch
84	PG_O			526233,6	481992,0	
85	PG_O			526338,5	481814,2	
86	PG_O			526151,5	481136,1	granulitisch
86	GrGg			526151,5	481136,1	

Tabelle B.2.: Probenlist Ostrong

WP	Lithologie	ProbenNr.	Dünns.	RW	HW	Bemerkung
87	L_OG	PO34		526679,0	481521,2	
88	PG_O			527106,9	481105,0	
89	L_OG			526992,1	481046,3	
90	L_OG			527018,7	480991,0	
91	L_OG			527584,0	482032,8	
92	PG_O	PO35	✓	528890,3	483141,0	
93	KT	PO36		528890,0	481698,5	
94	PG_O	PO37		529288,2	483244,7	
95	PG_O			526095,2	481975,0	Gru. Lagen
96	PG_O			526059,8	481799,8	Gru. Lagen
97	Gru_G	PO38	✓	526006,3	481677,6	
97	Gru_G	PO39		526006,3	481677,6	
98	PG_O			525987,3	481549,0	
99	Gru_G	PO40	✓	526028,0	481469,6	
100	PG_O			526052,3	481447,4	
101	Gru_G			525731,1	480797,1	
102	Gru_G	PO57	✓	525919,8	480796,8	
103	Gru_G			525976,1	480822,5	
104	PG_O			526216,4	480935,2	granulitisch
105	Gru_G			525899,9	480749,4	
106	Gru_G	PO41	✓	525623,7	480701,3	
107	AT	PO42		525606,2	480684,1	
108	PG_O			525985,1	480706,0	
109	PG_O			526360,9	480820,9	
110	PG_O			526275,7	480832,0	granulitisch
111	Gru_G	PO43	✓	525721,0	480192,8	
111	Gru_G	PO44	✓	525721,0	480192,8	
112	Gru_G			525584,6	480247,4	
113	Gru_G			525479,4	480282,4	
114	AT	PO45	✓	525526,4	480281,2	
115	My	PO46	✓	525335,9	480090,0	
116	PG_G			525148,7	480060,2	
117	PG_G	PO47		524944,3	480044,3	
118	PG_G	PO48		524899,3	480100,5	
119	AT	PO49	✓	524911,9	480056,2	

Tabelle B.2.: Probenlist Ostrong

WP	Lithologie	ProbenNr.	Dünns.	RW	HW	Bemerkung
120	PG_G			524839,8	479884,9	
121	PG_G			524575,2	479892,2	
122	AT			524680,8	479848,3	
123	AT	PO50	✓	524575,8	479424,2	
124	PG_G	PO75		524280,6	478952,5	
125	AT			524978,0	478658,4	
126	PG_O			527238,4	479130,3	
127	PG_O			527472,1	479111,7	
128	PG_O			527031,6	479178,3	
129	PG_O			527093,1	479156,1	
130	PG_O			526862,5	479306,5	
131	PG_O			526479,5	479777,6	
132	PG_O			526756,2	479512,1	
133	PG_O			527765,0	479750,6	
134	PG_O			527942,9	479718,0	
135	PG_O			528110,7	479410,6	
136	PG_O			528030,2	479596,1	
137	GrGg	PO51		528298,2	479038,7	
137	GP	PO52		528298,2	479038,7	
138	PG_O			528256,5	479165,1	
139	PG_O	PO53		528221,5	479177,8	
140	PG_O			528016,7	479796,1	
141	PG_O			527985,0	479916,7	
142	PG_O			527509,8	480107,4	
143	PG_O			528170,3	479555,3	
144	PG_O			528220,5	479501,7	
145	PG_O			528036,0	480589,8	
146	L_OG	PO74	✓	528078,3	480284,9	
147	GP	PO54	✓	528547,5	479286,1	
148	PG_O	PO55		527935,1	480824,9	
149	AT			524587,2	479088,5	
150	AT			524577,3	479148,1	
151	AT			524523,1	479077,3	
152	PG_O	PO56	✓	525525,0	480187,5	Lesestein
153	AT			529521,5	478168,2	

Tabelle B.2.: Probenlist Ostrong

WP	Lithologie	ProbenNr.	Dünns.	RW	HW	Bemerkung
154	GP	PO58	✓	529342,0	479894,2	
155	PG_O			529394,0	479806,0	
156	GP	PO59		529445,2	479580,6	
157	GP			529353,9	479259,2	
158	PG_O			529308,8	479246,7	
159	PG_O			529545,9	479409,7	
160	GP	PO60		530185,2	479396,7	
161	GP			530681,4	480185,6	
162	KT			529736,6	481924,1	
163	PG_O			533148,9	482780,0	
163	GrGg			533148,9	482780,0	
164	GP	PO61		531247,1	482804,3	
165	GP	PO62		530771,6	481133,8	
166	KT	PO63	✓	531625,0	481266,7	
167	PG_O			533369,6	483471,7	
168	L_Gr	PO64		533296,6	482755,1	
169	PG_D			532787,1	480433,2	
170	PG_D			532812,2	480474,9	
171	L_Gr			532692,3	480458,4	
172	GP	PO65	✓	532753,7	480391,8	
173	GrGg	PO66		532609,7	480501,8	
174	PG_D	PO67	✓	532215,0	480082,7	
174	PG_D	PO69		532215,0	480082,7	
175	L_Gr	PO68		532147,2	480132,5	
176	PG_O			531147,1	480786,5	
176	GrGg			531147,1	480786,5	
177	PG_O			531078,4	480823,3	
178	GP	PO70		531608,5	480765,4	
179	PG_O			532436,5	481874,7	
180	PG_O			532301,5	481341,9	
181	GP	PO71		531477,2	480284,2	
181	KT	PO72		531477,2	480284,2	
182	PG_G			524435,0	479274,0	
183	AT	PO76		524454,0	479134,3	
184	SP	PO77	✓	525802,4	480630,5	

## C Bergbau

### Legende

Abgebautes Gestein			
C	Graphit	Gs	Grus
G	Gneis	Qtz	Quarz
GgG	Ganggestein	StG	Störungsgestein
Gru	Granulit	WG	Weinsberger Granit

Abbaustätte	
HA	Halde
SB	Steinbruch
SE	Seitenentnahme
ST	Stollen

Tabelle C.1.: Bergbau Weinsberger Wald

WP	Art	Material	Rechtswert	Hochwert
13	ST	Qz, GS	530740,6	496438,6
14	SE	WG	531134,3	497615,4
15	SE	Gs, Qz	531140,6	498529,8
16	SE	Gs	530759,6	499219,9
17	SE	Gs	531779,8	499996,7
18	SE	Gs	531765,0	499842,2
22	SE	Gs	529582,7	497306,4
24	SE	Gs	527916,9	497162,5
26	SE	Gs	527751,8	497562,5
29	SE	Gs	530766,0	500331,1
34	SE	Gs	529195,4	499954,4
41	SE	Gs	526962,3	503582,3
42	SE	Gs	526158,0	503491,3

Tabelle C.1.: Bergbau Weinsberger Wald

<b>WP</b>	<b>Art</b>	<b>Material</b>	<b>Rechtswert</b>	<b>Hochwert</b>
43	SE	Gs	529023,9	498874,9
44	SE	Gs	527580,4	499298,2
48	SE	Gs	526852,2	501516,5
53	SE	Gs	524210,6	505091,5
54	ST	StG	523179,8	505006,8
57	ST	StG	522654,9	504534,8
58	SE	Gs	523609,5	503040,5
61	SE	Gs, WG	521204,9	501925,0
62	SE	Gs	520809,1	500665,6
63	SE	Gs	521734,1	500769,3
66	SE	Gs	524225,6	500966,5
70	SE	Gs	524422,3	503724,1
76	SE	Gs	522633,2	497940,9
77	SE	Gs	522264,9	498050,9
80	SE	Gs	524998,0	497892,7
83	SE	Gs	526862,8	497702,2
89	SE	WG, Gs	526202,4	494813,0
90	SE	WG, Gs	526255,3	494732,5
108	SE	Gs	524995,4	493407,0
111	SE	WG	525171,1	490568,5
120	SE	Gs	524919,7	499863,3
121	SE	Gs	525897,6	499746,9
122	SE	Gs	526585,5	502234,0

Tabelle C.2.: Bergbau Ostrong

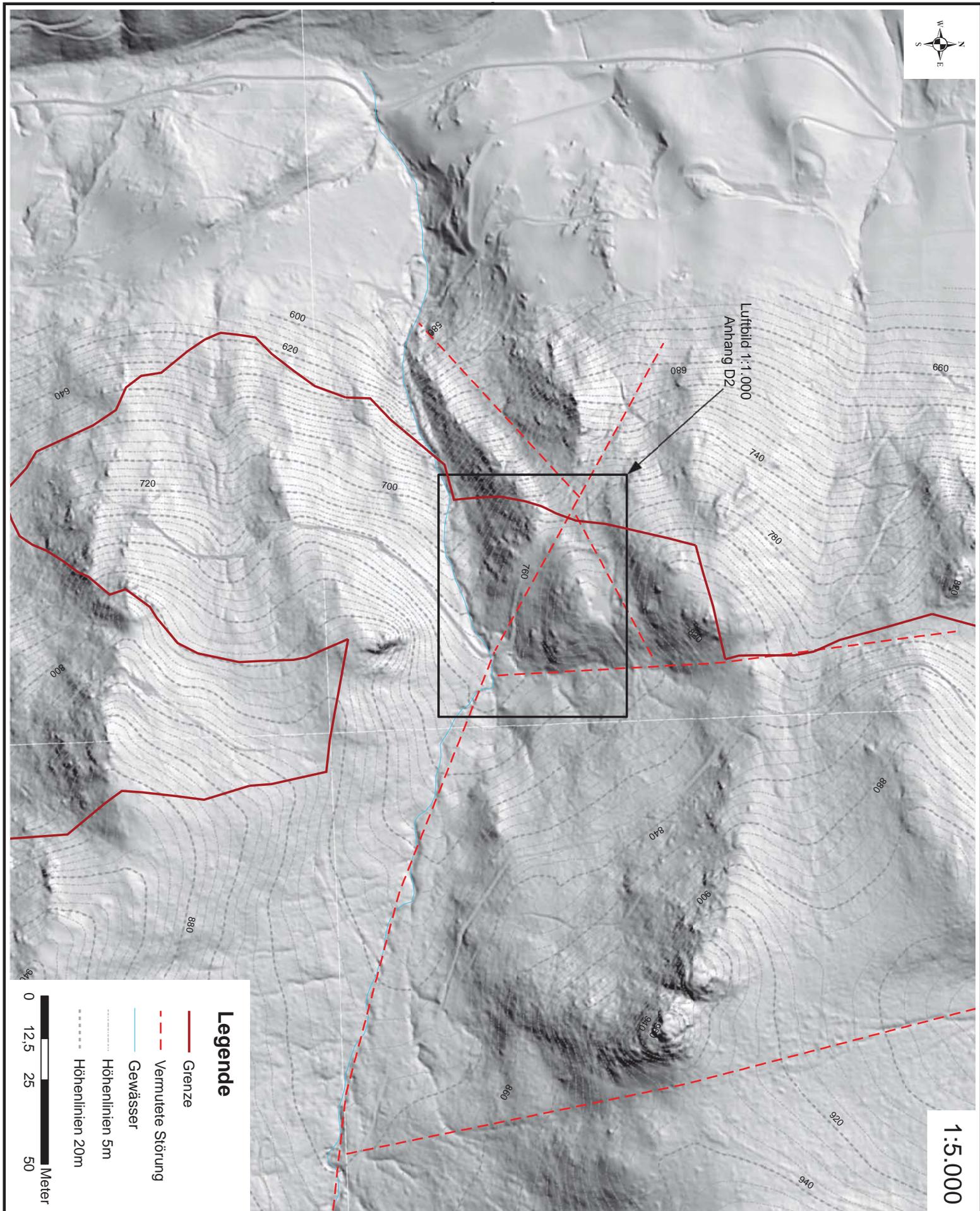
<b>WP</b>	<b>Art</b>	<b>Material</b>	<b>Rechtswert</b>	<b>Hochwert</b>
14	SE	G	530888,3	490948,6
74	SE	G	526706,3	482684,1
102	SE	Gru	525917,9	480795,0
154	SB	GgG	529345,6	479896,6
166	SB	GgG	531631,1	481279,4
170	ST	C	532802,8	480481,6
181	SB	GgG	531464,4	480259,1
190	SE	G	526861,1	484106,9
191	SE	G	526384,6	481533,7
192	SE	Gru	525776,0	480803,5
193	SE	G	532269,6	481282,7
194	SE	G	529780,5	481874,3
195	SB	GgG	531409,4	480608,9
196	HA	C	531233,8	479489,2
197	HA	C	531386,7	479608,1
198	SB	GgG	529419,4	479629,1
199	ST	C	531732,4	480043,6
200	SB	GgG	531766,7	480408,2
201	SB	GgG	531760,2	480139,7

## D Geologische Karten

	<b>Nummer</b>	<b>Beschreibung</b>
Karte	D1	Digitales Geländemodell des Naturwerksteinvorkommens
Karte	D2	Luftbild des Naturwerksteinvorkommens
Karte	D3	Übersichtskarte Bergbau Weinsberger Wald (1:50.000)
Karte	D4	Übersichtskarte Bergbau Ostrong (1:50.000)
Karte	D5	Geologische Karte Weinsberger Wald (1:25.000)
Karte	D6	Geologische Karte Ostrong (1:25.000)
Karte	D7	Geologische Karte Ostrong - Süd (1:10.000)

# Digitales Geländemodell Naturwerksteinvorkommen

Anhang D1



# Luftbild Naturwerksteinvorkommen

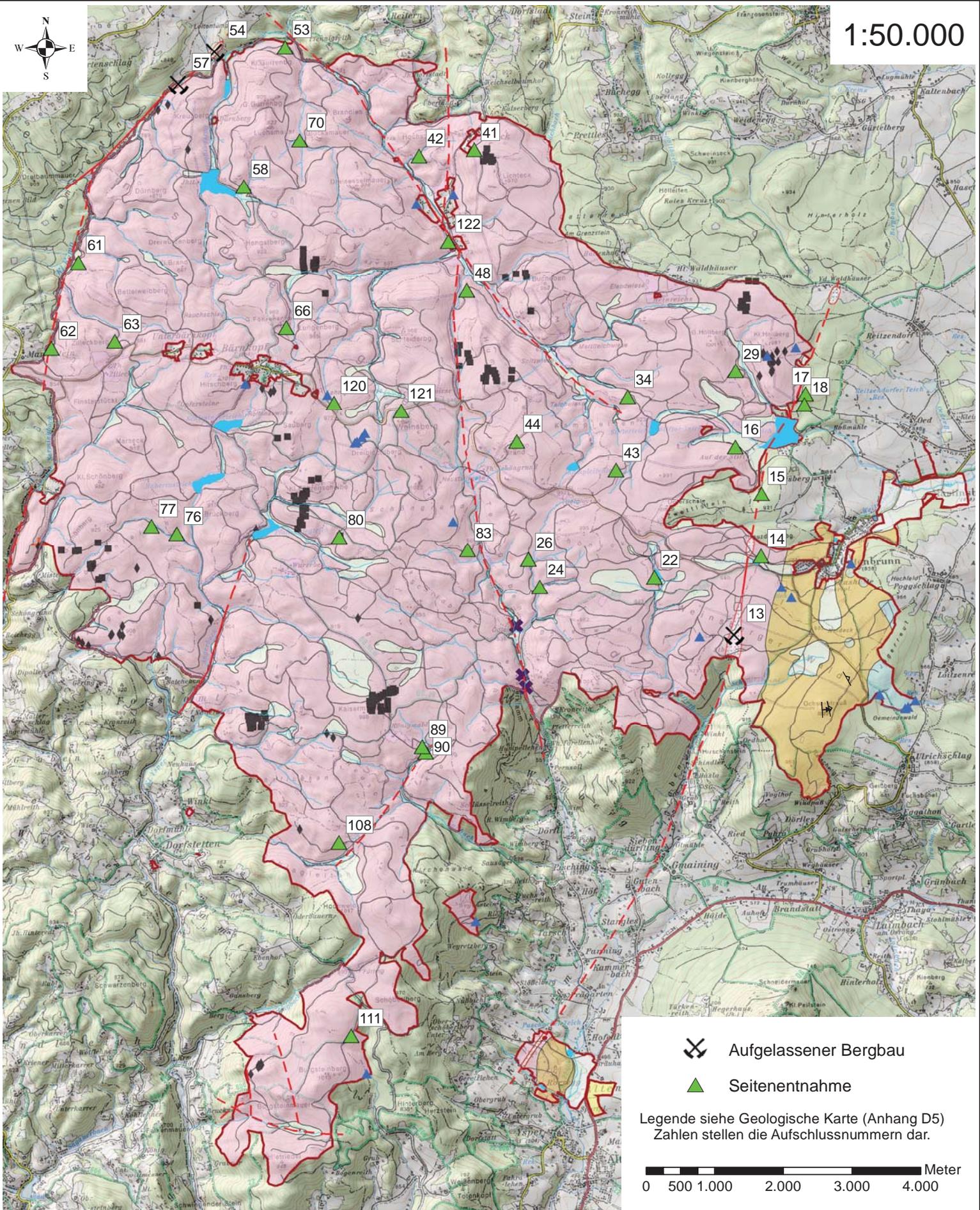
Anhang D2



# Bergbau Weinsberger Wald

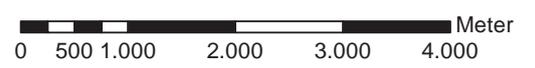
Anhang D3

1:50.000



- Aufgelassener Bergbau
- Seitenentnahme

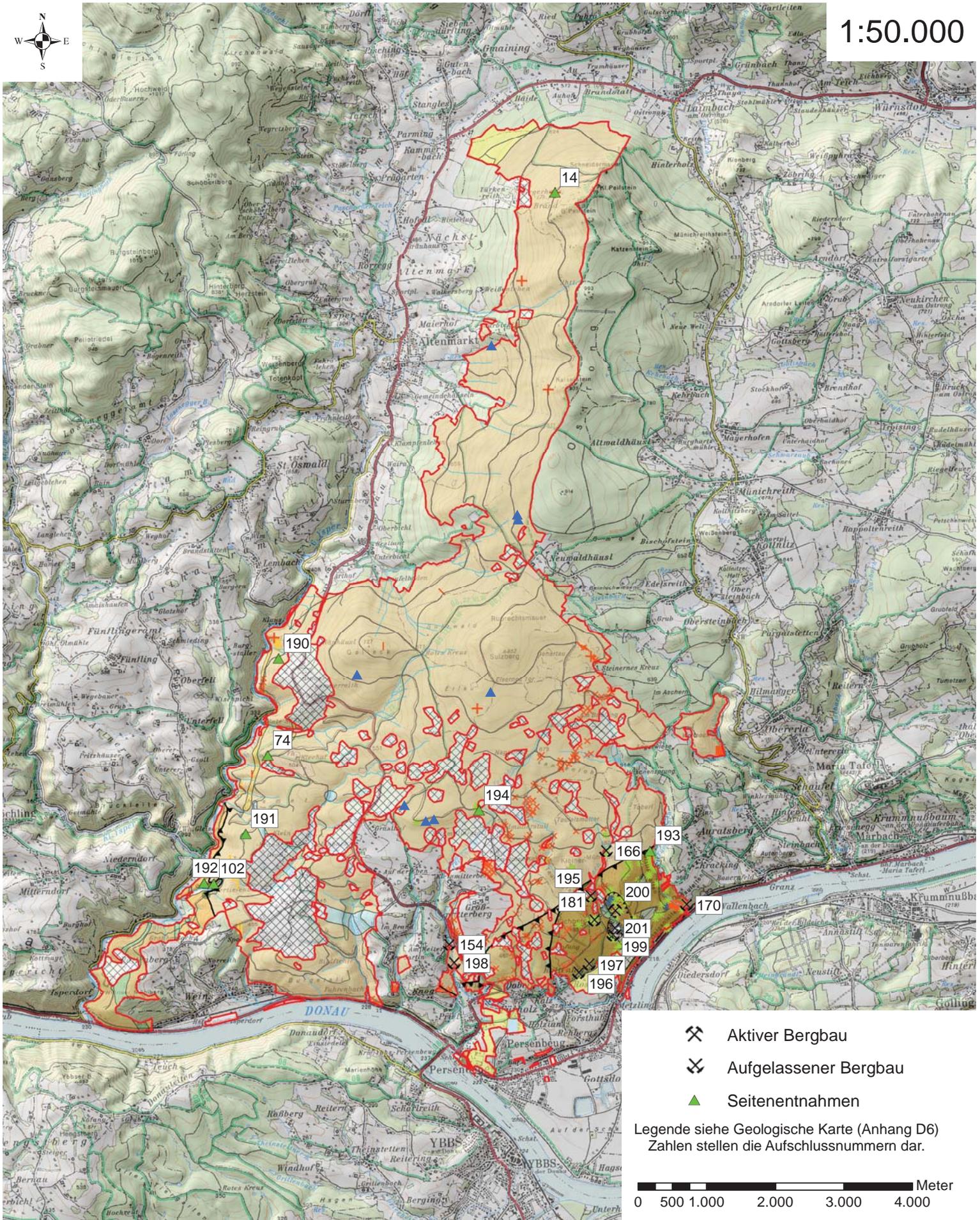
Legende siehe Geologische Karte (Anhang D5)  
Zahlen stellen die Aufschlusnummern dar.



# Bergbau Ostrong

Anhang D4

1:50.000



- ⊗ Aktiver Bergbau
- ⊗ Aufgelassener Bergbau
- ▲ Seitenentnahmen

Legende siehe Geologische Karte (Anhang D6)  
Zahlen stellen die Aufschlussnummern dar.

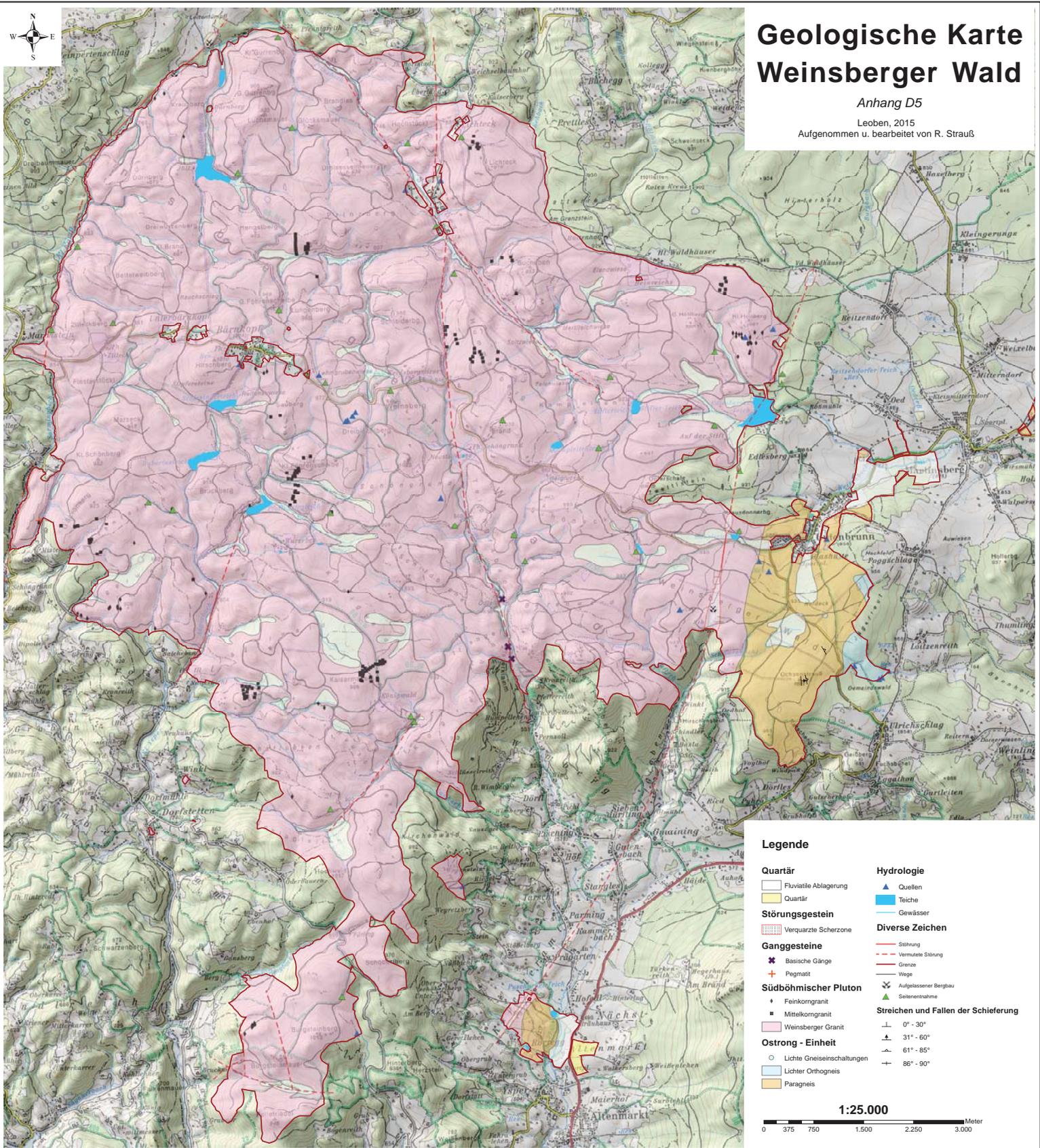
0 500 1.000 2.000 3.000 4.000 Meter



# Geologische Karte Weinsberger Wald

Anhang D5

Leoben, 2015  
Aufgenommen u. bearbeitet von R. Strauß



**Legende**

<b>Quartär</b>	<b>Hydrologie</b>
Fluviatile Ablagerung	Quellen
Quartär	Teiche
	Gewässer
<b>Störungsgestein</b>	<b>Diverse Zeichen</b>
Verquarzte Scherzone	Störung
	Vermutete Störung
<b>Ganggesteine</b>	Grenze
Basische Gänge	Wege
Pegmatit	Aufgelassener Bergbau
<b>Südböhmischer Pluton</b>	Seilentransporte
Feinkongranit	<b>Streichen und Fallen der Schieferung</b>
Mittelkongranit	0° - 30°
Weinsberger Granit	31° - 60°
<b>Ostrong - Einheit</b>	61° - 85°
Lichte Gneiseinschaltungen	86° - 90°
Lichter Orthogneis	
Paragneis	

**1:25.000**

0 375 750 1.500 2.250 3.000 Meter

# Geologische Karte Ostrong

## Anhang D6

Leoben, 2015  
Aufgenommen u. bearbeitet von R. Strauß

### Legende

#### Quartär

- Anthropogene Ablagerung
- Fluviale Ablagerung
- Schwemmkegel
- Quartär

#### Ganggesteine

- Lamprophyr
- Granitporphyr
- Pegmatit
- Leukogranitgneis
- Konkordante Granitgänge
- Diskordante Granitgänge

#### Gföhler - Einheit

- Serpentin
- Paragneis
- Amphibolit
- Granulit

#### Drosendorfer - Einheit

- Marmor
- Paragneis

#### Ostrong - Einheit

- Granulitischer Gneis
- Granulit
- Paragneis
- LICHTER Orthogneis

#### Hydrologie

- Quellen
- Teiche
- Gewässer

#### Diverse Zeichen

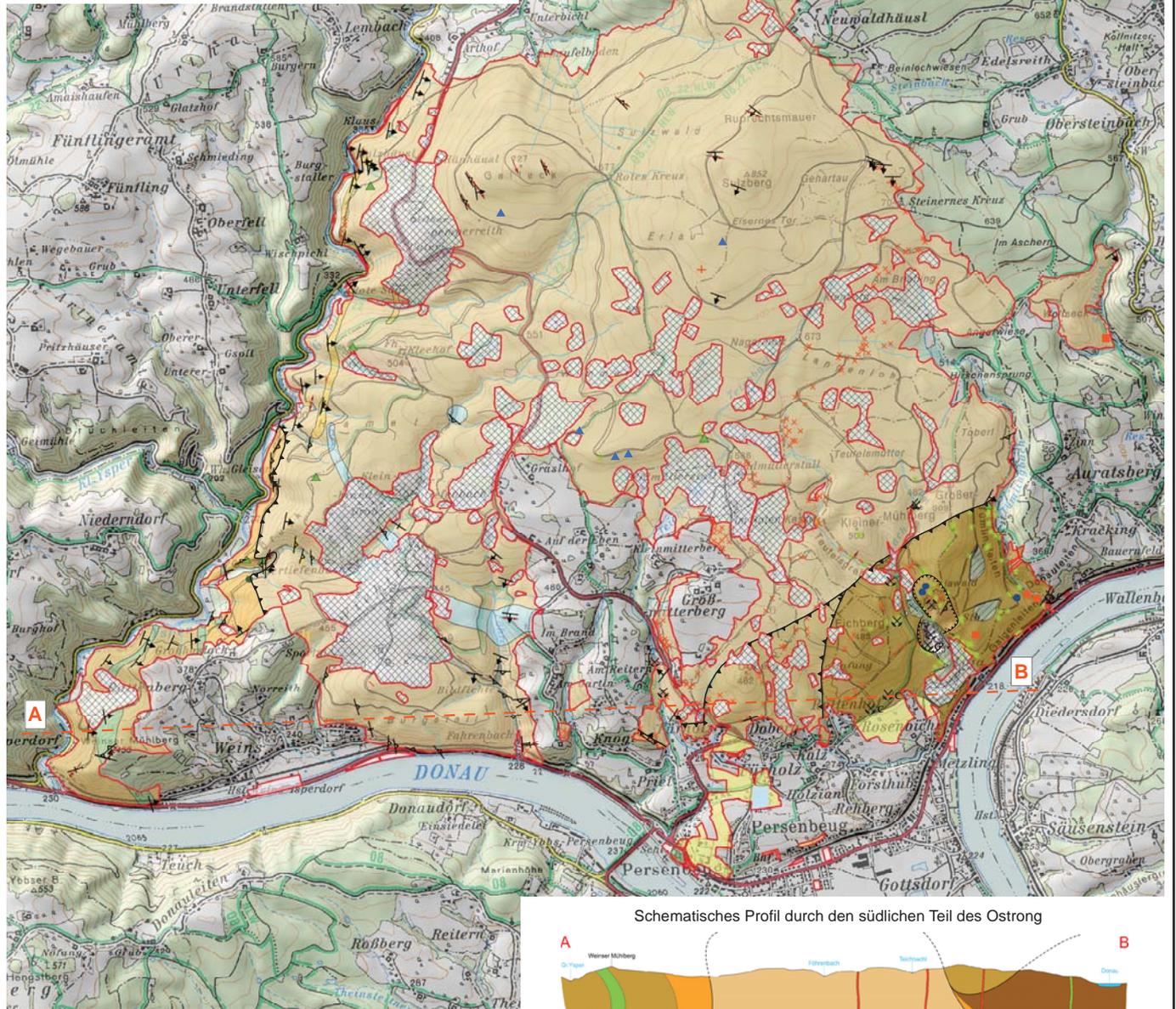
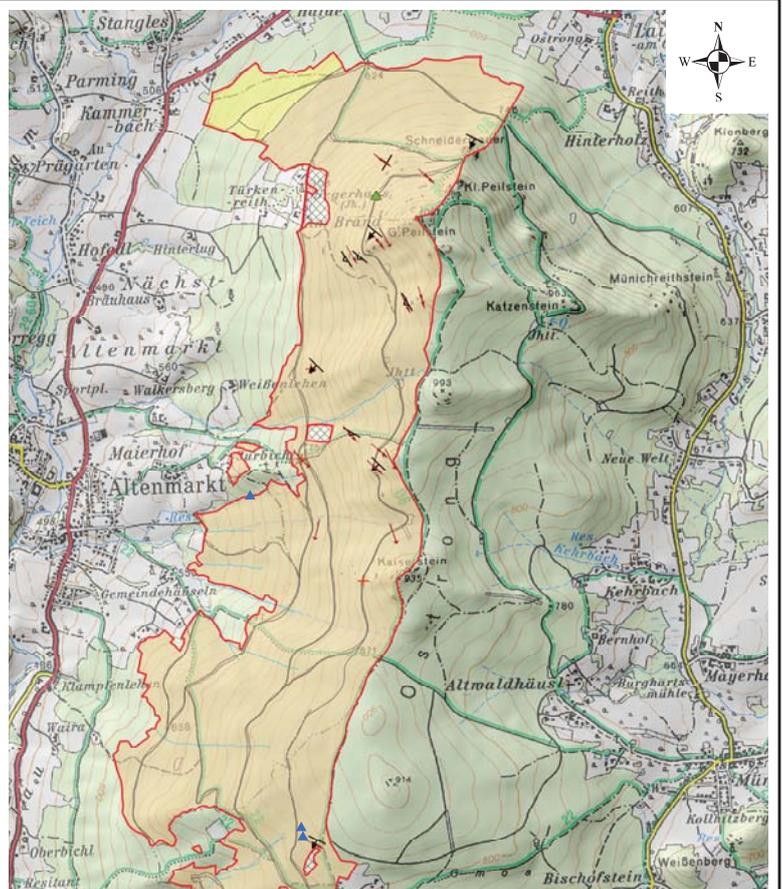
- Aktiver Bergbau
- Aufgelassener Bergbau
- Seiteneinstnahmen
- Grenze
- Wege
- Abbruchkante
- Deckengrenze

#### Streichen und Fallen der Schieferung

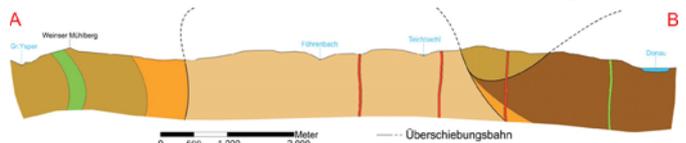
- 0° - 30°
- 31° - 60°
- 61° - 85°
- 86° - 90°

#### Streichen und Fallen der Faltenachsen

- 0° - 5°
- 6° - 15°
- 16° - 30°
- 31° - 55°
- 56° - 85°



Schematisches Profil durch den südlichen Teil des Ostrong



1:25.000



# Geologische Karte Ostrong - Süd

Anhang D7

Leoben, 2015

Aufgenommen u. bearbeitet von R. Strauß

## Legende

### Quarter

Anthropogene Ablagerung

Fluviale Ablagerung

Schwermetzgerl

Quarsteil

### Ganggesteine

Lamprophy

Granitporphyr

Pegmatit

Leukogranit

Konkordante Ganggänge

Diskordante Ganggänge

Gföhler - Einheit

Serpentinit

Amphibolit

Granulit

Drauzendorfer - Einheit

Marmor

Praggnit

Ostiong - Einheit

Granulit

Praggnit

Loibner Ostiongnit

### Hydrologie

Quellen

Tümpel

Gewässer

Diverse Zeichen

Aktiver Bergbau

Aufgelassener Bergbau

Selenerzminen

Graben

Weg

Abbruchkante

Dübelgrenze

Höhlerlinie 20m

Höhlerlinie 100m

Brüche und Klüfte der Schieferung

0° - 30°

31° - 60°

61° - 90°

91° - 120°

Brüche und Klüfte der Foliationen

0° - 5°

6° - 15°

16° - 30°

31° - 45°

46° - 60°

