

# STEINSCHLAGKARTIERUNG IN ST. JAKOB IM DEFEREGGENTAL UND GEOLOGISCHE GRUNDLAGEN

Masterarbeit in der Studienrichtung Erdwissenschaften  
zur Erlangung des akademischen Grades Master of Science (MSc)

Eingereicht an der Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften der Universität  
Innsbruck

Verfasst von  
Mag.<sup>(FH)</sup> Sinah Kilian

Betreut von  
Univ.-Prof. Mag. Dr. Bernhard Fügenschuh, Institut für Geologie und Paläontologie, Univ.  
Innsbruck  
Mag. Michael Mölk, Geologische Stelle der Wildbach und Lawinenverbauung Sektion Tirol

Innsbruck, am 6. April 2011

---

## **ABSTRACT**

---

In recent years several rockfall events have occurred in the village of St. Jakob and the surrounding areas. Protective measures were subsequently constructed in two especially active rockfall-zones. The Community of St. Jakob's requirement was to identify the most dangerous zones in order to focus further construction of protective measures.

During the course of this master thesis the rockfall activity around St. Jakob was investigated. Field mapping of geological features and recent rockfall events were used to construct two maps. Statistical methods were used to identify the relative risk level, and said areas were further evaluated by computer simulation. An extensive literature study was used as a basis for the field mapping and the structural model.

The results were summarized in two maps, one showing the hazard zoning plan and one showing the geological features. Further findings have linked rockfall activity in St. Jakob to outcrops of the 'Rieserferner Pluton', a plutonic intrusion into the Austroalpine Basement Complex. The study assumes that the strong rockfall activity is tied to the subvertical foliation of the intrusion.

This master thesis and the accompanying map should assist further construction of protective measures. The community of St. Jakob will profit from lower construction costs and an increase of safety in a shorter amount of time, because priority can be given to the most dangerous areas. The contractor, the 'Austrian service for Torrent and Avalanche control' can use the risk level analysis as a base for further safety engineering investigations.

---

# INHALTSVERZEICHNIS

---

<b>VORWORT .....</b>	<b>1</b>
<b>TEIL I: GEOLOGIE .....</b>	<b>2</b>
<b>1 EINFÜHRUNG UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK.....</b>	<b>3</b>
1.1 Einleitung.....	3
1.2 Geographische Lage .....	3
1.3 Methodik.....	4
1.4 Geologische Übersicht.....	4
1.4.1 Tektonische Einheiten.....	5
1.4.2 Lithologische Einheiten .....	8
1.4.3 Entwicklungsgeschichte.....	9
1.4.4 Wichtige Strukturen .....	12
1.5 Stand des Wissens .....	13
<b>2 LITHOLOGIEN.....</b>	<b>24</b>
2.1 Prekambrische Gesteine .....	24
2.1.1 Muskovitglimmerschiefer .....	24
2.1.2 Paragneis.....	26
2.1.3 Marmor .....	27
2.2 Orthogneis (Ober-ordovizische Intrusiva) .....	28
2.3 Amphibolite .....	29
2.4 Pegmatite .....	30
2.5 Rieserferner Tonalit .....	31
2.5.1 Kontaktmetamorphe Gesteine .....	33
<b>3 QUARTÄRGEOLOGIE .....</b>	<b>35</b>

<b>4</b>	<b>STRUKTURGEOLOGIE .....</b>	<b>37</b>
<b>4.1</b>	<b>Duktile Strukturen.....</b>	<b>37</b>
4.1.1	Foliation .....	37
4.1.2	Streckungslineare und isoklinale Falten.....	38
<b>4.2</b>	<b>Mikrostrukturen.....</b>	<b>40</b>
4.2.1	Einführung .....	40
4.2.2	Auswertung der Dünnschliffe .....	43
<b>4.3</b>	<b>Karten und Profile.....</b>	<b>49</b>
4.3.1	Übersichtskarte der geologischen Bundesanstalt .....	49
4.3.2	Geologische Karte.....	50
4.3.3	Abgedeckte Karte.....	52
4.3.4	Profil .....	53
<b>5</b>	<b>INTERPRETATION.....</b>	<b>54</b>
<b>5.1</b>	<b>Geschichte.....</b>	<b>54</b>
<b>5.2</b>	<b>Einordnung der gemessenen Strukturen.....</b>	<b>56</b>
5.2.1	Schieferung .....	56
5.2.2	Boudins .....	56
5.2.3	Mikrogefüge.....	56
5.2.4	Schersinn.....	57
5.2.5	Metamorphose.....	57
5.2.6	Falten .....	58
5.2.7	Störungen .....	59
5.2.8	Erläuterungen zu Profil und Karte .....	60
<b>5.3</b>	<b>Zusammenfassung/Diskussion.....</b>	<b>62</b>
<b>TEIL II: STEINSCHLAGKARTIERUNG .....</b>		<b>65</b>
<b>6</b>	<b>EINFÜHRUNG .....</b>	<b>66</b>
<b>6.1</b>	<b>Fragestellung/Zielsetzung.....</b>	<b>66</b>
<b>6.2</b>	<b>Vorgehensweise.....</b>	<b>66</b>
<b>6.3</b>	<b>Beschreibung des Projektgebietes .....</b>	<b>67</b>

<b>7</b>	<b>GRUNDLAGEN.....</b>	<b>68</b>
<b>7.1</b>	<b>Geotechnische Gebirgsaufnahme .....</b>	<b>68</b>
<b>7.2</b>	<b>Risikomatrix .....</b>	<b>69</b>
<b>7.3</b>	<b>Versagensmechanismen .....</b>	<b>71</b>
7.3.1	Kippen.....	71
7.3.2	Gleiten.....	72
<b>7.4</b>	<b>Auswertung der Klufflächen .....</b>	<b>73</b>
<b>7.5</b>	<b>Steinschlagsimulation .....</b>	<b>75</b>
<b>8</b>	<b>HOMOGENBEREICHE.....</b>	<b>78</b>
<b>8.1</b>	<b>Erlsbach .....</b>	<b>79</b>
8.1.1	Homogenbereich Erlsbach EH1 .....	79
<b>8.2</b>	<b>Erlsbach bis Ladstatt.....</b>	<b>81</b>
8.2.1	Homogenbereich Erlsbach West (EH 2.1).....	81
8.2.2	Homogenbereich Erlsbach West (EH 2.2).....	82
8.2.3	Homogenbereich Wiesenfelder (EH 2.3).....	83
8.2.4	Homogenbereich östlich von Popeletzbach (EH 2.4.) .....	85
8.2.5	Homogenbereich (EH 2.5).....	86
8.2.6	Homogenbereich (EH 2.6.).....	88
8.2.7	Homogenbereich Kontaktzone (EH 2.7.).....	89
8.2.8	Homogenbereich (EH 2.8).....	90
8.2.9	Homogenbereich (EH 2.9).....	91
<b>8.3</b>	<b>Ladstatt .....</b>	<b>92</b>
8.3.1	Homogenbereich Ladstatt 1 (L1) .....	92
8.3.2	Homogenbereich Ladstatt 2 (L2) .....	94
8.3.3	Homogenbereich Ladstatt 3 (L3) .....	97
8.3.4	Homogenbereich Ladstatt 4 (L4) .....	99
8.3.5	Homogenbereich Ladstatt 5 (L5) .....	103
<b>8.4</b>	<b>Maria Hilf .....</b>	<b>105</b>
8.4.1	Homogenbereich Maria Hilf 1 (MH1).....	105
8.4.2	Homogenbereich Maria Hilf 2 (MH2).....	108
8.4.3	Homogenbereich Maria Hilf 3 (MH3).....	110

<b>8.5</b>	<b>TROGACH</b> .....	<b>112</b>
8.5.1	Homogenbereich Trogach 1 (T1).....	112
8.5.2	Homogenbereich Trogach 2 (T2).....	114
<b>8.6</b>	<b>MAIK</b> .....	<b>116</b>
<b>8.7</b>	<b>ERLACH</b> .....	<b>118</b>
8.7.1	Homogengbereich Erlach 1 (E1).....	118
8.7.2	Homogenbereich Erlach 2 (E2).....	120
8.7.3	Homogenbereich Erlach 3 (E3).....	121
8.7.4	Homogenbereich Erlach 4: Bereich E 4.1 .....	122
8.7.5	Homogenbereich Erlach 4: Bereich 4.2 .....	124
8.7.6	Homogenbereich Erlach 4: Bereich 4.3 .....	125
<b>8.8</b>	<b>Innerotte</b> .....	<b>126</b>
8.8.1	Homogenbereich Innerotte 1 (I 1).....	126
8.8.2	Homogenbereich Innerotte 2 (I 2).....	130
<b>8.9</b>	<b>Außerrotte-Tögisch</b> .....	<b>132</b>
8.9.1	Homogenbereich Außerrotte-Tögisch (AT 1).....	132
8.9.2	Hogenbereich AT 2.....	134
8.9.3	Homogenbereich AT 3.....	136
<b>8.10</b>	<b>Homogenbereich AT 4</b> .....	<b>139</b>
<b>8.11</b>	<b>Weiler vor Bruggen</b> .....	<b>141</b>
8.11.1	Homogenbereich Bruggen 1 (B1) .....	141
8.11.2	Homogenbereich Bruggen 2 (B2) .....	143
8.11.3	Homogenbereich Bruggen (B3) .....	146
<b>8.12</b>	<b>Lawinenverbauung zwischen Maik und Stockwald</b> .....	<b>148</b>
8.12.1	Homogenbereich Stockwald (SW1).....	148
<b>8.13</b>	<b>Stonamühle</b> .....	<b>150</b>
8.13.1	Homogenbereich Stonamühle (SM1).....	150
<b>8.14</b>	<b>Jesacher</b> .....	<b>152</b>
8.14.1	Homogenbereich Jesacher 1 (J1).....	152
<b>9</b>	<b>RISIKOBEWERTUNG GESAMT</b> .....	<b>154</b>

<b>10</b>	<b>BLOCKGRÖßENANALYSE.....</b>	<b>155</b>
<b>11</b>	<b>SCHLUSSFOLGERUNGEN.....</b>	<b>157</b>
<b>12</b>	<b>RESÜMEE UND DANKSAGUNG .....</b>	<b>159</b>
12.1	Resümee.....	159
12.2	Danksagung.....	160
<b>13</b>	<b>LITERATUR.....</b>	<b>161</b>
<b>14</b>	<b>ANHANG.....</b>	<b>167</b>
14.1	Geologische Karte .....	168
14.2	Abgedeckte Karte.....	169
14.3	Steinschlagsimulation.....	170
14.4	Steinschlagkartierung .....	170

---

## VORWORT

---

Den Anstoß zu dieser Arbeit gab Mag. Michael Mölk von der geologischen Stelle der Wildbach- und Lawinenverbauung (WLV). Vorgeschlagen wurde von seiner Seite eine Steinschlagkartierung der Gemeinde St. Jakob im Defereggental. Im Zuge dessen wurde Prof. Fügenschuh gebeten den geologischen Teil der Arbeit zu betreuen. Daraus entwickelte sich die Idee der Steinschlagkartierung neben dem geotechnischen Aspekt einen geologischen Rahmen zu geben, der es eventuell zulassen würde Erklärungen für den Steinschlag zu finden. Nachdem St. Jakob direkt an der Deferegggen-Anholz-Valser-Linie (einer wichtigen Störung) liegt, war es naheliegend entlang dieser Störung weitere Untersuchungen zu machen und so die Deformationsgeschichte des Gebietes zu ergründen. Leider waren jedoch in diesem Bereich die Aufschlussverhältnisse sehr schlecht, weswegen entschieden wurde die geologische Kartierung oberhalb der Steinschlagkartierung durchzuführen.

Beide Kartierungen erfolgten im Sommer 2009. Die Steinschlagkartierung fokussierte im Wesentlichen die Bereiche, die direkt über den besiedelten Gebieten in den südexponierten Hängen auf der Nordseite des Tales liegen. Auf Grund der morphologischen Beschaffenheit des Gebietes reichte diese Kartierung bis auf eine Höhe von ca. 1900 m Seehöhe (SH). Über dieser Höhe verschlechtern sich die Aufschlussverhältnisse infolge einer glazialen Verebnung maßgeblich, weswegen die geologische Kartierung erst ab einer Höhe von ca. 2300 m fortgesetzt wurde.

Ziel dieser Arbeit war es die Steinschlagbereiche zu kartieren und zu bewerten, sodass die geologische Stelle der WLV auf Basis der gesammelten Daten eine Steinschlagsimulation durchführen konnte. Von Mag. Michael Mölk wurde nach Durchführung der Steinschlagsimulation eine Maßnahmenempfehlung an die Gemeinde St. Jakob abgegeben, die jedoch nicht mehr Gegenstand dieser Arbeit ist. Zusätzlich wurden die geologischen Grundlagen dieses Gebietes anhand von Literatur und Geländeaufnahmen erarbeitet, um so ein Verständnis für die geologischen Prozesse und deren Auswirkungen auf die heutigen Gegebenheiten zu erlangen.

Nachdem es sich bei der Steinschlagkartierung um eine Auftragsarbeit handelte und die geologische Kartierung mehr oder weniger getrennt und mit einem anderen Fokus erfolgte, wurde die Arbeit in zwei Teile, einen geologischen und einen geotechnischen, untergliedert.

---

## **TEIL I: GEOLOGIE**

---

---

# 1 EINFÜHRUNG UND GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

---

## 1.1 Einleitung

Der erste Teil der Arbeit befasst sich mit der Geologie im NW von St. Jakob im Defereggental. Dieser Teil der Arbeit basiert auf einer Kartierung des in Abb. 1 eingezeichneten Gebietes unter Einbezug der vorhandenen Kartierungen sowie einer Diskussion der strukturgeologischen/tektonischen Entwicklung. Die geologische Kartierung erfolgte im Sommer 2009. Der kartierte Bereich liegt in der Gemeinde St. Jakob und startet in einer Höhe von 2300 m.ü.A, die höchste Erhebung ist die Seespitze mit einer Höhe 3021 m. Das kartierte Gebiet umfasst 12 km<sup>2</sup>. Für den kartierten Bereich wurde sowohl auf der bestehenden geologischen Karte von Senarclens-Grancy (1979) als auch auf der online-Karte der Geologischen Bundesanstalt aufgebaut, der größere Rahmen wurden anhand dieser Karten kompiliert. Die Darstellung der gemessenen Strukturen erfolgte mit dem Programm TectonicsFP, die Karte wurde mit dem Programm ArcGIS 9.3 digitalisiert, das Profil mit AutoCad 2009 und Adobe Illustator CS4.

## 1.2 Geographische Lage

Die Gemeinde St. Jakob liegt in Osttirol, im Defereggental. Das Gebiet liegt in den Hohen Tauern, im Bereich der Lasörlinggruppe. Das für die geologische Kartierung bearbeitete Gebiet ist auf der nachfolgenden Grafik eingezeichnet, wobei die Bergkämme von der Seespitze zur Erlsbachalm und zum Weißenbeil, sowie der Wanderweg im Süden als Begrenzung dienten.

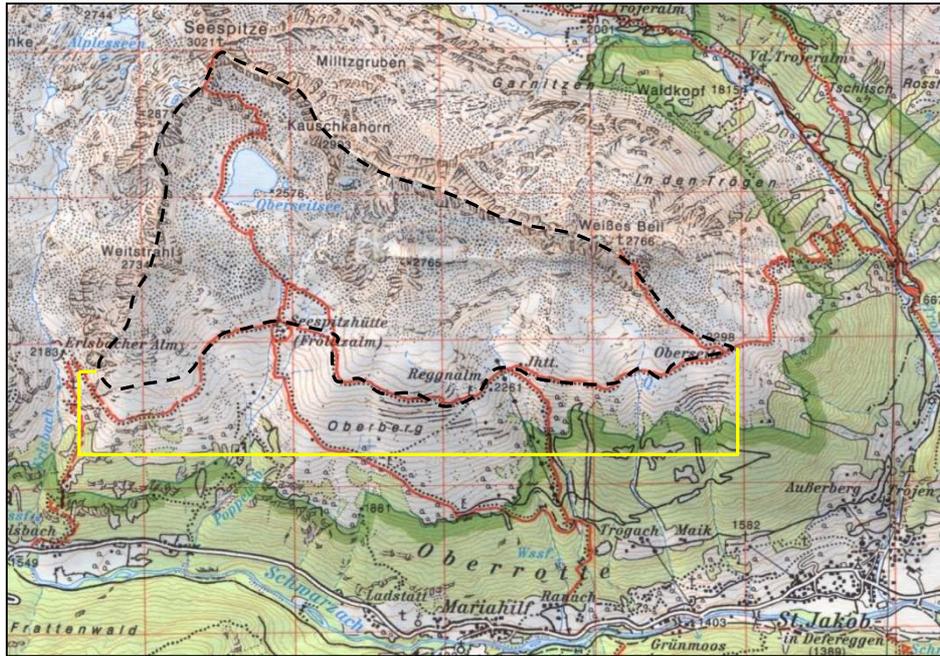


Abb. 1: Übersicht über das geologisch kartierte (in Schwarz) bzw. kompilierte (in Gelb) Gebiet im Maßstab 1:50 000 (ÖK 50, BEV, 2006)

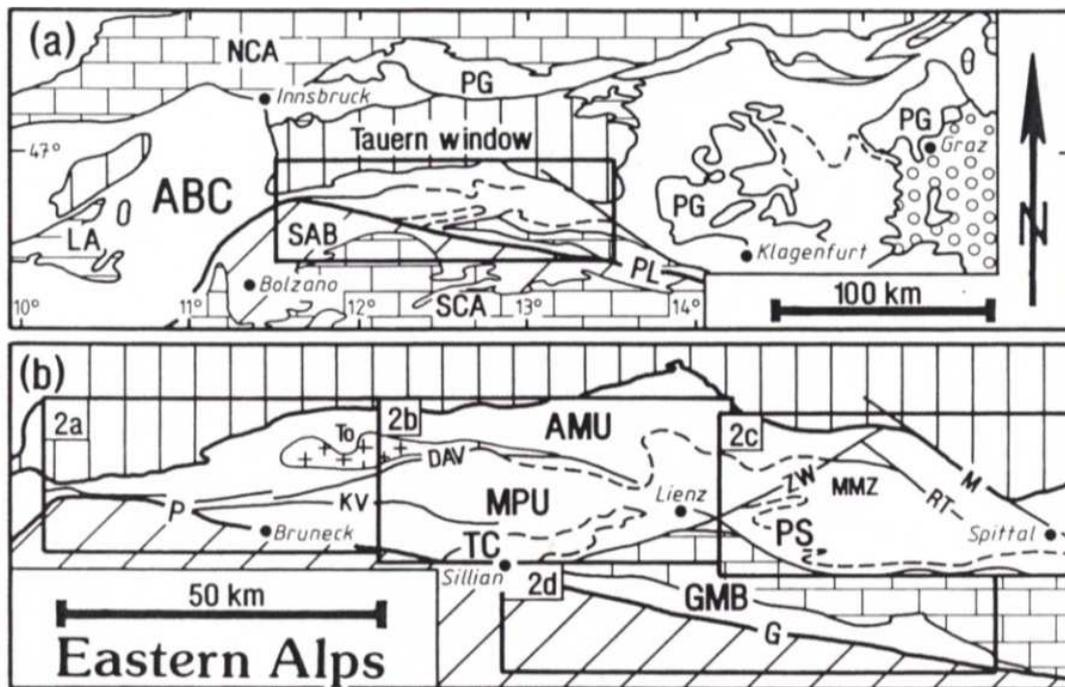
### 1.3 Methodik

Im Sommer 2009 wurde mit der Kartierung des Gebietes begonnen. Die Steinschlagkartierung wurde im Sommer 2009 abgeschlossen, die geologische Kartierung wurde ebenfalls größtenteils im Sommer 2009 erstellt. Die Beschreibung der Vorgehensweise bei der Steinschlagkartierung wird im Teil II der Diplomarbeit eingehend erklärt. Bei der geologischen Kartierung stand vor allem die alpine Verformungsgeschichte im Vordergrund. Neben der (Haupt)schieferung wurden Lineare (unter besonderer Berücksichtigung von Streckungslinieren), Faltenachsen, überprägende Schieferungen sowie spröde Strukturen erfasst und Proben entnommen. Aus den Proben wurden petrographische Dünnschliffe erstellt, die zur lithologischen Beschreibung der Gesteine, sowie zur Verformungsanalyse verwendet wurden.

### 1.4 Geologische Übersicht

Das kartierte Gebiet liegt in den Deferegger Alpen. Das Altkristallin der Deferegger Alpen liegt südlich des Tauernfensters und gehört zum ostalpinen Grundgebirge, auch bezeichnet als der Austroalpine Basement Complex (ABC nach Schulz et al. 1993). Begrenzt wird der ABC südlich des Tauernfensters im Norden durch die Matreier Zone (Schulz, 1989), im Süden durch die Pustertal Linie und die Gailtal Linie, welche Teile der periadriatischen Linie (PA, PAL oder PL abgekürzt) sind (Schulz et al. 1993 und 2001), und im Osten durch die Mölltallinie (Schulz et al, 1993). Im Westen befindet sich eine weitere Störung, die

sogenannte Sprechenstein-Mauls-Störung (Bistacchi et al. 2001) bzw. Maulser Tal Störung (Brandner et al. 2008), die jedoch keine Begrenzung des ABC darstellt und auf der Abb. 2 nicht eingezeichnet ist.



<p>a)</p> <p>ABC: Austroalpin Basement Complex          PG: Paläozoische Einheiten der Grauwackenzone          NCA: Northern Calcareous Alps          SCA: Southern Calcareous Alps          SAB: Southern Alpine Basement Complex          PL: Periadriatic Lineament</p>	<p>b)</p> <p>AMU: Amphibolit Marmor Unit          MPU: Metapsammopelitic Unit          GMB: Gailtal Metamorphic Basement          PS: Phyllitic Sequence (Goldeck- und Kreuzeckgruppe)          TC: Turntaler Complex          DAV: Deferegggen-Anholz-Vals-Linie          G: Gailtal Linie</p>	<p>KV: Kalkstein-Vallarga Linie          M: Mölltal Linie          MMZ: Main Mylonitic Zone in der Kreuzeckgruppe          PL: Pustertal Linie          RT: Ragga-teuchl Störungszone          ZW: zwischenbergen-Wöllatratten Linie</p>
--	---	--

Abb. 2: Geologische Übersicht (Schulz et al. 1993)

### 1.4.1 Tektonische Einheiten

Paläogeographisch gehören die Austroalpinen Einheiten zur Apulischen Platte. Die Austroalpinen Einheiten selbst wurden bereits in der Trias von einer sich nach Westen schließenden ozeanischen Bucht begrenzt, dem Meliata-Ozean, welcher als ein Teil der Neotethys interpretiert wird (Schmid et al. 2004, 2008). Die Apulische Platte in der Kreide bezeichnet alle paläogeographischen kontinentalen Bereiche, die südlich der alpinen Tethys und nördlich der Neotethys (Piemont-Liguria-Ozean) lagen. Dieser Term schließt demnach auch das südliche Vorland der Alpen ein. Apulia verhält sich erst seit der Schließung des Meliata-Ozeans im Zuge der Kreide-Orogenese als ein in sich konsistenter Block (Schmid et al. 2004).

Die spätjurassische intraozeanische Subduktion in der Neotethys führte zur Subduktion der triadischen Anteile der Neotethys (Meliata-Ozean) sowie zur Obduktion von Ophioliten in den Dinariden. Im Zusammenhang damit steht wahrscheinlich die sinistral transpressive

krustale Scherzone, die zur Hochdruckmetamorphose in den Ostalpen führte, wie bspw. im Bereich der Sau- und Koralpe (Schmid et al. 2004). Die eoalpinen Hochdruckeinheiten veranlassten Schuster (2003) und Schmid et al. (2004) zu einer genetische Unterteilung des Ostalpins in eine Oberplatte, zu der die frontalen überschobenen Deckensysteme wie die Nördlichen Kalkalpen oder der Ötztal Stubai Komplex gehören, sowie die Austroalpinen Einheiten südlich der SAM (**S**outhern **L**imit of **A**lpine **M**etamorphism nach Hoinkes et al. 1999 wird in Kap. 1.4.2 erklärt), und in eine Unterplatte, zu der das UOA (erhalten am Rand des Tauern Fensters), die Basis des Bajuvarikums (z.B. Innsbrucker Qz-Phyllit) und der Exktrusionskeil (welcher zum Teil eklogitführend ist) gehören (Schuster 2003).

Die Kartierung (Hoinkes et al. 1999) und Datierung der Eklogite des Extrusionskeils (z.B. im Bereich der Koralpe durch Thöni & Jagoutz 1992) zeigte, dass diese Eklogite alle nördlich der PA liegen und ein Kreidealter aufweisen (Hoinkes, 1999). Die PA stellt demnach nicht die Trennung zwischen Nord- und Südapulia da, sondern sie begrenzt die Südalpen, das heißt den Teil der apulischen Mikroplatte, der von der Kreideorogenese nicht erfasst wurde (Schmid et al. 2004). Die austroalpinen und die südalpinen Einheiten (d.h. Apulien) fungierten während der Schließung des penninischen Ozeans (ab dem mittleren Jura) als Oberplatte (Frisch 1979 in Schuster et al, 2001).

Nach der die genetischen Gliederung nach Schuster (2003), die für das Verständnis der eoalpinen Geschichte meiner Meinung nach am besten geeignet ist, liegt das Kartiergebiet im Sinne dieser Gliederung und bezogen auf die eoalpine Entwicklung im Extrusionskeil der Unterplatte, genauer definiert gehören die kartierten Bereiche des ABC zum Koralpe-Wölz-Deckensystem (Schmid et al., 2004).

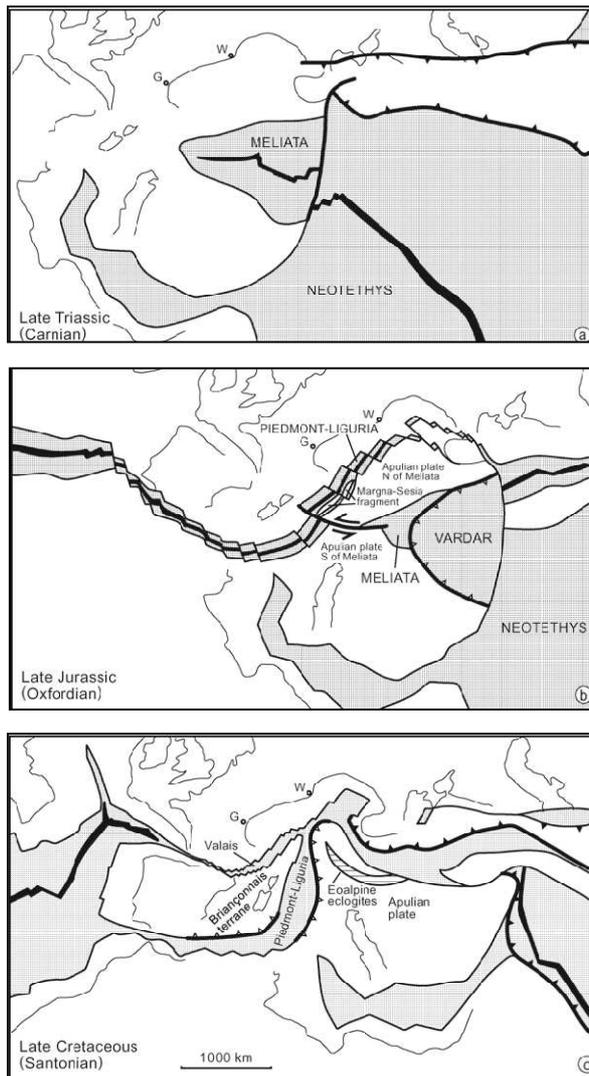


Abb. 3: Paläogeographische Rekonstruktion von der Trias bis zur Kreide (Schmid et al. 2004)

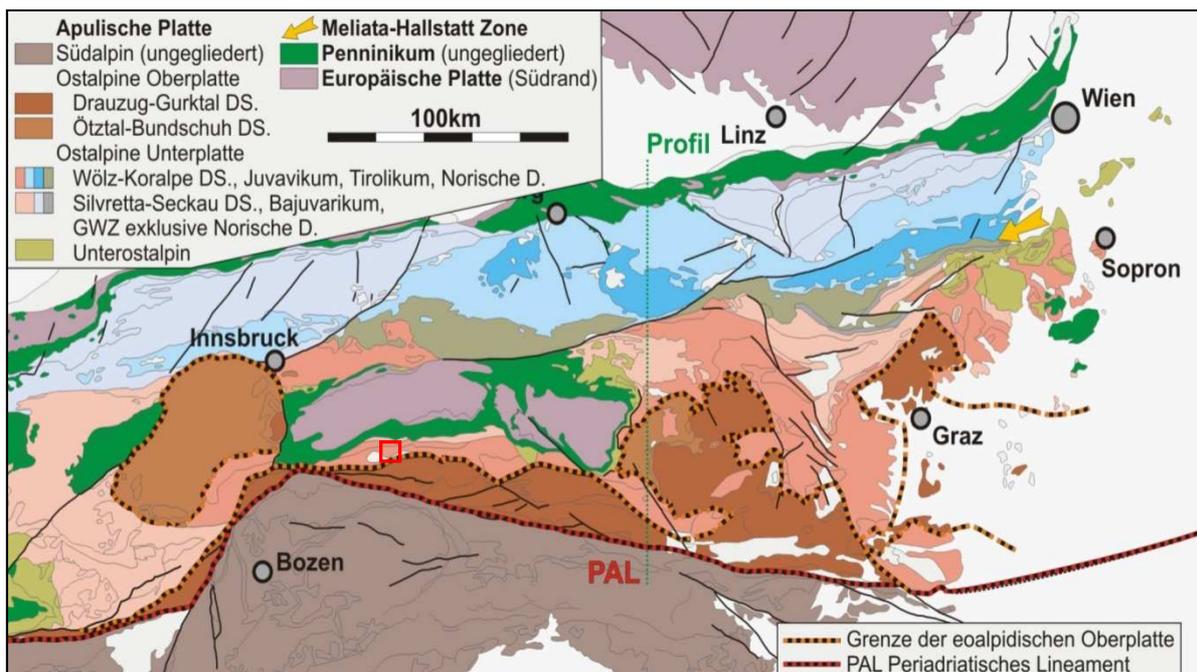


Abb. 4: Tektonische Karte, Lage des kartierten Gebietes in Rot eingezeichnet (Schuster, 2003).

## 1.4.2 Lithologische Einheiten

Im folgenden Abschnitt werden die im Arbeitsgebiet vorkommenden lithologischen Einheiten kurz beschrieben, eine detaillierte Beschreibung der Lithologien inklusive eigener Beobachtungen in Bezug auf makro- und mikroskopische Eigenschaften ist im Kapitel 2 zu finden.

In einer Studie über die alpine Metamorphose in den Ostalpen untergliederten Hoinkes et al. (1999) den austroalpinen Bereich in einen hochgradigen-, teilweise polymetamorphen Basementanteil, der vornehmlich ein proterozoisches und paläozoisches Alter aufweist und in einen niedrig-gradig metamorphen Teil von Metasedimenten, die ein paläozoisches bis mesozoisches Alter aufweisen. Bei der Metamorphose unterschieden sie in eine prä-alpine Metamorphose (im Westen und im zentralen Teil der Ostalpen wird diese dem Karbon zugeordnet, im östlichen Teil der Ostalpen dem Perm) und eine alpine Metamorphose, welche jedoch auf den heutigen nördlichen Teil des ABC beschränkt ist. Der Grad der kretazischen Metamorphose steigt südlich des Tauernfensters von Norden nach Süden an und wird im Süden von einer tektonischen Linie begrenzt. In diesem Zusammenhang führten Hoinkes et al. (1999) den Begriff SAM ein (**Southern Limit of Alpine Metamorphism**) die somit die südliche Grenze der von der eoalpinen Metamorphose erfassten Bereiche darstellt. Die SAM liegt nördlich der PA und wird durch die Peijo-, Passeier-Jaufen-, Deferegg-Antholz-Valser-Linie (DAV), die Zwischenbergen-Wöllatratzen-Linie und die Ragga-Teuchl-, Sflitz- und Viktring-Störungen repräsentiert. Schuster (2003) betonte, dass es sich bei der Sflitz-Störung um den südöstlichen Teil der Mölltalstörung handelt, weswegen diese nicht als eigene Störung anzuführen ist, und dass entlang der Viktring-Störung kein Metamorphosesprung zu beobachten ist, weswegen diese nicht zur SAM gezählt werden kann.

Schuster et al. (2001) unterteilten den ABC in die Austroalpinen Einheiten südlich der SAM, die Austroalpinen Einheiten nördlich der SAM und westlich des Gurktal Deckensystems und die Austroalpinen Einheiten nördlich der SAM und östlich des Gurktal Deckensystems.

Schulz et al (2003) gliederten die Einheiten nördlich der DAV in lithologische Einheiten und fassten die nördlich der DAV gelegenen Einheiten unter dem Begriff Northern Deferegg/Petzeck Group (NDPG) zusammen. Diese Einheit wurde von Schulz in früheren Veröffentlichungen als Nördliches Altkristallin (Schulz et al. 2001) oder als Nordblock bzw. Amphibolit-Marmor-Einheit bezeichnet. Nördlich der NDPG liegt die Durreck Muscoviteschist Group (DMG) (Schulz et al. 1993). Zusätzlich findet man in diesem Bereich ordovizische Orthogneise, sowie permische Pegmatite. Auf der Geofast-Karte der

geologischen Bundesanstalt werden die Einheiten dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugerechnet, wobei die Paragneise dem Petzeck-Komplex angehören, die Glimmerschiefer dem Durrek-Komplex.

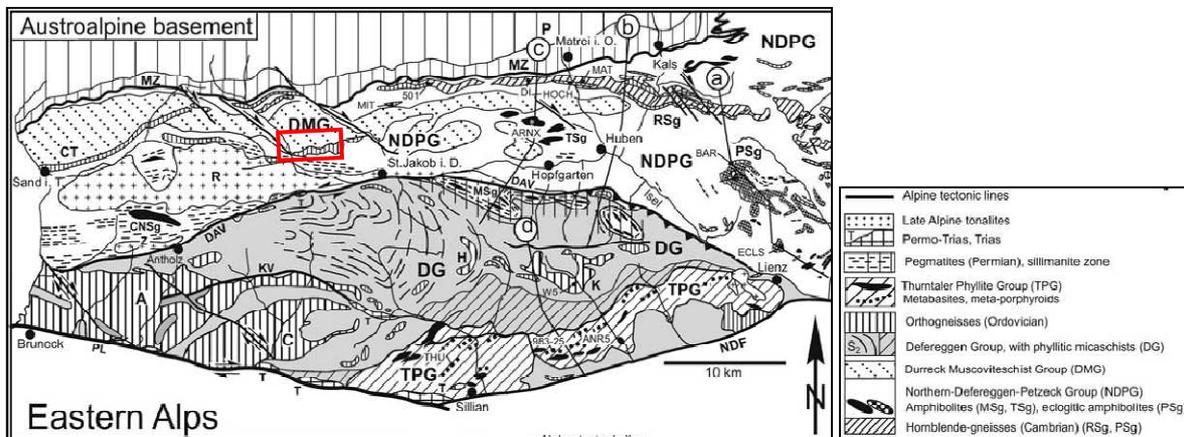


Abb. 5: Lithologische Einheiten nach Schulz et al. (2008), in Rot die Lage des Kartiergebietes.

Das kartierte Gebiet, welches auf der Abb.5 in Rot eingezeichnet ist, liegt südlich des Tauernfensters und wird den Austroalpinen Einheiten nördlich der SAM und westlich des Gurktal Deckensystems zugeordnet, wobei die SAM im kartierten Gebiet durch die DAV verkörpert wird. Es handelt sich bei den kartierten Einheiten um nicht eklogitführende kristalline Einheiten mit permischen Pegmatiten (Schuster 2003) sowie um ordovizische Orthogneise (Schulz 2008).

Zusätzlich befindet sich im Arbeitsgebiet der Rieserferner Pluton, welcher zu den tertiären periadriatischen Intrusionen gezählt wird (z.B. Rosenberg 2004).

### 1.4.3 Entwicklungsgeschichte

Der ABC im Süden des Tauernfensters erlebte mehrere Gebirgsbildungsprozesse (Stöckhert 1982, 1985, 1987, Frisch et al. 1984, Neubauer et al. 1999). Nachdem man 1984 (vgl. Kapitel 1.5 Stand des Wissens) noch von einer kaledonischen Phase im ABC ausging, fanden spätere Autoren (bspw. Schulz et al. 1993) keine Hinweise dafür und postulierten, dass nur eine variszische, sowie eine alpine Metamorphose nachgewiesen werden können. In Bezug auf die prä- alpine Metamorphose zeigen die Austroalpinen Einheiten nördlich und südlich der PA starke Ähnlichkeiten, die alpine Metamorphose ist jedoch stark unterschiedlich (Schuster, 2001).

Die nachfolgende geodynamische Entwicklungsgeschichte orientiert sich an der von Schulz et al. (2008) veröffentlichten Studie zur Geodynamik des ABC, da es sich hierbei um eine sehr übersichtliche und aktuelle Darstellung handelt.

### ***Frühes Paläozoikum***

Die kontinentale Kruste der Austroalpinen Einheiten durchlebte eine komplexe Entwicklung. Die Sedimentation der Einheiten, die vor dem oberen Ordovizium abgelagert wurden und zu denen die Lithologien des Arbeitsgebietes (NDPG, DMG) gehören, begann bereits im Präkambrium und wird von monotonen klastischen Serien dominiert. Das frühe Paläozoikum ist durch zwei magmatische Ereignisse belegt, von denen heute Eklogit-Amphibolite und Hornblende-Gneise, sowie Orthogneise und Meta-Porphyroide zeugen. Durch die geochemische Analyse wurde gezeigt, dass die Magmen einem aktiven Kontinentalrand zugeordnet werden können und diese Ereignisse mit dem Zerbrechen des nördlichen passiven Kontinentalrands von Gondwana und der Entwicklung von intrakontinentalen Grabenbruchsystemen, zusammen mit der Öffnung der Paläotethys, stehen. Die Entwicklung eines passiven Kontinentalrands durch die Öffnung der Paläotethys kann als letztes Ereignis vor einem lang andauernden Zyklus (Neoproterozoikum bis Ordovizium) mit aktiven Kontinentalrand gesehen werden (Schulz et al. 2008).

### ***Variszische bis permische Metamorphoseereignisse***

Die von Gondwana gelösten Terrane und später Gondwana selbst kollidierten vom Devon bis ins Karbon mit Laurussia und formten das variszische Gebirge (Stampfli et al. 2002; von Raumer et al. 2002).

In diesem frühen Stadium der variszischen Gebirgsbildung kam es im Bereich der nördlichen Einheiten des Austroalpins zur Stapelung und Aufarbeitung der Kruste im Zuge einer Hochdruckmetamorphose zusammen mit aktiver Scherung. Im Süden führte dieses Metamorphoseereignis zu einer mehr temperaturbetonten Metamorphose im Bereich des passiven Kontinentalrands (zu den dadurch entstandenen Gesteinen gehört bspw. der Thurntaler-Pyllit-Complex).

Der post-kollisionale, spät-variszische Zyklus ist sehr gut belegt. In dieser Zeit drangen zahlreiche Plutone mit unterschiedlicher Zusammensetzung in den ABC ein. Dieses Ereignis wird von Schuster et al. (2001) als das permotriassische Event bezeichnet, welches im Austroalpin als auch im Südalpin zu verzeichnen ist und auf Grund der strukturellen Analyse einem extensionalen Umfeld und dem damit verbundenen Ausdünnen der Kruste zuzuschreiben ist. Die damit zusammenhängende Metamorphose ist eine HT/LP Metamorphose, welche durch *magmatic underplating* und der Bildung anatektischer Schmelzen in der unteren Kruste entstand. (Schuster et al, 2001). Stampfli und Mosar (1999) schrieben dieses Ereignis einem *slap-roll-back* im Zuge der nord-gerichteten Subduktion der Paläotethys zu.

### ***Alpine Deformation, Metamorphose und Exhumation***

Im Mesozoikum wurde die Apulische Platte und somit auch das Austroalpin durch die Öffnung des Meliata-Ozeans (bzw. der Neotethys im Sinne von Schmid et al., 2008) zerlegt und schließlich ab dem mittleren Jura durch die Öffnung des penninischen von der europäischen Platte getrennt (Schulz, 2008).

Die alpine Orogenese beginnt mit der spätjurassischen intraozeanischen Subduktion der Neotethys und der Subduktion des Hallstatt-Meliata-Ozeans (Schuster et al. 2001). In Folge kommt es zur Ausbildung einer intrakrustalen Scherzone, die zwei Bereiche innerhalb der apulischen Platte trennt: Apulien nördlich der Meliata Bucht und Apulien südlich davon (Schmid et al. 2004). Diese erste Phase wird in den Ostalpen als eoalpin bezeichnet. Auffallend ist, dass der ABC nördlich der PL viel stärker tektonisiert ist als der südliche Teil. Grund dafür ist, dass der nördliche Teil im Zuge des eoalpinen Schließens des Hallstatt-Meliata-Ozeans als Unterplatte fungierte (Schuster 2001). Teile des ehemaligen Hallstatt-Meliata-Ozeans findet man im östlichsten Teil des ABC in einigen wenigen Aufschlüssen (Mandl & Ondrejickova, 1993 in Schuster 2001). Die durch diese erste Phase der alpinen Gebirgsbildung hervorgerufenen Strukturen findet man vor allem in den permischen Pegmatiten, welche dadurch überprägt wurden. Im Kartiergebiet wurden eoalpine Metamorphosebedingungen um die 500° gemessen, was teilweise zur kompletten Auslöschung der variszischen Glimmeralter führte (Hoinkes et al. 1999).

In der späten Kreide bis ins frühe Tertiär wurde das eoalpine Orogen von starker Extension mit vorwiegend Top nach ESE gerichteter Kinematik erfasst (Froitzheim et al., 1994; Fügenschuh und Rockenschaub 1993; Fügenschuh 1995; Fügenschuh et al. 2000). In der dadurch entstandenen Störungszone sind Mylonite mit dynamischen Mikrostrukturen zu finden, welche im Hangenden der Störung fehlen. Das Hangende wird im Westen durch die schwach metamorphe Steinacher- und Blaserdecke (Mancktelow, 2001) repräsentiert, im Osten zählt etwa die Gurktaler Decke dazu.

Mit der Subduktion des penninischen Ozeans kam es zur Überschiebung des ABC auf die penninischen und europäischen Einheiten (Schulz, 2008).

Das maximale Alter der Überschiebung (bzw. Kollision) wurde anhand der jüngsten, in den Fenstern erhaltenen, Sedimente ermittelt (Oberhauser 1995). Im Engadiner Fenster fand man eozäne Sedimente (Waibl und Frisch 1989 in Mancktelow et al. 2001), aus dem Tauernfenster sind jedoch keine Sedimente aus dem Tertiär bekannt (Mancktelow et al. 2001)

Die penninischen Einheiten sind in tektonischen Fenstern aufgeschlossen (Tauern, Engadiner, Rechnitz), welche vorwiegend im Zuge der tertiären Exhumation und der lateralen Extrusion

entlang der flachwinkligen Abschiebungen zu Tage kamen (Ratschbacher et al. 1990 und 1991, Fügenschuh et al. 1997).

### ***Tertiäre Intrusionen***

Tertiäre Intrusionen sind an die Periadriatische Linie (PA) oder nahe an das periadriatische Störungssystem gebunden (z.B. von Blanckenburg und Davis 1995, Rosenberg, 2004). Die meisten tonalitischen Intrusiva und kalk-alkalischen Gänge welche mit der PA in Verbindung stehen, sind zwar in einem relativ engen Zeitabschnitt zwischen 30 und 32 Ma intrudiert, trotzdem konnte eine chronologische Geschichte der Intrusiva erkannt werden (Grollmund, 1996 in Mancktelow, 2001).

Von alt nach jung treten folgende Intrusiva im ABC auf:

1. Porphyrische Tonalite und granodioritische Gänge,
2. tonalitische und granodioritische Hauptintrusiva (Rensen, Rieserferner),
3. granitische, aplitische, pegmatitische und quarzitische Gänge, welche um die Plutone weit verbreitet sind,
4. späte, durchschlagende, feinkörnige mafische Gänge und Hornblende-haltige Lamporphyre.

Die zeitliche Abfolge der vier intrusiven Phasen waren für Mancktelow et al. (2001) entscheidend, um eine wichtige Entwicklung in der regionalen Tektonik, nämlich den Wechsel von einem sinistralen zu einem dextralen Störungssystem zwischen den Gruppen 1 und 2, zu begründen.

Zusammenfassend werden von Mancktelow et al. (2001) folgende fünf wichtige Phasen der Entwicklungsgeschichte für das Austroalpin südlich des Tauernfensters festgehalten, wobei die Autoren betonen, dass die Grenzen große Zeitspannen umfassen und demnach mit einer gewissen Unsicherheit behaftet sind:

1. Die charakteristischen permischen Pegmatite um 260 Ma.
2. Die mesozoische Sedimentbedeckung des prä-alpinen Basements.
3. Der Kontakt zu den mesozoischen penninischen Einheiten des Tauernfensters.
4. Die Gänge und größeren Plutone von Mauis, Rensen und Rieserferner, welche mehr oder weniger die oligozänen periadriatischen Intrusiva repräsentieren.
5. Die Exhumation und die Aufwölbung des Tauernfensters.

#### **1.4.4 Wichtige Strukturen**

Die Austroalpinen Einheiten zwischen der PA und dem Tauernfenster sind charakterisiert durch eine ausgesprochen heterogene Entwicklung von Scherzonen und Falten. Die

Orientierung der strukturellen Elemente ist mehr oder weniger konstant. Die dominante Schieferung streicht meist ENE-WSW und zeigt ein steiles Einfallen. Streckungs-, Intersektions- und Faltenachsen sind häufig subhorizontal, wobei der Schersinn bezogen auf Streckungslineare vorwiegend sinistral ist. Ausnahmen stellen dabei nur die Strukturen dar, welche durch die Bewegungen entlang der PA und durch die Exhumation des Tauernfensters hervorgerufen wurden. Die steigende Tiefe der Exhumation des Tauernfensters spiegelt sich in einem progressiven Stil der strukturellen und mikrostrukturellen Elemente nach NNW wieder. Die PA streicht E bis ESE was zur Folge hat, dass die älteren ENE streichenden Strukturen in Richtung Westen ausgeschnitten oder ausgedünnt werden während die Distanz zum Tauern Fenster abnimmt (Mancktelow et al. 2001).

Die DAV ist eine der wichtigsten Ost-West streichenden Störungen im ABC südlich des Tauernfensters und teilt den ABC südlich des Tauernfensters in einen nördlichen und einen südlichen Block. Der nördliche Block wurde im Zuge der alpinen Metamorphose duktil deformiert, im Gegensatz zum südlichen, in dem variszische Gefüge und Mineralparagenesen dominieren und die alpine Überprägung auf spröde Strukturen beschränkt ist (Borsi et al. 1978; Stöckhert, 1985; Schulz 1989 und 2001). Die DAV begrenzt das Arbeitsgebiet nach Süden.

Die Troja-Alm-Tal-Störung begrenzt das Gebiet der geologischen Kartierung im Osten und gehört zu einer Reihe von NW-SE-streichenden dextralen Blattverschiebungen. Im nördlichen Abschnitt kommt es entlang der Troja-Alm-Störungen zu einem Versatz von 1000-1500m (Senarclens-Grancy 1972). Die Troja-Alm-Tal-Störung entstand vermutlich als Riedelbruch im Zuge der dextralen Bewegungen im Mittleren Oligozän entlang der periadriatischen Linie. Nachdem die DAV eine Schwächezone darstellt, mündet die Troja-Alm-Tal-Störung in diese ein und ist somit südlich der DAV nicht weiter zu verfolgen (Manktelow et al. 2001).

## **1.5 Stand des Wissens**

Die systematische geologische Erforschung des Altkristallins südlich des Tauernfensters begann 1892 mit den petrographischen Studien von Becke am Rieserferner Tonalit und seinen Kontaktgesteinen.

Im Südtiroler Anteil des Altkristallin arbeiteten Dal Piaz (1934), Sander (1929) und Bianchi (1934). Bianchi (1934) und Dal Piaz (1934), erstellten eine geologische Karte und kartierten als Erste eine diskontinuierliche Störung mit einem generellen WSW Trend östlich von St. Jakob im Defereggental, über den Staller Sattel in das Antholz Tal bis in den Süden des

Zinsnocks und in das Mühlbachtal, wo die Störung mit einem Fragezeichen im Osten des Tauferer Tales endete. Zusätzlich zeichneten sie eine weitere tektonische Grenze, die fast E-W streichend von der Trias Line nördlich des Kalksteins zu dem östlichen Ende des Tauferer Tals (nahe der Mündung des Mühlbachtals) verläuft. Diese Linie wird später als Kalkstein-Vallarga-Linie bezeichnet (Borsi et al., 1978).

Gleichzeitig begann Senarclens-Grancy (1930, 1931, 1932) mit der Kartierung im Osttiroler Altkristallin. 1964 erschien ein zusammenfassender Bericht über seine Arbeiten, 1972 veröffentlichte er die *Geologische Karte der westlichen Deferegger Alpen 1:25000*, welche auch zu den Grundlagen dieser Arbeit zählt. Das Gebiet nördlich der DAV teilte er in einzelne Schollen ein, wobei die Gliederung anhand von Störungen und Gesteinscharakteristiken vollzogen wurde.

Schmidegg (1936, 1937) erkannte den Schlingenbau und eine steilachsige Tektonik im Altkristallin südlich der DAV, er entwickelte ein Modell zu deren Entstehung und verglich diese mit der Schlingentektonik in den Öztaler Alpen.

Borsi et al. (1973) erweiterten die von Bianchi et al. (1934) beschriebene Störung nach Westen bis nach Vals und gaben ihr den Namen „Defereggan-Antholz-Vals-Linie“, kurz DAV. Der DAV wurde die Bedeutung zugemessen, einen nördlichen Block mit einem spätalpinen Biotit-Abkühlalter, welches zwischen 16 und 28 ma liegt, von dem südlichen Block, welcher keine regionale alpine Metamorphose zeigte, zu trennen. Sassi et al. (1974, 1978) und Borsi et al. (1978) erwogen auch, dass die Kalkstein-Vallarga-Linie (KV) im DAV-Störungssystem von Bedeutung ist, wodurch das Austroalpin südlich des Tauernfensters in drei Teile geteilt wurde (nördlich und südlich der DAV, wobei der südliche Teil durch die KV in zwei Blöcke untergliedert wird). Borsi et al. (1978) wiesen weiters darauf hin, dass diese beiden Linien (DAV und KV) zu einem großen Gürtel von kataklastischen und mylonitischen Gesteinen gehören würden, die möglicherweise mehrere hundert Meter dick sind. Auch haben sie hervorgehoben, dass es zahlreiche kleinere Gürtel gibt, welche dieselben geometrischen und strukturellen Eigenschaften aufweisen und dass diese Strukturen durch spätere Transformbewegungen hervorgerufen wurden.

Schönlaub (1979) lieferte mit seinem Werk über das Paläozoikum von Österreich einen Überblick über die altkristallinen metamorphen Einheiten sowie über die nicht-metamorphen Einheiten und über deren paläogeographische Stellung vor der alpinen Orogenese.

Stöckhert (1982) wies auf die Bedeutung der DAV als Trennlinie zwischen Altkristallinblöcken mit unterschiedlicher struktureller und metamorpher Geschichte hin. Er unterteilte den nördlich der DAV liegenden Block in drei Teile von Süden nach Norden auf Basis der ansteigenden alpinen Metamorphose. Wichtig war hierbei dass, obwohl die DAV als das am südlichsten gelegene Element der duktilen alpinen Deformation gilt, die Deformation im Altkristallin südlich des Tauernfensters homogen ist und der Grad der Metamorphose in Richtung des Tauernfensters zunimmt. Stöckhert (1984, 1985) und Schulz (1988, 1989, 1994) unterschieden im ABC zwischen einer „alten alpinen Metamorphose (450+ - 50 °C und 750+-150MPa, Stöckhert 1984) und einer jüngeren Metamorphose, welche durch den Übergang von der spröden Deformation an der DAV in eine grünschieferfazielle Metamorphose (ca. 280°C) gegen Norden hin charakterisiert ist. Stöckhert gab für die Pegmatite im Altkristallin ein Kreidealter an, welches dem von Borsi et al. (1973), welcher ebenfalls Pegmatite in der Nähe von Weitental datierte, sehr ähnlich war. Diese Daten gaben Anlass zur Unterscheidung eines alten alpinen- bzw. eoalpinen Events und eines tertiären Events im Altkristallin südlich des Tauernfensters.

Kleinschrodt (1987) etablierte als Erster die Idee, dass die Bewegungen in der Mylonitzone der DAV sinistral waren.

Ntaflos (1981) beschrieb kurz einen mehrphasigen Ablauf von Metamorphosen aus den Gneisen der westlichen Deferegger Alpen.

Heinisch und Schmidt (1984) untersuchten den Übergang vom Altkristallin in den Thurntaler Quarzphyllit.

Frisch et al. veröffentlichten 1984 eine Studie zur Entwicklung des Austroalpinen Basement Complex (ABC) während der kaledonischen und variszischen Gebirgsbildung. Sie charakterisieren die verschiedenen Gesteinseinheiten in Bezug auf Alter und Entstehungsraum und entwickelten ein plattentektonisches Modell zu deren Metamorphosegeschichte.

Schulz (1989) untersuchte den strukturellen- und mikrostrukturellen Aufbau der Gesteine entlang der DAV, um die zeitliche und räumliche Entwicklung entlang der DAV aufzuklären. Er kam zu dem Schluss, dass es sich bei der DAV um eine sinistrale Blattverschiebung handelt, deren Bewegung zwischen 28 Ma und 21 Ma, nach der Platznahme der Tonalite (u.a. Rieserferner Tonalit), erfolgte. Er hielt fest, dass die Deformation entlang der Linie unterschiedliche Regime aufweist. So beobachtete er im Westen Warmdeformation ( $T > 300^{\circ}\text{C}$ ), im Osten wurden die Mylonite kataklastisch aufgearbeitet, bis schließlich ganz im

Osten die Kataklastite dominierten. Im Südteil der Linie ist eine Kataklastizone vorhanden. Die Entwicklung der Scherzone erfolgte laut Schulz (1989) in drei Phasen. Der Versatz wurde anhand der marmor- und amphibolitführenden Gesteine nördlich und südlich der DAV abgeschätzt und liegt ca. bei 30 km, die Dauer der Verschiebung lag bei 7 Mio Jahren. Schulz (1989) kam zu dem Schluss, dass die Bewegungen entlang der PA und entlang der DAV zeitlich nacheinander erfolgt sein müssen. Wie schon Kleidschrodt (1987) vermutete er, dass die Kinematik an der DAV im Zusammenhang mit einem kurzzeitigen N bis NE-gerichteten Vorschub der Apulischen Platte, welcher im angrenzenden Ostalpin ein sinistrale Transpressionsregime mit NE-SW-gerichteten Hauptspannungen verursachte, zusammenhängen würde. Seine Aussage unterstützt er mit der Tatsache, dass prä-intrusive Gänge des Rieserferner Tonalites NE-SW (sinistrale Transpression) verlaufen, post-intrusive Gänge jedoch SE (dextrale Transpression).

Hoke (1990) veröffentlichte Studien über das Altkristallin südöstlich des Tauernfensters (in der Kreuzeckgruppe) und beschrieb die Metamorphose der beiden Einheiten, sowie den Zusammenhang zwischen den strukturellen Studien und deren Einordnung in die Entwicklung der Ostalpen.

Schulz et al. (1993) veröffentlichten eine Arbeit über die prä-alpine Metamorphosegeschichte im Altkristallin südlich des Tauernfensters. Sie teilten den ABC südlich des Tauernfensters in zwei prä-alpine tektono-stratigraphische Einheiten. Die erste Einheit besteht aus der Metapsammopelitischen Einheit (MPU) und dem Gailtal Metamorphic Basement (GMB I-III), in denen teilweise Granite aus dem oberen Ordovizium vorkommen und welche generell in eine mehr monotone Einheit (MPU, GMB I-III) und eine variabelere AMU (in der mehr Metabasite und Marmorzüge vorkommen) unterschieden werden können. Zur zweiten Einheit gehören die phyllitischen Einheiten des Thurntaler Phyllit Complex (TC), Kreuzeckgruppe, Goldeckgruppe und GMB IV, welche vermutlich das vulkano-klastische Äquivalent zu den sauren Magmen des oberen Ordovizium, sowie die fossilienreichen paläozoischen Sedimente enthalten (Schulz, 1993).

In Anbetracht der zu dieser Zeit vorherrschenden paläogeographischen Modelle repräsentieren AMU, MPU und GMB I-III eine kontinentale Kruste, welche vor dem oberen Ordovizium gebildet wurde und im NW der paläozoischen Einheiten lag. Die phyllitischen Sequenzen würden nach diesem Modell, welches schon von Schönlaub (1979) postuliert wurde, im SE gelegen haben, und stellen eine paläozoische Sedimentation mit vulkanischer Aktivität an einem Kontinentalrand-Regime dar. Die prä-alpinen Strukturen sind jedoch in

beiden Einheiten ähnlich ausgeprägt. Frühe Deformation (D1-D2) fand parallel zur Streckungsrichtung statt und verursachte isoklinale Falten und eine Hauptfoliation (S2), welche später wieder verfaultet und von späteren Scherzonen, Phyllonitisierung und Diaphtorismus überprägt wurde. Im Altkristallin südlich des Tauernfensters findet man Granitoide, welche aus dem oberen Ordovizium stammen und als Zeitmarker gesehen werden, da sie die Deformation vor dem oberen Ordovizium abschließen. Die Entwicklungsgeschichte vor dem oberen Ordovizium wird auch als Pan-Afrikanisch bezeichnet. Die Autoren kommen weiters zu dem Schluss, dass, entgegen anderer Meinungen (z.B. Frisch et al. 1984), im Altkristallin südlich des Tauernfensters keine Hinweise auf kaledonische Störungen zu finden sind. Auch bekräftigen sie die Meinung von diversen Autoren (wie Stöckhert 1982; Hoke 1990), dass die amphibolitfazielle Überprägung jünger ist als die Schieferung S2. Sie bekräftigen damit die Aussage, dass die Einheiten hauptsächlich eine variszische Geschichte aufzeichnen. Schulz vertrat schon 1990 die Auffassung, dass die prograde P-T Entwicklung in der MPU zusammen mit der Scherdeformation (D1-D2) einen Hinweis auf eine früh variszische Krustenverdickung im Zusammenhang mit einer Kontinent-Kontinent-Kollision gibt. In diesem frühen Stadium wurde die Pan-Afrikanische Kruste aufgearbeitet und gehoben, wodurch die paläozoischen Sedimente einer prograden Temperaturmetamorphose ausgesetzt waren. Die retrograde Metamorphose wurde in einer spät-variszischen Phase erreicht, beide Einheiten waren dann vermutlich einem dextral-transpressiven System ausgesetzt (NW-SE) mit den Deformationsphasen D3, D4, D5. Aus diesem Grund kamen die Autoren zu dem Schluss, dass die prä-alpine Geschichte zusammengefasst werden kann in eine kaum bekannte vor-ordovizische Geschichte des Pan-Afrikanischen Basements, welches im Zuge der variszischen Orogenese komplett aufgearbeitet wurde und sich zu einem kontinentalen Regime entwickelte. Dieses wurde dann deformiert und metamorph überprägt.

Fügenschuh et al. (1997) publizierten eine Arbeit über die Exhumation des Tauernfensters. Mit Hilfe von Spaltspuraltern rekonstruierten sie die zeitliche Geschichte der Exhumation und Faltung des Tauernfensters, sowie der Entstehung der Brenner-Abschiebung. Vor ca. 20 Ma kam es zur Entwicklung der Brennerstörung, zu dieser Zeit lagen die Einheiten des Tauernfensters noch 23-25 km unter der Erde. Die erste Exhumierung erfolgte entlang einer Abschiebung, wobei das Tauern Fenster die Liegendscholle, das Ötztal-Stubai-Kristallin und der Innsbrucker Quarzphyllit die Hangendscholle darstellten. 15 km des Tauernfensters wurden dabei exhumiert. Zusätzlich wurde die Faltung auf Grund der konvergenten Tektonik weitergeführt. In einem zweiten Stadium vor ca. 13 Ma kam es zur weiteren Exhumation, allerdings waren nun die Einheiten des Tauernfensters und der Innsbrucker Quarzphyllit in

der Liegendsscholle. Die Abschiebung wurde zu einer planen Störung umgewandelt (Silltalstörung) und der Innsbrucker Quarzphyllit Komplex wurde in diesem Stadium Teil der Liegendsscholle.

Neubauer et al. (1999) befassten sich mit der prä- alpinen Metamorphose in den Ostalpen. Sie betonen, dass die Ostalpen unterschiedliche Metamorphosegeschichten in Bezug auf die Zeit, die Stärke und auf die Entwicklungsgeschichte beinhalten und dass viele Teile der Ostalpen durch eine polymetamorphe, prä- alpine Geschichte geprägt wurden. Auf Grundlage der metamorphen Entwicklung unterscheiden die Autoren verschiedene Basamenteinheiten: das penninische Basement (Tauernfenster), das untere-, obere- und mittlere Austroalpine Basement, die Basamenteinheiten entlang der Periadiadriatischen Linie und das Südalpine Basement. Auch schaffen die Autoren einen Konnex zur geodynamischen Entwicklungsgeschichte. Sie erklären, dass die variszische Metamorphose in Zusammenhang mit einer Kontinent-Kontinent-Kollision von abgetrennten Elementen des Gondwana-Kontinents mit den nördlichen Teilen der europäischen Varisziden und Fennosarmatia steht. Auch sind sie der Meinung, dass die Hoch-Temperatur-Metamorphose des Perm ein eigenes Event darstellt und dessen Ursache im magmatic unterplating, welches durch die post-variszische Extension (als Folge von Riftingprozessen) ausgelöst wurde, liegt.

Hoinkes et al. (1999) veröffentlichten eine Studie über die alpine Metamorphose in den Ostalpen. In diesem Zusammenhang zerteilten die Autoren das Austroalpin, welches die kontinentale Kruste im Süden des Penninischen Ozeans und im Süden der Subduktionszone repräsentiert, in verschiedene Einheiten (vgl. auch Kap. 1). Großstrukturell unterschieden sie in einen nördlichen Teil mit einer von Norden nach Süden ansteigenden alpinen Metamorphose und einen südlichen Teil, der keine signifikante alpine Metamorphose aufweist. Getrennt werden diese beiden Teile durch die sogenannte SAM = Southern limit of Alpine Metamorphism. Bei der alpinen Metamorphose kommen sie zu dem Schluss, dass die Austroalpinen Einheiten als auch die Penninischen Einheiten durch eine „clockwise“ PT-Entwicklung geprägt sind. Die Metamorphose begann mit einer frühen Hochdruck-Metamorphose, es folgte Druckentlastung und es kam zu amphibolit- bis grünschieferfaziellen Bedingungen. Den meisten Einfluss hatte die Metamorphose mit mittleren Drucken während des Druckabbaus, welche die Hochdruck-Metamorphose in den Gesteinen zum Teil gänzlich überprägte. Das Metamorphosealter variiert jedoch stark zwischen den Penninischen Einheiten und den Austroalpinen Einheiten. Das Hochdruckereignis in den Penninischen und in den unteren Austroalpinen Einheiten hat vermutlich ein eozänes/oligozänes Alter. Es wird

angenommen, dass die Metamorphose der penninischen Einheiten durch die Subduktion der penninischen Einheiten unter die kontinentale Kruste im Süden verursacht wurde, wobei die kontinentale Kruste durch die Austroalpinen Einheiten repräsentiert wird. Im Mittleren Austroalpin findet man Obere-Kreide Alter, welche in Verbindung mit der Kollision vor der Subduktion des penninischen Ozeans gebracht werden. Auch weisen die Autoren darauf hin, dass die Öffnung des Hallstatt-Meliata-Ozeans im Jura eine sich nach Westen erstreckende Zone mit einem hohen geothermischen Gradienten verursachte. Die Magmavorkommen und die Hochtemperatur Metamorphose in den östlichen Ostalpen könnten ein Beweis für diese Theorie sein. Die Öffnung des Penninischen Ozeans im Norden könnte wiederum die Schließung des Meliata-Ozeans während der Kreide verursacht haben, was wiederum zu kompressionaler Tektonik, Krustenverdickung und Metamorphose in den Austroalpinen Einheiten geführt hätte. Die Hochdruck-Gesteine haben sich im Zuge dieser Entwicklung gebildet und wurden durch Seitenverschiebungen entlang der SAM nach oben transportiert, wo sie heute das Austroalpine Basement mit Alpiner Metamorphose begrenzen.

Steenken et al. (2000) konstruierten ein Modell zur Platznahme des Rieserferner Plutons, welches die DAV maßgeblich für die Form des Rieserferner Plutons verantwortlich macht. Die Platznahme des Plutons erfolgte demnach in einer Pull-Apart-Struktur, welche im Zuge des Versatzes an der sinistralen DAV-Seitenverschiebung gegen die synmagmatischen Mylonite am Nordrand der Intrusion entstand. In dieser Pull-Apart-Struktur konnte weiterhin Magma aufsteigen, während im Osten individuelle Schmelzen entlang der DAV aufstiegen. In einem finalen Stadium kam es im zentralen Teil der Intrusion zur Aufwölbung, was zusätzlich zu der heute vorliegenden dreigeteilten Struktur des Rieserferner Plutons in einen östlichen, einen zentralen und einen westlichen Teil führte.

Müller et al. (2000) entwickelten eine Technik zum texturkontrolliertem Mikrosampling und anschließender Rb-Sr-Datierung an  $\mu\text{g}$ -großen Proben. Diese Methode ermöglicht es Minerale zu datieren, die eindeutig mit der Deformation in Verbindung stehen. Diese Technik wurde an Hellglimmern aus Myloniten, welche synkinematisch entlang der DAV gewachsen sind, erprobt (eine Probe stammt aus dem Rieserferner Pluton in der Nähe von St. Jakob im Defereggental). Um die Ergebnisse zu überprüfen wurden unabhängig davon Plutone und Ganggesteine mit der Rb-Sr-Analyse datiert. Die Ergebnisse zeigten, dass sich die Feldaufnahmen und Kontrolldatierungen mit denen aus dem sub-mm-Bereich deckten und die neuentwickelte Methode demnach als verlässlich angesehen werden kann. Auch wurde gezeigt, dass die DAV zwischen 33 und 30 Ma eine sinistrale Seitenverschiebung war, es

danach zu einem abruptem Wechsel kam, und das System zu einem dextralen transpressiven System wurde, welches mit der angrenzenden PA in Verbindung steht.

Mancktelow et al. (2001) analysierten in ihrer Arbeit die Beziehung zwischen der Bewegungsdynamik und dem Alter der Deformation im ABC südlich des Tauernfensters mit einem speziellen Fokus auf die Bewegungen entlang der DAV und der Periadriatischen Linie. In ihrer Arbeit beschäftigen sie sich vor allem mit der alpinen Geschichte des ABC. Entgegen der Meinung von Stöckhert (1984) der eine Unterscheidung der alpinen Metamorphose in eine alte und in eine eoalpine Phase forderte, postulierten die Autoren, dass anhand der Mikrostrukturen keine derartige Unterscheidung getroffen werden kann, vielmehr finden sich in ein und derselben dünnen Lage Anzeichen hoch- und niedergradiger, dynamischer Mikrostrukturen. Mancktelow et al. (2001) versuchten eine Erklärung für die unterschiedliche Metamorphose des ABC zu geben: Bevor das Tauernfenster im Neogen exhumierte wurde, befanden sich über dem Tauernfenster die Austroalpinen Einheiten (welche heute im Westen des TF liegen, im Hangenden der Brenner Abschiebung). Hochgradige kreidezeitliche Metamorphose passierte im Liegenden einer großen flachwinkligen Abschiebung, welche von der späten Kreide bis ins frühe Tertiär aktiv war. Diese Zone ist gekennzeichnet durch eine breite Zone aus Myloniten (Fügenschuh et al. 2000), welche einen Schersinn von Top nach ESE zeigt (Fügenschuh & Rockenschaub 1993). Im Hangenden dieser flachwinkligen Abschiebung sind die oberen Austroalpinen Einheiten zu finden, welche keine signifikante alpine Metamorphose zeigen. Im Zuge der Hebung des Tauernfensters wurden diese Einheiten mitgefaltet und in eine steile Orientierung südlich des Tauernfensters gebracht mit einem sinistralen Schersinn relativ zu der flachen Lineation und einer scharfen Grenzen zu den oberen Austroalpinen Einheiten, welche noch weiter südlich liegen und denen die alpine Überprägung komplett fehlt (Mancktelow et al. 2001). Im Zuge der Studien erkannten die Autoren, dass sinistrale Bewegungen vor dem mittleren Oligozän im Süden des Tauernfensters weit verbreitet sind und dass die steile Orientierung des ABC schon vor dem mittleren Oligozän abgeschlossen war. In den Tonaliten (Rensen und Rieserferner) entlang des Periadriatischen Störungssystems konnten keine Anzeichen auf sinistrale Bewegungen gefunden werden, vielmehr konnte man einen deutlichen Wechsel in der Kinematik feststellen. Vor ca. 30 Ma intrudierten die großen Plutone und gleichzeitig kam es zu der Entwicklung eines regionalen dextral-transpressiven Systems, welches bis heute andauert.

Im Jahr 2001 erschien wiederum eine Arbeit von Schulz et al. über die Geologie des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters zwischen dem Virgental und dem Pustertal.

Darin wird das Altkristallin gegliedert und die einzelnen Einheiten werden anhand ihres Alters und der Metamorphose beschrieben, sowie die Entwicklungsgeschichte des Altkristallins zusammengefasst. Die Forscher gehen dabei der Frage nach, ob die Kristallisation von Granat und die damit verbundene amphibolitfazielle Metamorphose ein alpidisches oder variszisches Alter aufweist, wobei die Argumente für ein prä-alpidisches Alter sprechen. Auch weisen die Autoren darauf hin, dass die DAV eine oligozäne Störung ist, in die der Rieserferner Pluton in einem mehrphasigen Ablauf scherzonenparallel intrudierte. Durch Analyse der Gefüge erkannte man, dass der Rieserferner Pluton seine Platznahme innerhalb einer Pull-Apart-Struktur fand, welche durch die DAV und eine nördlich davon liegende Linie verursacht wurde. Die Ursachen für die synmagmatischen Strukturen im Rieserferner Pluton werden in einem zweiten Magmenschub vermutet.

Schuster et al. (2001) konzentrierten sich in ihrer Arbeit auf die permo-triassische Extension und der in diesem Zusammenhang entstandenen HT/LP Metamorphose der Austroalpinen- und der Südalpinen Einheiten. In ihrer Arbeit diskutierten sie die Einheiten des ABC basierend auf einer Karte von Hoinkes et al. (1999) in Bezug auf ihre petrographischen Eigenschaften und in Bezug auf ihr Alter. Schuster et al. (2001) betonten, dass die HT/LP Metamorphose ihre Ursache im Ausdünnen der Lithosphäre im Zuge extensionaler Tektonik und damit verbundener Bildung von Schmelzen findet. Wenn diese Schmelzen die Kruste-Mantel-Grenze erreichen kommt es zum, schon von Neubauer et al (1999) erwähnten, magmatic unterplating und zur Bildung anatektischer Schmelzen in der Kruste. Zeitgleich kommt es zur HT/LP Metamorphose.

Steenken et al. veröffentlichten 2002 eine Studie über die Exhumation und Platznahme des Rieserferner Pluton, in der die Abkühl- und Exhumationsraten des Plutons erforscht wurden. Die Abkühlalter nördlich und südlich der DAV erlaubten einen direkten Rückschluss auf die Exhumationsraten, welche nördlich der DAV konstant abnehmen, von 1mm pro Jahr zu 0,2 mm pro Jahr. Spaltspuralter nördlich und südlich der DAV zeigen auch vertikalen Versatz an, die Exhumationsgeschichte zeigt dabei jedoch keine Auffälligkeiten. Die Studien am Rieserferner Pluton haben ergeben, dass der westliche Teil des Rieserferner Plutons ursprünglich den tiefsten Teil der Intrusion darstellte, während der schmale Teil entlang des Defereggentales das höchste Intrusionsniveau darstellt. Der vertikale Versatz innerhalb des Plutons wurde mit 2,2 km berechnet. Die Erkenntnisse aus den Studien passen laut den Autoren mit der von Steenken et al. (2000) entwickelten Theorie zur Platznahme des Plutons zusammen. Der schmale Teil im Osten des Rieserferner Plutons scheint zum letzten Stadium

des Magmenschubs zu gehören, individuelle Schmelzen könnten jedoch auch mit den ursprünglichen verschmolzen worden sein.

Schulz und Bombach (2003) verfassten eine Arbeit über die Datierung von prä-variszischen Magmatiten im Altkristallin südlich des Tauernfensters und kamen zu der Erkenntnis dass es mehrerer Ausgangsgesteine gibt, welche auf die Art des Magmatismus, als auch auf den Zeitpunkt der Entstehung im geodynamischen Zusammenhang schließen lassen.

Wagner et al. (2006) stellten eine neue Theorie zur Platznahme und zur Geometrie des Rieserferner Plutons auf. Aufsteigen und Platznahme des Plutons erfolgt in ihrem Modell in mehreren Phasen. Frühe Schmelzen drangen entlang der DAV auf und wurden parallel zur steilstehenden Foliation des Austroalpins abgelagert. Die finale Platznahme fand in zwei Phasen statt, zuerst stieg ein flacher Magmenkörper nördlich der DAV auf, danach wurde dieser Körper kuppelförmig aufgetrieben. Durch die post-intrusive Indentertektonik wurde der Pluton verstellt und es kam zu einer stärkeren Exhumation der westlichen Seite des Plutons als der östlichen und zur Freilegung von tieferen Einheiten des Plutons. In ihrer Studie vertreten sie die Ansicht, dass Schmelzen bevorzugt an großen mylonitischen Scherzonen aufsteigen. Auch zeigt ihrer Meinung nach der Rieserferner Pluton, dass der Magmenkanal einer steilen Scherzone folgte und so Magma in höhere Stockwerke (höher als das ursprüngliche Top des Plutons) liefern konnte, um dort eventuelle seichte Magmenkammern zu versorgen. Sie halten fest, dass der vom Auftrieb getriebene Magmenkörper durch die mylonitische Scherzone des Periadriatischen Störungssystems kanalisiert wurde. In einem späteren Stadium wurde die finale Form des Plutons durch das regionale transpressive System und lokalen, durch Schmelzen induzierten, Stress geprägt.

Rosenberg et al. (2007) haben sich experimentell mit dem Eindringen des Südalpinen Indenters in die Nordalpen beschäftigt. In den Nordalpen ist die tertiäre Deformation durch N-S-Verkürzung mit gleichzeitiger E-gerichteter Extension gekennzeichnet. Ziel der experimentellen Untersuchungen war es, den absoluten Betrag des Versatzes entlang der Störungen, welche die Südalpen begrenzen, zu eruieren und den totalen Betrag der lateralen Bewegungen zu bestimmen. Bei den Experimenten handelte es sich um Sandboxversuche. Man unterschied zwei Versuchsreihen, in denen einerseits parallele Verkürzung und andererseits das Eindringen des Indenters untersucht wurden. Die tertiäre Verformung in den Ostalpen wurde am besten durch einen sich 20°N bewegenden starren Indenter repräsentiert. Durch dieses Experiment kam es zu einem NNE-gerichteten Versatz der Partikel vor der langen Seite des Indenters. Als Konsequenz könnte die miozäne Bewegung des Südalpinen

Indenters ebenfalls NNE gerichtet sein. Trotzdem betonen die Autoren, dass es nicht auszuschließen ist ähnliche Strukturen durch Variation der Rahmenbedingungen zu erhalten. Ergeben haben ihre Experimente, dass es für das heutige Störungsmuster in den Ostalpen keine großen Beträge von orogenparalleler Extension bedarf. Sie schlagen daher vor, dass die E-W-Extension in den Ostalpen nicht über 20% betrug.

Schulz et al. (2008) beschäftigten sich mit der geodynamischen Evolution eines alpinen Terranes, genauer mit dem Austroalpinen Basement im Süden des Tauernfensters als Teil der Apulischen Platte. Sie rekonstruieren die prä-variszische Entwicklungsgeschichte anhand von Gesteinschemismen und Zirkon-Datierung. Die variszische Kollision und die alpine Geschichte werden durch die Analyse struktureller und mikrostruktureller Elemente, geothermobarometrischer Rekonstruktion von P-T-Pfaden, durch die Datierung von Metamorphose-Events und mit Hilfe von thermaler Modellierung erklärt.

Schuster und Stüwe (2008) beschäftigten sich mit dem permischen Metamorphoseereignis in den Alpen. Sie haben eine Theorie bezüglich der tektonischen Gegebenheiten aufgestellt und diese anhand thermischer Modelle überprüft. Zusammenfassend kommen sie zu dem Schluss, dass es vom Perm bis in die Trias zu einer ausgedehnten extensionalen Tektonik in den Alpen kam. Die Wärmequelle für das LP/HT-Event im Perm kam aus mafischen Unterplatten durch Dekompressionsschmelzen des subkontinentalen Mantels während der lithosphärischen Krustenausdünnung, getrieben durch sekundäres Krustenschmelzen entlang der Moho. Dieses Ereignis wird durch anschließende Subsidenz und Auskühlen der Kruste beendet. Die Dicke der Trias-Sedimente entspricht der Subsidenzrate.

Rosenberg et al. (2009) verfassten eine Arbeit über die Ursachen und Arten der Exhumation und des lateralen Wachstums von Gebirgen, wobei sie vor allem der Frage nachgingen wie stark Erosionsprozesse das Wachstum der Alpen kontrollieren. Das Ergebnis der Studie war, dass im Falle der Alpen Erosionsprozesse eine untergeordnete Rolle spielen im Gegensatz zu Änderungen in der Tiefenstruktur, welche definitiv in erster Linie die laterale Ausdehnung der exhumierten Front kontrollieren.

---

## 2 LITHOLOGIEN

---

In diesem Kapitel werden die Lithologien beschrieben. Die Beschreibung erfolgt anhand von Geländebeobachtungen und Dünnschliffuntersuchungen und wird durch Literaturverweise ergänzt.

### 2.1 Prekambrische Gesteine

Bei diesen Gesteinen handelt es sich, wie schon in Kap. 1.4.3. beschrieben, um Sedimente, die bereits vor dem oberen Ordovizium, vermutlich schon im Präkambrium, abgelagert wurden (Schulz et al. 2008). Die Grenze zwischen dem Paragneis und dem Glimmerschiefer ist selten aufgeschlossen, meist ist der Übergang zwischen den beiden Gesteinen gar nicht aufgeschlossen.

#### 2.1.1 Muskovitglimmerschiefer

Von Schulz et al. (2001) werden diese Gesteine unter dem Begriff Muscovitschiefer-Serie oder nach der Typlokalität als Durreck Muscoviteschist Group (DMG) zusammengefasst. Es handelt sich dabei um muskovitreiche Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer sowie Granat-Quarz-Gneise (Schulz et al. 2008). Diese wechsellagern häufig mit Zwei-Glimmerschiefern und Biotit-reichen Schiefen. Teilweise werden sie von reinen ausgelängten Quarzlagen durchzogen. In wenigen Lokalitäten wurden Amphibolit- und Marmorzüge in den Glimmerschiefern gefunden (Schulz et al. 2001), im kartierten Gebiet kommen die Amphibolit- und Marmorzüge ausschließlich in den Paragneisen vor.

Das Gestein fällt im Gelände vor allem durch seinen deutlichen Lagenbau auf. Die Schiefer weisen meist eine silbergraue Farbe auf, teilweise verwittern sie auch rötlich. Im Anschlag ist vorwiegend Muskovit und Chlorit erkennbar, in vielen Bereichen findet man lagenparallele ausgelängte Quarz-Knauern (Abb. 6.). Ein deutliches Brechen entlang der Glimmerlagen ist charakteristisch. Teilweise sind isoklinale Falten (Abb. 7.) erkennbar.



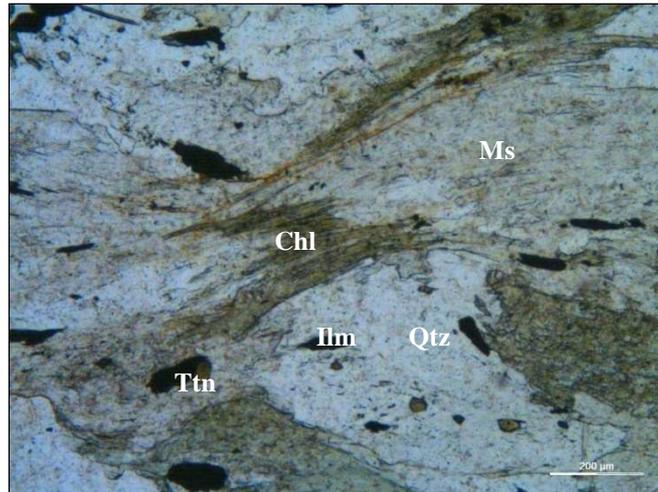
Abb. 6: Glimmerschiefer mit ausgelängten Quarz-Knauern



Abb. 7: Hellgrau angewitterter Glimmerschiefer mit isoklinaler Falte (in Orange nachgezeichnet)

### ***Mikroskopische Beschreibung***

Das Gestein besteht im Wesentlichen aus Muskovit, Chlorit und Quarz, wobei Muskovit zum Teil durch Chlorit ersetzt wird (siehe Abb.8). Granate treten ebenfalls häufig auf, Feldspat ist untergeordnet vertreten. Weitere Minerale sind Zoisit (zerschert), opake Minerale (vermutlich Illmenit) und Turmaline, die richtungslos über der Schieferung zu liegen scheinen.



**Abb. 8: Glimmerschiefer im Dünnschliff (Hellfeld), erkennbar ist vor allem Chlorit und Muskovit, sowie Quarz. Bei den opaken Mineralen handelt es sich vermutlich um Illmenit, bei den rotbraunen Mineralen um Titanit.**

### 2.1.2 Paragneis

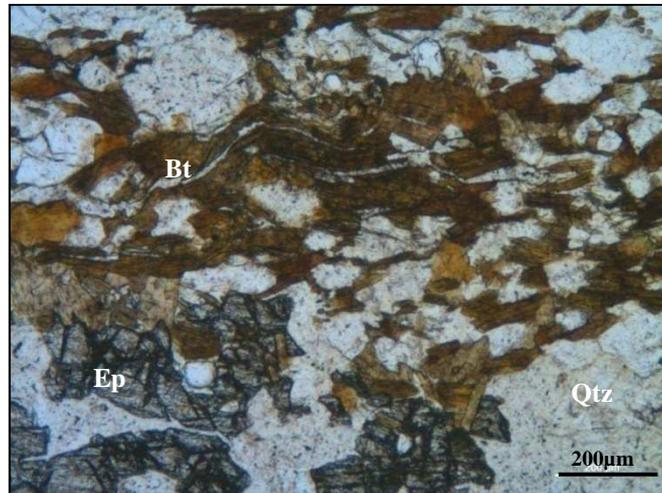
Die in dieser Arbeit als Paragneise kartierten Gesteine werden auch als Zwei-Glimmergneise (Senarclens-Grancy 1965), Biotit-Gneis-Serie (Schulz et al. 2001) oder Schiefergneise (Geofast-Karte der GBA) bezeichnet. Häufig sind in diesen Gesteinen Amphibolit- oder Marmorlagen zwischengeschaltet (Schulz et al. 2001). In manchen Bereichen dominieren gebänderte quarzitisches Biotitgneise. Laut Schulz et al. (2001) sind die Marmorzüge den Amphibolit-Lagen zwischengeschaltet. Die Amphibolite sind Metabasika und werden dem permischen HT/LP- Ereignis zugeschrieben, die Marmorlagen entstanden durch eine Änderung des Sedimenteintrages.

Im kartierten Gebiet waren die Marmorlagen nicht an die Amphibolitzüge gebunden. Die Marmorlagen traten in den Paragneisen auf, die Mächtigkeit variierte zwischen 30 cm und 7 m.

Im Gelände unterscheiden sich die Paragneise von den Glimmerschiefern vor allem durch ihren Mineralbestand. In den Paragneisen ist meist ein hoher Anteil an Biotit im Anschlag erkennbar. Des Weiteren sind die Paragneise weniger homogen als die Glimmerschiefer, das bedeutet, dass ein primärer Lagenbau durch einen Wechsel von ehemals stark sandigen Lagen mit tonigen Lagen erkennbar ist. Die Verwitterungsfarbe variiert je nach Mineralbestand, stark tonige Lagen verwittern bräunlich-rötlich und erscheinen eher massig, die sandigen Lagen verwittern meist dunkelgrau. Quarzite treten häufig auf und sind meist parallel zur Hauptschieferung, teilweise findet man auch ausgelängte Quarz-Knauern, die ebenfalls parallel zur Hauptschieferung eingeregelt sind. Isoklinale Falten innerhalb einzelner Lagen sind häufig im Aufschlussmaßstab zu beobachten.

### ***Mikroskopische Beschreibung***

Die Hauptbestandteile sind Quarz, Feldspat (Plagioklas) und Biotit. Nebenbestandteile sind Muskovit und Chlorit, vereinzelt Granate. Akzessorien sind Epidot, Apatit und Turmaline. Die Feldspäte sind zum Teil serizitisiert.



**Abb. 9:** Paragneis im Dünnschliff (Hellfeld). In diesem Schliff sind vor allem Biotit und Quarz, sowie Epidot zu sehen.

### **2.1.3 Marmor**

Die Marmore sind im Gelände sehr leicht schon von der Ferne durch ihre deutlich hellere Farbe vom Umgebungsgestein (Paragneis) zu unterscheiden. Die Verwitterungsfarbe ist hellgrau bis dunkelgrau, im Anschlag wechseln weißliche Lagen mit hellgrauen und dunkelgrauen Lagen. In einigen Bereichen sind Falten (siehe Abb. 10 b.) erkennbar, häufig ist das Gestein jedoch eher massig und zeigt weder eine deutliche Schichtung noch Schieferung.



**Abb. 10: a.)** Marmorzug im Paragneis



**b.)** Polyphas verfalteter dunkelgrauer Marmor

### ***Mikroskopische Beschreibung***

Aus den Marmorzügen wurden mehrere Proben genommen, im Dünnschliff unterschieden sich diese Proben deutlich auf Grund der Korngröße. Die Abb. 11 zeigt eine sehr homogene Probe mit vorwiegend Kalzitkristallen, zum Teil sind auch Quarz und Muskovit zu finden.

Die Probe aus Abb. 12 ist charakterisiert durch eine sehr feinkörnige Matrix aus Kalzit in der wiederum größere Kalzitkristalle, Quarzkörner oder Glimmer eingebettet sind.

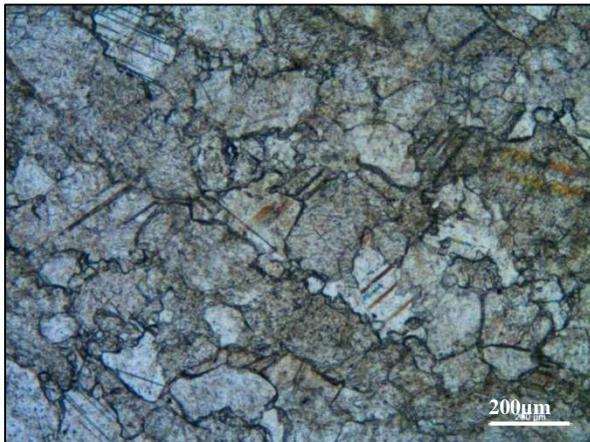


Abb. 11: Probe 29 im Dünnschliff (Hellfeld). Diese Probe ist sehr homogen in Bezug auf Zusammensetzung (fast ausschließlich Kalzit) und Körngröße.

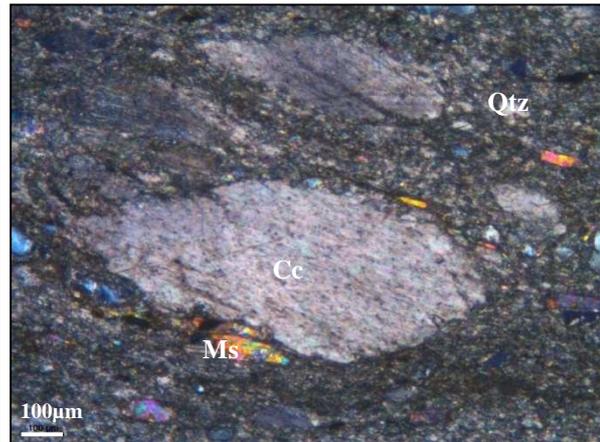


Abb. 12: Probe Nr. 27 unterscheidet sich deutlich von Probe 29: größere Körner (1 mm) umgeben von Muskovit und einer feinkörnigen Matrix aus Kalzit.

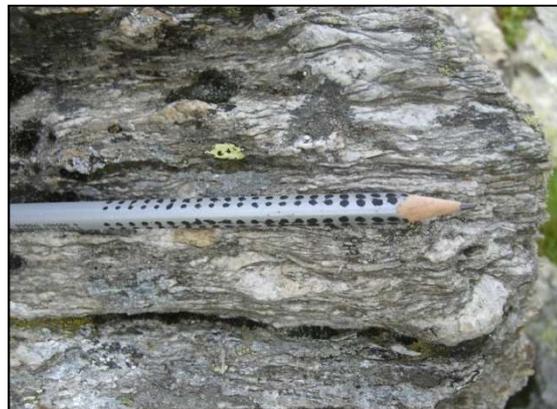
## 2.2 Orthogneis (Ober-ordovizische Intrusiva)

Die Orthogneise haben ein Alter von  $434 \pm 4$  Ma bis  $449 \pm 4$  Ma (Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter Borsi et al. 1973 in Schulz 2001) und sind demnach die ältesten bekannten Orthogneise im ABC südlich des Tauernfensters. Die Orthogneise entstanden vermutlich aus krustalen anatektischen Schmelzen, welche eine granitische bis granodioritische Zusammensetzung hatten (Schulz et al. 2001).

Die Orthogneise sind im Gelände vor allem durch ihre hellere Farbe, im Vergleich zu den Glimmerschiefern und den Paragneisen, zu erkennen. Sie verwittern hellgrau und sind häufig leicht rötlich bis hellbraun. Das Gestein ist reich an großen Feldspäten, die in Form von Augen vorliegen (Augengneis). Diskordante Quarz-Gänge durchschlagen die Gneise teilweise.



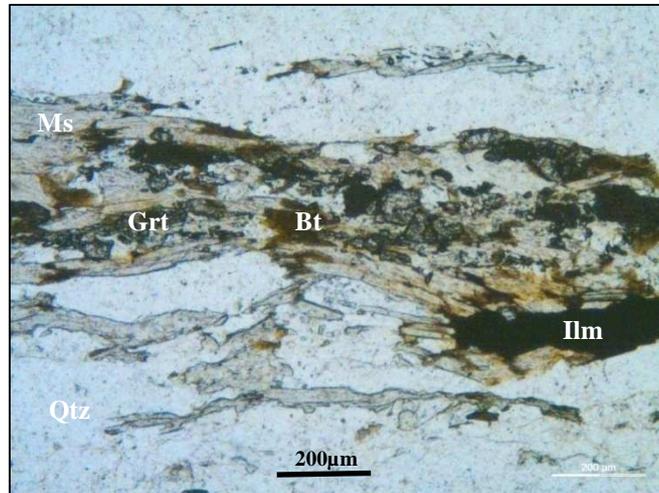
Abb. 13: a.) Orthogneis mit dicken Quarzadern



b.) Augengneis

### **Mikroskopische Beschreibung**

Der Orthogneis besteht aus großen (2-3 cm) Feldspaten (Plagioklas und Alkalifeldspat (Mikroklin)), Quarz, Muskovit und Biotit, welcher teilweise retrograd chloritisiert (Abb.14). Zusätzlich findet man Granat, Apatit, Zoisit, Titanit, Zirkon, Epidot und Klinozoisit.



**Abb. 14:** Im Hellfeld ist erkennbar, dass der Orthogneis vor allem aus Quarz, Muskovit und Biotit besteht. Bei den opaken Mineralen handelt es sich vermutlich um Illmenit, auch Granate sind in diesem Bildausschnitt zusehen.

## **2.3 Amphibolite**

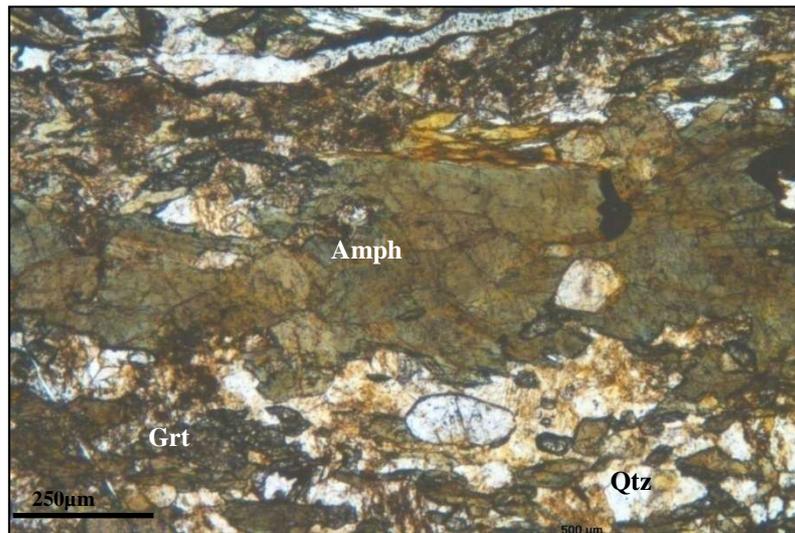
Amphibolite werden in unterschiedlicher Mächtigkeit in den Paragesteinen (Paragneis und Muskovit-Glimmerschiefer) beschrieben. Floyd und Winchester (1978) haben gezeigt, dass die Amphibolite überwiegend einen alkalibasaltischen Charakter aufweisen. Nur wenige Amphibolite zeigen eine tholeiitische Zusammensetzung (Pearce & Norry, 1979). Aus verschiedenen Feldstudien (bspw. Stöckhert 1982, Schönhofer, 1999) geht hervor, dass die Metabasite alle im Zuge der variszischen und der coalpinen Gebirgsbildung deformiert wurden. In der Lasöringgruppe ist diese Überprägung penetrativ.

Die Amphibolite wurden bereits vor dem oberen Ordovizium gebildet. Diese Annahme geht aus den Funden von Borsi et al. (1973 in Schulz et al. 2001) hervor, die in spät-ordovizischen Plutonen amphibolitische Xenolithe fanden. Chemische Untersuchungen der Amphibolite ergaben einen Back-Arc-Bildungsbereich (Schulz et al. 2001, Steenken & Siegesmund 2000). Im Gelände sind die Amphibolitzüge erkennbar durch ihre dunkelgrüne bis fast schwarze Farbe. Ihre Mächtigkeit liegt im dm-Bereich. Innerhalb der Lagen wechseln dunkelgrüne Lagen mit weißen Feldspatlagen ab. Sie sind stark geschiefert und teilweise boudiniert.

### **Mikroskopische Beschreibung**

Hauptbestandteile sind Amphibol und Titanit. Im Schliff (Abb.15) sind rote durchscheinende Minerale zu sehen, bei denen es sich vermutlich um Rutil handelt. Zusätzlich findet man

Apatit , Granat, Chlorit, Klinozoisit und/oder Epidot, sowie opake Minerale (wahrscheinlich Illmenit).



**Abb. 15: Amphibolit im Dünnschliff im Hellfeld. Zu sehen sind überwiegend Amphibole, Quarz, Biotit, Titanit und teilweise Granat.**

## 2.4 Pegmatite

Schulz et al. (2001) beschreiben Pegmatite als einen wesentlichen Bestandteil der Paragneise bzw. der Biotitgneis- Serie. Demnach kommen Pegmatite als Millimeter bis Zehnermetermächtige Lagen vor und bestehen im Wesentlichen aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und dickplattigem Muskovit. Die jüngsten Pegmatite sind vor allem durch das Auftreten von Turmalin von den älteren zu unterscheiden (Borsi et al. 1980). Die Bildung von Pegmatiten ist charakteristisch für den spät-variszischen Zyklus (vgl. Kap.1.4.3), wobei die jüngsten Pegmatite ein permisches Alter von 260 Ma aufweisen (Del Moro & Notarpietro 1987).

Pegmatitgänge werden auch in Zusammenhang mit der Rieserferner Intrusion beschrieben (Steenken et al. 2001), diese müssen jedoch wesentlich jünger sein.

Im Arbeitsgebiet wurde ein Pegmatitgang gefunden. Dieser liegt der geologischen Karte von Senarclens-Grancy (1972) zufolge nahe am Rieserferner Tonalit im Paragneis. Der aufgeschlossene Pegmatit zeigte sehr große Glimmer (ca. 1 cm) und große Feldspatkristalle, zudem war er stark duktil deformiert. Die starke Deformation spricht dafür, dass der Pegmatitgang nicht in Zusammenhang mit der Rieserferner Intrusion steht, sondern zu den spät-variszischen Pegmatiten gehört, eine genaue Zuordnung konnte jedoch auf Grund der Geländebeobachtungen nicht gemacht werden. Es wurden auch keine Proben von diesem Aufschluss genommen, da sich dieser Gang nicht im Bereich der geologischen Kartierung befand.

## 2.5 Rieserferner Tonalit

Der Rieserferner Tonalit gehört zu einer Reihe von tertiären periadriatischen Intrusionen und erstreckt sich über eine Länge von 40 km und eine Breite von bis zu 7 km (Rosenberg et al. 1995). Der östliche Teil des Rieserferner Plutons wird im Süden direkt von der DAV begrenzt, im Westen knickt die DAV nach WSW um und der Zinsnockpluton erscheint zwischen der DAV und dem Rieserferner Pluton.

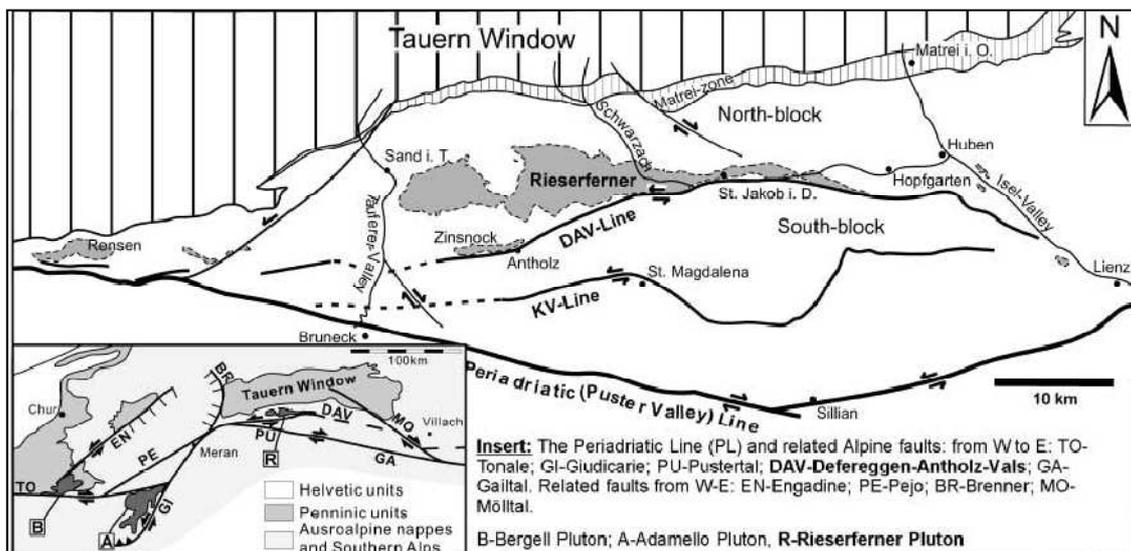


Abb. 16: Übersicht über die alpinen Störungen im Süden des Tauern Fensters (Steenken et al. 2002)

Die periadriatischen Intrusionen entstanden in einem späten Stadium der alpinen Orogenese (Schulz et al. 2008). Der treibende Mechanismus zur Entstehung der Schmelzen war *slap break off*, dabei wird angenommen, dass im Zuge der Subduktion des penninischen Ozeans die leichte kontinentale Kruste des europäischen Kontinentalrandes ebenfalls in die Subduktionszone folgte. Der Dichteunterschied bewirkte, dass sich die ozeanische Kruste von der kontinentalen Kruste abtrennte, während die kontinentale Kruste nach oben trieb. Durch diesen Prozess kam es zu Rissen in der abtauchenden Platte, was dazu führte, dass die ozeanische Kruste schließlich abgetrennt wurde und heiße Asthenosphäre nach oben dringen konnte und dort direkt in Kontakt mit der überfahrenden Platte (Apulia) kam. Der anhaltende Fluss der Asthenosphäre in Richtung der überfahrenden Platte bewirkte eine Erwärmung der Kruste und führte schlussendlich zur Aufschmelzung der kontinentalen Kruste und zur Bildung von Schmelzen (von Blanckenburg et al. 1998).

Die Zusammensetzung des Rieserferner Plutons variiert von dioritisch, tonalitisches und granodioritisch bis granitisch (Bellieni et al. 1981). Chemisch gesehen handelt es sich bei den periadriatischen Intrusionen um basaltische Teilschmelzen, welche aus dem oberen Mantel stammen und sich mit Schmelzen aus der unteren und oberen Kruste vermischten (Schulz, 2008).

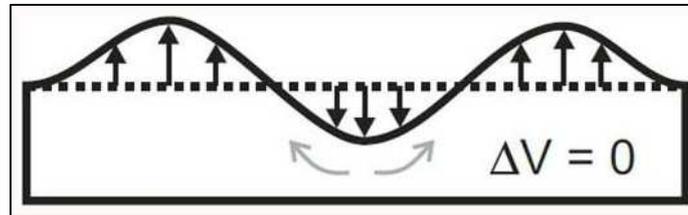
Der Rieserferner Pluton drang in die metamorphen Gesteine des ABC ein, die Foliation des ABC umhüllt den Pluton und fällt, entlang der südlichen Grenze des RF, mittelmäßig bis steil ein. Im Norden fällt die Foliation des ABC steil bis vertikal parallel des Kontaktes ein, wobei die Foliation des ABC in höher gelegenen Einheiten am Kontakt zum RF wieder flacher wird (Steenken et al. 2000). Studien an den magmatischen Gefügen des Plutons (Steenken et al. 2000) ergaben, dass der Pluton aus drei miteinander verbundenen Domstrukturen besteht welche sich mit petrologischen Beobachtungen bezüglich der Korngrößen und Zusammensetzung des Gesteins decken (bspw. Steenken et al. 2000).

Die Form des Plutons und die Mineralparagenesen in der Kontaktzone waren lange Zeit Gegenstand der wissenschaftlichen Diskussionen zur Entstehung dieses Plutons. Studien haben gezeigt, dass der Pluton nicht durch einen einzigen Magmenschub entstand, sondern dass es sich um zwei Impulse handelte, wobei die Temperaturen des zweiten Magmenschubes deutlich über denen des ersten gelegen haben könnten. Durch diesen Prozess wären die in der Kontaktzone vorkommenden Hoch-Temperatur-Mineralparagenesen erklärbar (Steenken, 2002).

Strukturell kann der Pluton in vier Teile unterteilt werden (Wagner et al. 2006): einen basalen Teil, ein Dach, einen nördlichen Teil und einen südlichen Teil mit dem Zuflusskanal, wobei letzterer das Kartiergebiet umfasst. Die Orientierung des Kontakts des Pluton mit den Austroalpinen Einheiten, als auch seine Foliation ändern sich von Osten nach Westen. Nachdem das kartierte Gebiet im Bereich des Zuflusskanales (Feeder Channel) liegt, muss festgehalten werden, dass die Foliation in diesem Bereich steil nach Süden einfällt und konkordant mit der Foliation des ABC ist (Wagner et al. 2006). Die steile Foliation des ABC soll bereits während der Platznahme existiert haben (Fügenschuh et al., 1997).

Die Platznahme des Rieserferner Plutons war durch die mylonitische Scherzone der DAV kontrolliert, die finale Platznahme und seine Form wurden jedoch durch das regional herrschende transpressive System und durch den lokalen, schmelzeninduzierten Stress gesteuert. Weiters kam es durch die Intrusion zur lokalen Hebung des ABC, wodurch sich der Pluton quasi selbst den benötigten Platz verschaffte. Der Hauptkörper der Intrusion bildete sich als eine Art hydraulische Fraktur, welche subhorizontal nach Norden propagierte, ausgehend vom *Feeder Channel* nahe der DAV-Mylonitzone (Wagner et al. 2006). Die subhorizontale Orientierung des RF spiegelt das regionale transpressive Stressfeld wider (Kleinschrodt, 1987). Das Eindringen des Magmas führte zu weiteren Brüchen im ABC, wodurch eine sillartige Verbreitung des Magmas möglich wurde, späteres Doming gab dem Pluton seine heutige Form. Das Doming selbst wurde durch aufwellendes Magma verursacht.

Dieses Modell erklärt, wie es zur Entstehung von zwei Kuppeln kam, welche durch eine Synform getrennt sind, deren Achse normal auf alle vorherrschenden Strukturen steht. Das Doming selbst muss schneller als die regionale Konvergenzrate (3,33 cm/yr) gewesen sein (Wagner et al. 2006).



**Abb. 17:** Modell für den Prozess des Domings im Dach des Pluton. In diesem Modell kommt es durch auftreibendes Magma zur Ausbildung von zwei Kuppeln. Die grauen Pfeile symbolisieren den Magmenfluss, die schwarzen Pfeile zeigen den Versatz des Plutondaches und die gestrichelte Linie repräsentiert das Dach des Plutons vor der Aufwölbung. (Wagner et al. 2006)

Der kartierte Bereich umfasst (der petrologischen Unterteilung nach Steenken et al. 2000 zufolge) feinkörnige, mafische Tonalite, Granodiorite und Granite, die Hornblende und Biotit beinhalten, sowie feinkörnige leukrate Granodiorite bis Granite, welche Biotitlagen enthalten, als auch die untergeordnete quarzdioritische Einheit.

Im Anschlag waren vor allem Muskovit, Biotit und Quarz zu erkennen, meist ist das Gefüge sehr gleichkörnig und scheint strukturlos, in manchen Bereichen ist eine schwach ausgeprägte Schieferung zu erkennen. Teilweise waren extrem biotitreiche Bereiche zu erkennen. Nachdem der Rieserferner Tonalit vor allem im Zuge der geotechnischen Kartierung untersucht wurde, traten die petrologischen und mikroskopischen Eigenschaften eher in den Hintergrund, weswegen die Beschreibung weniger genau ist.



**Abb. 18:** Typischer Granit im Kartiergebiet, mit viel Feldspat, Quarz, Biotit und Amphibol.

### 2.5.1 Kontaktmetamorphe Gesteine

Entlang des Rieserferner Plutons befindet sich eine kontaktmetamorphe Zone. Diese wurde von Senarclens-Grancy (1965, 1972) kartiert und beschrieben. Der kontaktmetamorphe Bereich beschränkt sich auf einen schmalen Bereich (ca. 50 m breit), die Kontaktaureole

befindet sich in den Paragneisen des ABC, weder die Amphibolitlagen noch die Marmor- bzw. Kalksilikatzüge wurden von der Kontaktaureole erfasst. Die Mineralneubildungen beschränken sich demnach auf die in Peliten üblichen Mineralneubildungen wie Kalifeldspat, Cordierit, Sillimanit, Staurolith, Andalusit und Hercynit. Diese Paragenesen sind typisch für Temperaturen über 700°C und Druckbedingungen über 2 kbar. Die ursprüngliche Paragenese (Bt, Ga, Mus, Plag) blieb weitgehend stabil, die Foliation blieb als lagenweise Anisotropie erhalten, obwohl Glimmer mit der Basisfläche auch quer zur Foliation rekristallisierten (Senarclens-Grancy, 1965). Die kontaktmetamorphen Gesteine waren im kartierten Gebiet kaum aufgeschlossen. Senarclens-Grancy (1972) kartierte eine durchgehende Kontaktzone, welche vermutlich konstruiert ist, da es an Aufschlüssen fehlt und das Gelände häufig unzugänglich ist.



**Abb. 19: Bruchstücke eines stark rostig wirkenden Gesteins, welches vermutlich durch Fluids im Bereich der Kontaktzone verändert wurde.**



**Abb. 20: Hornfels aus der Kontaktzone zwischen dem RF und dem ABC.**

---

### 3 QUARTÄRGEOLOGIE

---

Im Zuge der geologischen Kartierung wurde die Quartärgeologie nur am Rande berücksichtigt. Im Zuge der geotechnischen Kartierung wurde jedoch fast ausschließlich auf quartäre und rezente Vorgänge geachtet. Leider sind bis dato vom kartierten Gebiet keine Laserscandaten erhältlich, die es ermöglichen würden, Wallformen, Blockgletscher oder auch von Vegetation verdeckte Bergsturzablagerungen besser zu erkennen.

#### *Blockgletscher*



Abb. 21: Blockgletscher über der Seespitzhütte und westlich des Weitstrahls.

Im kartierten Gebiet befinden sich Blockgletscher, die durch konvexe Loben und typische steile Fronten auffallen. Die Blöcke variieren in der Größe und reichen von dm-großen Blöcken bis zu Blöcken mit Durchmessern von mehreren Metern. Karl Lieb vom Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz erstellte eine Liste aller Blockgletscher der ost-österreichischen Alpen, in der auch das kartierte Gebiet erfasst wurde. Demzufolge befinden sich im kartierten Gebiet mehrere Blockgletscher im Bereich der Seespitze, der Erlsbachalm, des Oberseitsees und des Weißen Beiles, welche zum Teil intakt, also aktiv und zum Teil fossil, also inaktiv sind.



Abb. 22: Fossiler Blockgletscher mit typischer steiler, bereits bewachsener Front.

### ***Moränenmaterial***

Das gesamte Gebiet ist von den Gletschern der letzten Eiszeit überprägt, demnach ist anzunehmen, dass es sich bei der Schuttbedeckung in weiten Bereichen des Gebietes um Moränenmaterial oder um Material aus älteren Schutthalden handelt. Diese Sedimentbedeckung wurde jedoch nicht weiter untersucht. Bis in eine Höhe von ca. 2700 m deutet die Morphologie des Geländes (Gletscherschliff, Blockgletscher, Moränenmaterial) deutlich auf eine glaziale Überprägung hin.



Abb. 23: Blick nach NW zu den Alplessen. Stufenförmiges Gelände.

### ***Hangschutt***

Im kartierten Gebiet findet man in den Steilhängen unter den Felsen durchgehend Hangschuttablagerungen.



Abb. 24: Hangschutt im Bereich des Oberseitsees.

### ***Bergsturz, Felssturz, Schutthalden***

Im Gebiet der geologischen Kartierung konnten keine Berg- oder Felssturzablagerungen erkannt werden. Felssturzablagerungen befanden sich jedoch reichlich im Bereich der geotechnischen Kartierung und wurden in der dazu erstellten Karte gekennzeichnet (Anhang Kap.14.4).

---

## 4 STRUKTURGEOLOGIE

---

Die Interpretation der im Gelände aufgenommenen Strukturen stützt sich auf die geologische Karte von Senarclens-Grancy (1972), sowie auf die Geofast-Karte der Geologischen Bundesanstalt. Bei den Geofast-Karten handelt es sich um eine Kompilation aus publizierten und nicht publizierten Karten, die jedoch noch keine Revision im Gelände erfahren haben und demnach nur als vorläufig betrachtet werden können.

### 4.1 Duktile Strukturen

#### 4.1.1 Foliation

Im kartierten Gebiet wurden zwei Schieferungen beobachtet, eine Hauptschieferung oder dominante Schieferung und eine zweite Schieferung, welche die erste Schieferung durchschlägt, jedoch nicht penetrativ überprägt.

Die Hauptschieferung fällt entweder nach NNW oder nach SSE mittelsteil bis steil ein, die Streichrichtung ist bis auf wenige Ausnahmen ENE-WSW.

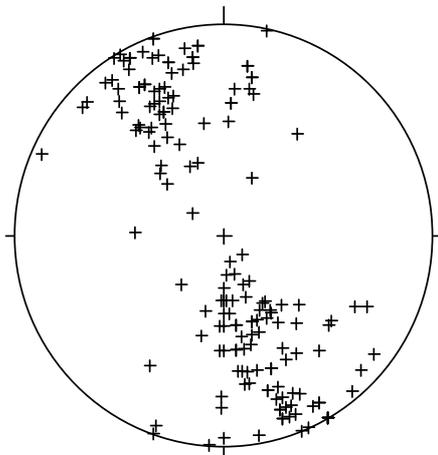


Abb. 25: Pi-Plot der Hauptschieferung

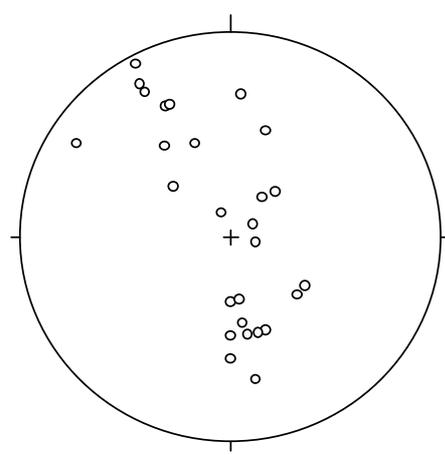


Abb. 26: Pi-Plot der zweiten Schieferung

Die zweite Schieferung war nur in wenigen Aufschlüssen klar erkennbar. Die sich ergebenden Werte sind den Daten der Hauptfoliation sehr ähnlich, deswegen könnte es sich in dem Bereich, in dem die Daten um den Mittelpunkt streuen, um eine Achsenebenenschieferung handeln, die parallel zur Achsenebene steht, bei den restlichen Werten könnte es sich um eine refraktierte Achsenebenenschieferung handeln.

Die Refraktion der Schieferung oder die Refraktion von konvergenten und divergenten Schieferungsfächern resultiert aus einem Kompetenzkontrast zwischen den einzelnen Lagen (Ramsey & Huber, 1989), wie bspw. Wechsellagerung von Sand- und Tonstein. Ob sich ein konvergenter oder ein divergenter Schieferungsfächer ausbildet hängt von der Kompetenz

eines Gesteins ab, wobei ersterer eher in kompetenten Lagen zu finden ist. Die zweite Schieferung kann bei der Entschlüsselung von Falten, die im Gelände aufgrund ihrer Größe nicht erkennbar sind, helfen. Im Zuge der Auswertung der Daten wurde versucht die zweite Schieferung in das Profil einzuarbeiten. Leider ergab sich kein eindeutiges Muster das einen Schieferungsfächer erkennen ließ. Grund dafür ist eventuell die lagenweise Anisotropie des Gesteins, welche die Achsenebenschieferung ständig verändert. Ist dies der Fall so hätte versucht werden können im Paragneis zwischen tonigen und sandigen Lagen zu differenzieren, um ein Bild über die zweite Schieferung zu bekommen, allerdings wurde dieser Umstand im Gelände nicht berücksichtigt. Zusätzlich hätte im Glimmerschiefer ein Fokus auf die zweite Schieferung gelegt werden können.

Nachdem die Daten der Hauptschieferung zwei Maxima ergeben, wird angenommen, dass es sich dabei um zwei Schenkel einer Falte handelt, weswegen eine Faltenachse und die dazugehörigen Achsenebenen konstruiert werden konnten. Die Ergebnisse der Auswertung werden in der folgenden Abbildung dargestellt.

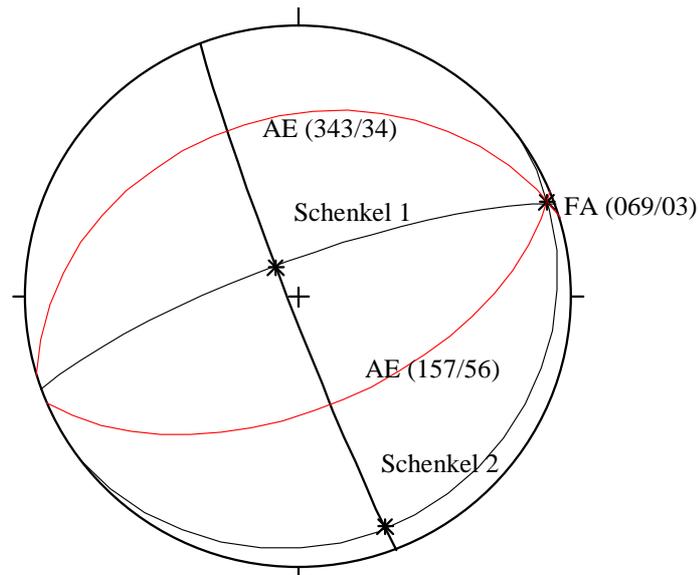


Abb. 27: Durch die Eigenvektordarstellung der Hauptschieferung ergibt sich eine Faltenachse von (069/03), sowie die dazugehörigen Achsenebenen (AE).

#### 4.1.2 Streckungslineare und isoklinale Falten

Im Gelände wurden vorwiegend Streckungslineare gemessen. Die Streckungslineare streichen meist ENE-WSW und liegen demnach in Streichrichtung der Hauptfoliation und in Streichrichtung der berechneten Achsenebenen.

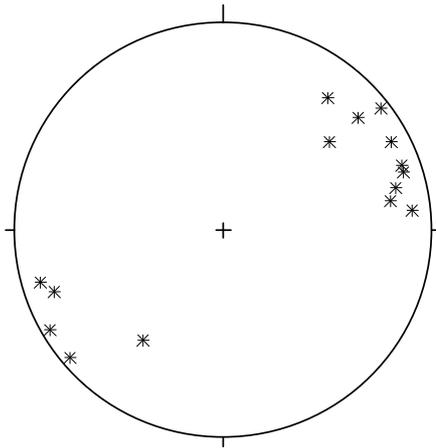


Abb. 28: Plot der gemessenen Streckungslineare

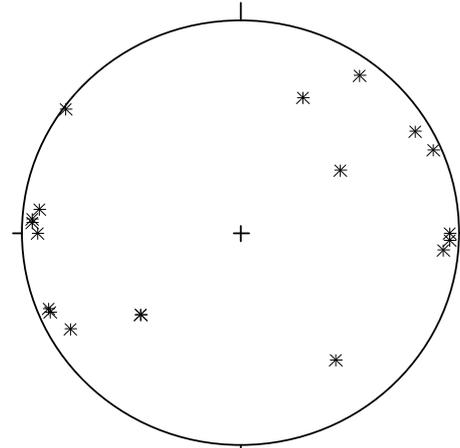


Abb. 29: Plot der gemessenen Faltenachsen der isoklinalen Falten

Die isoklinalen Falten liegen meist subparallel zur Schieferung und kommen vorwiegend im Glimmerschiefer und im Paragneis vor. Die Faltenachsen zeigen die gleiche Orientierung wie die Streckungslineare, weswegen man davon ausgehen kann, dass sie im Zuge desselben Verformungsereignisses entstanden. Die isoklinalen Falten waren nie über einen gesamten Aufschluss zu beobachten, sondern immer in einzelnen Lagen.

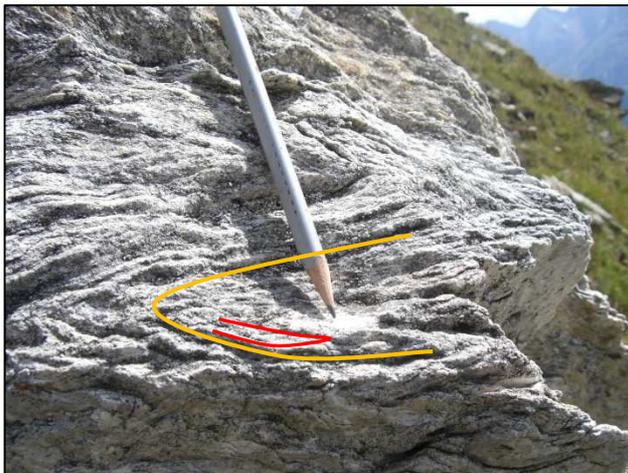


Abb. 30: Enge Falten (orange) im Glimmerschiefer (verfaltet wird die Schieferung in der wiederum isoklinalen Falten (rot) vorhanden sind) und isoklinale Falte in einer Quarzlage im Paragneis mit abgerissenem Schenkel.

Isoklinale Falten in einzelnen Lagen werden auch als Intrafoliationsfalten bezeichnet und entstehen unter anderem in duktilen Scherzonen (Meschede, 1994). Gesteine, die bereits auf Grund ihrer Entstehungsgeschichte eine Bänderung aufweisen und somit einen Kompetenzkontrast zwischen den einzelnen Schichten, bilden häufig derartige Falten. Charakteristisch sind Schenkel, die parallel zur Schieferung liegen. Werden diese Falten weiter verformt, kann es zum Abreißen der Faltscharniere kommen, diese Falten werden dann als wurzellose Intrafoliationsfalten bezeichnet ([www.files.ethz.ch/structuralgeology](http://www.files.ethz.ch/structuralgeology)).

Weitere typische Gefügeelemente für duktile Scherzonen sind Schersinnkriterien wie bspw. SC-Gefüge, Scherbänder oder asymmetrische Porphyroklasten (Simpson & Schmid 1983, Meschede 1994).

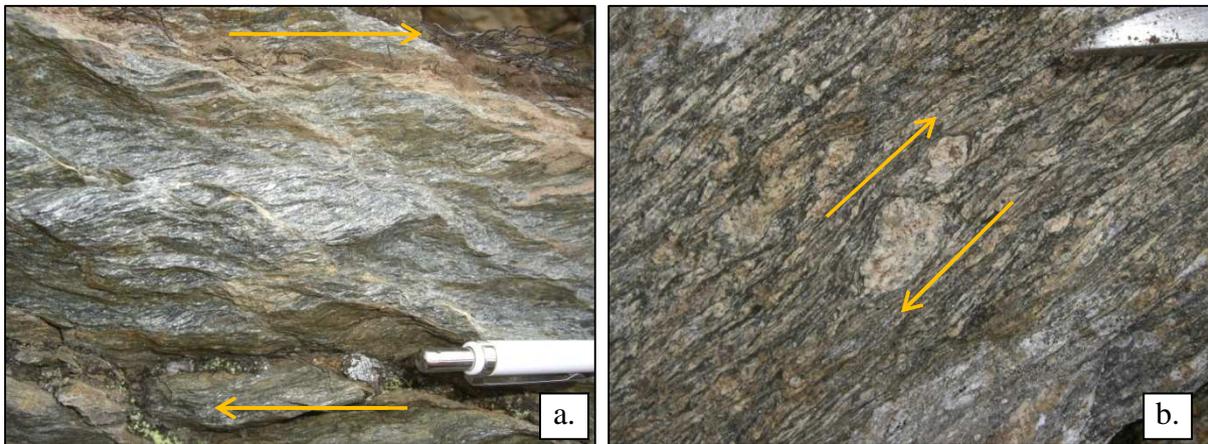


Abb. 31: Makroskopisch erkennbare Scherbänder in einer glimmerreichen Lage des Paragneis (a.) und  $\sigma$ -Klasten aus Feldspat im Orthogneis (b.). Der Schersinn ist jeweils dextral.

## 4.2 Mikrostrukturen

### 4.2.1 Einführung

Unter dem Begriff Mikrostruktur versteht man im Allgemeinen Form, Größe, räumliche Verteilung und Geometrie von Gesteinsbestandteilen und Mineralen im mikroskopischen Maßstab. Der Begriff Textur bezieht sich auf die kristallographische Orientierung von Mineralen.

Das systematische Erfassen der Textur eines Gesteins dient unter anderem zur Analyse der Kinematik (Schersinn) und zur Bestimmung von Gleitsystemen, welche ihrerseits Rückschlüsse auf die physikalischen Bedingungen zulassen. Die wichtigsten texturbildenden Mechanismen sind:

- Festkörperrotation
- Gerichtetes Mineralwachstum
- Kristallplastische Verformung

Kristallplastische Verformung ist eine Möglichkeit wie Gesteine auf die Spannung, welche im Zuge der Deformation auf sie einwirkt, reagieren. Dabei kann man mehrere Prozesse unterscheiden auf die hier nicht in ihrer Gesamtheit eingegangen wird (siehe dazu bspw. Passchier & Trouw, 2005).

Während im Rahmen der vorliegenden Arbeit keine Texturuntersuchungen durchgeführt wurden war die Auswertung der dynamischen Rekristallisationsprozesse ein wichtiger Aspekt, weswegen hier ein kurzer Überblick über die damit verbundenen Vorgänge gegeben

wird. Man unterscheidet zwischen statischer und dynamischer Rekristallisation. Statische Rekristallisation führt vorwiegend zu Kornvergrößerung und Bildung von geraden Korngrenzen, um nach Abbau interner Energie die Oberflächenenergie zu minimieren. Dieser Prozess wird als Recovery-Prozess bezeichnet und ist postdeformativ. Bei der dynamischen Rekristallisation, welche syndeformativ ist, kann man drei Prozesse, vorwiegend abhängig von Temperatur und Verformungsrate unterscheiden:

- **Bulging Recrystallisation (BLG):** Durch Gruppierung von Dislokationen bilden sich in Bereichen erhöhter Spannungskonzentration (z.B. Triple Punkte) kleine dislokationsfreie Subkörner, die mit fortschreitender Deformation eine von der Ausgangsorientierung unabhängige Orientierung aufweisen und schließlich als eigenständige Rekristallite vorliegen. Die BLG-Rekristallisation wird in der experimentellen Verformung auch als Regime 1 (Hirth & Tullis 1992) bezeichnet.
- **Subgrain Rotation Recrystallisation (SGR):** Für das angelegte Spannungsfeld ungünstig orientierte Kristalle erfahren eine sehr hohe Dislokationsdichte, die erst durch das Bilden von Subkörnern abgebaut werden kann. Dabei wird der Winkel zwischen den Subkörnern zu dem Kristall, aus dem sie gebildet wurden, immer größer bis diese schlussendlich eigenständige Rekristallite darstellen. Der Ausgangskristall wird dabei – im Gegensatz zu BLG – völlig durch rekristallisierte Körner ersetzt. Die SGR wird auch als Regime 2 bezeichnet (Hirth & Tullis 1992). Eine typische Struktur dieses Regimes ist das lagenweise Auftreten von Subkörnern und neuen Körnern zwischen „alten“ Kornrelikten, sogenannte *ribbon grains*.
- **Grain boundary Migration Recrystallisation (GBM):** Diese Form der dynamischen Rekristallisation tritt bei relativ hohen Temperaturen auf. Von Hirth & Tullis (1992) wird dieses Stadium auch als Regime 3 oder *fast migration* bezeichnet. Bei diesem Prozess können Korngrenzen über einen ganzen Kristall wandern. Subkornbildung und Rotation sind während dieses Vorgangs weiterhin aktiv, jedoch werden die Korngrenzen in diesem Stadium äußerst mobil. Die Korngrenzen sind lobat, die Korngröße ist variabel. Typisch sind große Körner, getrieben wird GBM durch die Konsumation dislokationsreicher Körner mit hoher Internenergie zu Gunsten von dislokationsfreien Körnern mit einer *easy-slip* Orientierung. Bei sehr hohen Temperaturen bekommen die Körner komplett lobate Korngrenzen und sind nahezu deformationsfrei, das bedeutet, dass bspw. die undulöse Auslöschung verloren geht (Passchier & Trouw, 2005).



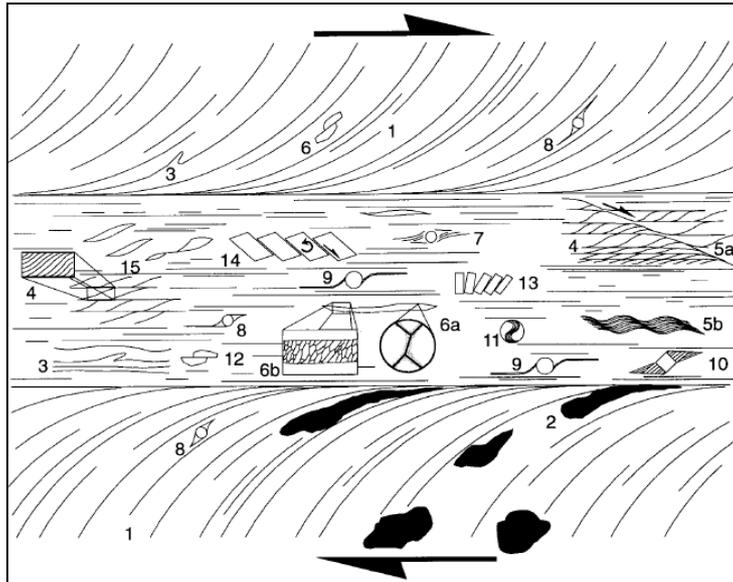


Abb. 34: Schersinnindikatoren in mylonitischen Scherzonen: 1 Rotation einer bereits vorhandenen Foliation, 2 Rotation und Auslängung von Verformungsmarkern, 3 asymmetrische intrafoliale Falten, 4 SC-Gef.ge, 5a Scherbänder, 5b ECC-Gef.ge, 6a asymmetrische Quarz-c-Achsengefüge, 6b asymmetrisch rekristallisierte Quarzkörner, 7 0-Klasten, 8  $\sigma$ -Klasten, 9  $\delta$ -Klasten, 10 Porphyroklasten mit asymmetrisch gewachsenen Faserkristalliten, 11 Schneeballstrukturen in Porphyroblasten, 12 zerschnittene Porphyroblasten, 13 Dominostrukturen, 14 antithetisch rotierte asymmetrische Boudins, 15 sigmoidal verbogene und zerschnittene Glimmerporphyroklasten. (Meschede 1994).

#### 4.2.2 Auswertung der Dünnschliffe

Nachfolgend werden die Ergebnisse der Dünnschliffauswertung präsentiert. Die Ergebnisse der Schersinnanalyse wurden in die geologische Karte eingearbeitet (siehe Kap. 4.3.2)

##### *Glimmerschiefer*

In den Glimmerschiefern sind vor allem Granate als Sigma-Klasten zu sehen, zusätzlich bilden sich häufig Scherbänder, beide Indikatoren wurden zur Bestimmung des Schersinns verwendet. Die kristallplastische Verformung zeigt sich anhand von Ribbon-Grain-Strukturen, welche auf SGR-Rekristallisation schließen lassen. In einigen Bereichen ist jedoch auch GBM-Rekristallisation zu sehen. Zum Teil bilden rekristallisierte Körner durch ihre Formvorzugsorientierung eine neue Schieferung aus. Auch Glimmer bilden eine Schieferung, die ca. mit  $30^\circ$  zur Hauptfoliation steht. Bei den Glimmern handelt es sich vermutlich um eine zweite Generation von Glimmern, die erst nach der Ausbildung der Hauptfoliation gewachsen sind.

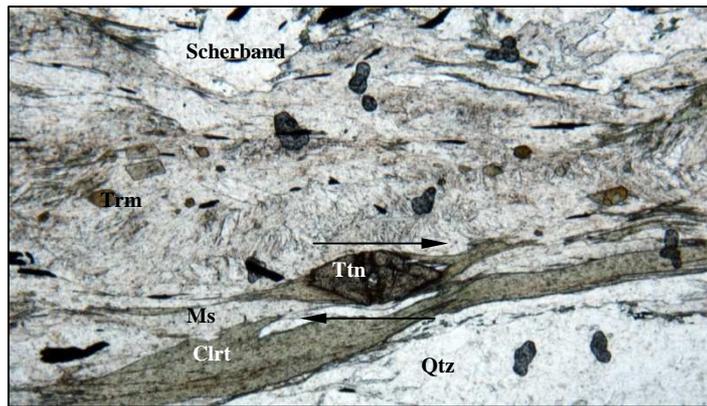


Abb. 35: Im Hellfeld erkennbar sind Turmalin ( kleine bräunliche Kristalle), Quarz, Glimmer (Muskovit und Chlorit) sowie ein Titanit-Korn, welches als Sigma-Klast vorliegt. (Bildbreite 6,3 mm)

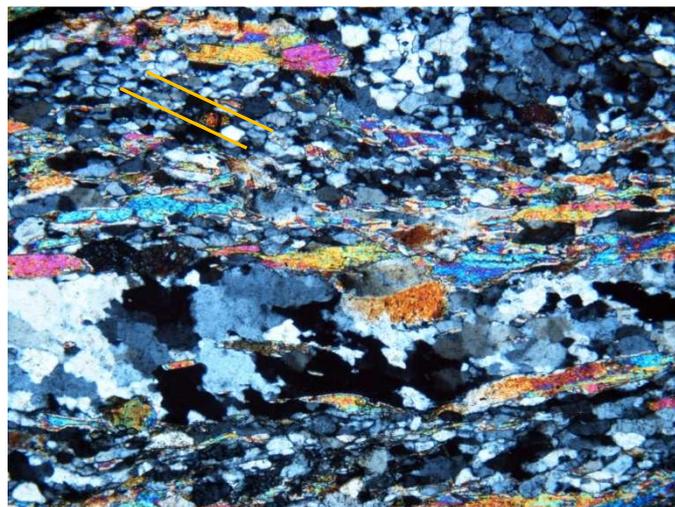


Abb. 36: Bei gekreuzten Nicols sind die rekristallisierten Quarzkörner (GBM) und Scherbänder, die vor allem durch Glimmer und Quarz gebildet werden gut erkennbar. Rekristallisierte Quarz-Körner bilden zum Teil eine neue Schieferung (gelbe Striche), zusätzlich sind boundinierte Glimmer zu sehen. (Bildbreite 6,3 mm)

### *Paragneis*

Die Paragneise zeigen anhand der optischen Vorzugsorientierung, dass es sich um dynamische Rekristallisation des Gesteins handelt. Die Körner zeigen teilweise undulöses Auslöschung, in manchen Bereichen kann Bulging, in anderen Subkronrotationsrekristallisation und Grain Boundary Migration beobachtet werden. Man kann daher annehmen, dass es je nach Lage der Kristalle zur Scherzone zu verschiedenen Rekristallisationsprozessen kam. Glimmerfische, Granatporphyroklasten und Scherbänder konnten als Bewegungsindikatoren verwendet werden. In den Glimmern sind Knickbänder zu sehen. Diese Art der Deformation ist der Bildung von Zwillingen (wie es bspw. in Kalzit häufig vorkommt) ähnlich, jedoch ist dieser Prozess nicht an bestimmte kristallographische Richtungen und Flächen gebunden (Passchier & Trouw 2005). Studien haben ergeben, dass Biotit schon bei spröden Bedingungen eine Art Kinking zeigt, auch Glimmerfische können schon bei diesen Bedingungen entstehen (Kanaori et al. 1991 in Passchier & Trouw 2005). Duktil verhält sich

Biotit erst ab 250° Grad (Stesky et al. 1974 in Passchier & Trouw 2005), Muskovit ist resistenter, weswegen Muskovite meist in Form von Glimmerfischen vorliegen (Passchier & Trouw 2005). Durch die Formvorzugsorientierung der Quarzkörner entsteht eine zweite Schieferung.



Abb. 37: Bei x Nicols ist der Sigma-Feldspat-Klast im Paragneis gut erkennbar, die rekristallisierten Quarz-Körner zeigen SGR. (Bildbreite 6,3mm)

### *Orthogneis*

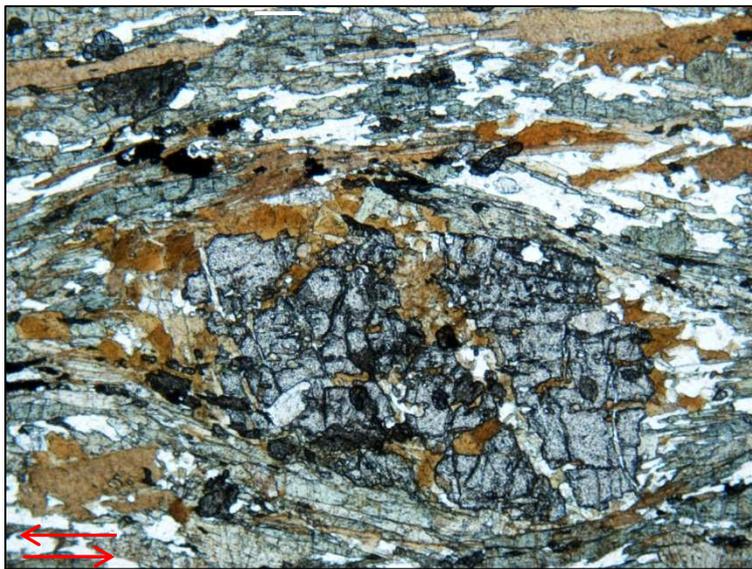
Der Orthogneis zeigt im Quarz meist SGR-Rekristallisation, zum Teil ist auch GBM-Rekristallisation zu beobachten. Die schon im Geländemaßstab erkennbaren Feldspat-Klasten sind auch in den Schliffen als große Sigma-Klasten erkennbar. Die Glimmer bilden deutlich erkennbare Boudins.



Abb. 38: Klar erkennbar ist die kristallographische Vorzugsorientierung, sowie die stark boudinierten Glimmer. (x Nicols und Gips, Bildbreite 6,3mm)

### ***Amphibolit***

Die Amphibolite zeichnen sich durch ein gleichkörniges Gefüge aus. Die Quarzkörner zwischen den Amphibol-Lagen zeigen ein rekristallisiertes Gefüge des Regime 3. Granat-Porphyrklasten und Scherbänder konnten als Schersinnindikatoren verwendet werden. Die Bedingungen, bei denen Amphibole rekristallisieren, sind bisher kaum bekannt. Theoretisch sollten Amphibole eine stärkere duktile Deformation zeigen als Klinopyroxenen, in der Praxis wird jedoch häufig ein umgekehrtes Verhalten beobachtet (Passchier & Trouw 2005). Experimente an Hornblende haben ergeben, dass sich diese bei Temperaturen unter ca. 650°-700°C meist noch spröd deformieren (Imon et al. 2002). Hornblende zeigt erst bei Temperaturen über 700° C kristallplastische Deformation (Kruse & Stünitz 1999).



**Abb. 39: Im Dunkelfeld erkennbarer Granat-Pophyroblast (sinistraler Sigma-Klast ), welcher von Biotit und Amphibolen umgeben ist. (Bildbreite 6,3mm)**

### ***Marmor***

Die Dünnschliffe im Bereich des Marmorzuges zeigen z.T. ein rekristallisiertes und dadurch gleichkörniges Korngefüge. Auch zeigen die Körner, soweit erkennbar, eine Formvorzugsorientierung sowie Auslängung an. Diese Tatsachen sprechen für eine dynamische Rekristallisation. Einer der Schliffe ist stark verunreinigt und zeigt ein sehr feinkörniges Gefüge mit größeren Glimmer- und Quarz-Klasten. Dieser Schliff eignete sich zur Schersinnbestimmung.

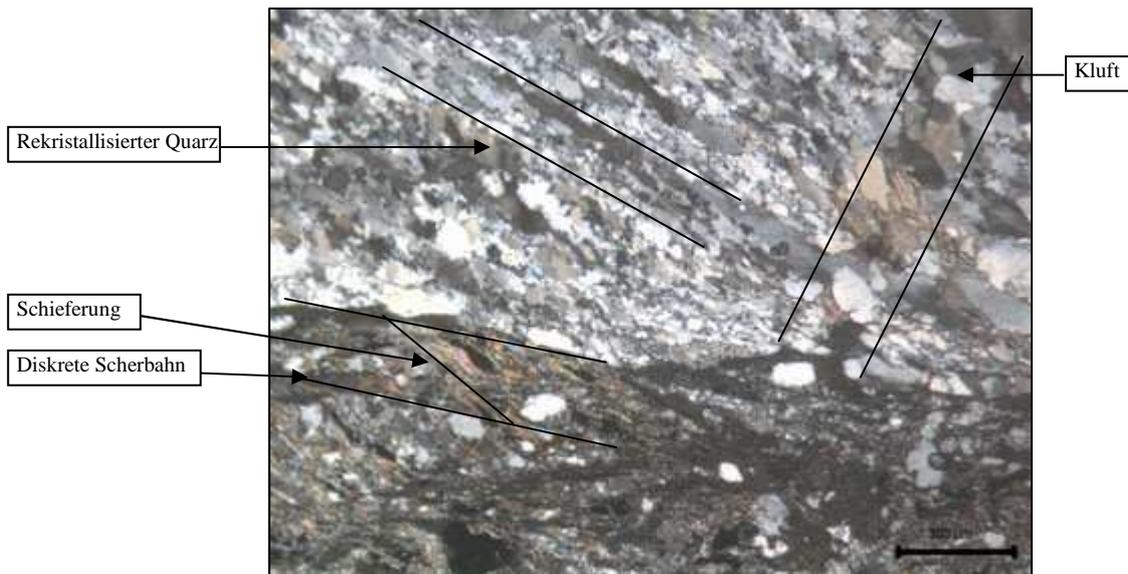


**Abb. 40: Sehr gleichkörniges Gefüge aus rekristallisiertem Quarz.**



**Abb. 41: Feinkörnige, laminierte Kalzitmatrix mit Glimmerfischen und Quarzkörnern. Erkennbar sind des weiteren Scherbahnen (in Orange angedeutet).**

Neben den Schliffen aus den verschiedenen Lithologien wurde eine Probe entlang einer spröden Störung im Gelände entnommen und ein Dünnschliff angefertigt. Dieser Dünnschliff zeigt sehr gut die Abfolge von mehreren Ereignissen. So ist erkennbar, dass hier bereits rekristallisierte Quarzlagen (SGR) in eine duktile Scherzone eingeschleppt wurden und in einem Winkel zur duktilen Scherzone stehen. Die Schieferung der Scherzone, sowie die Schieferung im Quarz ist jedoch dieselbe. In einem späteren Stadium wurde das Gestein geklüftet und die Klüfte verfüllt. In diesem Bereich findet man Kalzit, sowie Glimmer und Quarz, da sich die Störung zwischen Paragneis und Marmor befand.



**Abb. 42: Bildaufnahme mit x Nicols. Mischzone aus Paragneis und Marmorlage. In der Kluft findet man Quarz und Kalzitkristalle, im rekristallisierten Quarz sind Kalzitkristalle zwischengelagert, die Scherzone besteht ebenfalls aus einer Mischung der beiden Gesteine.**

## 4.3 Karten und Profile

### 4.3.1 Übersichtskarte der geologischen Bundesanstalt

Die folgende Abbildung zeigt einen Ausschnitt der geologischen Geofast Karte der geologischen Bundesanstalt. Diese Karte diente dazu, eine Übersicht über das Gebiet, von dem nur ein kleiner Ausschnitt kartiert wurde, zu bekommen. Zusätzlich diente die Karte dazu, nicht selbst kartierte Bereiche (vorwiegend am Südrand des Kartiergebietes) in die vorliegende Karte zu integrieren und somit eine abgedeckte Karte zu erstellen.

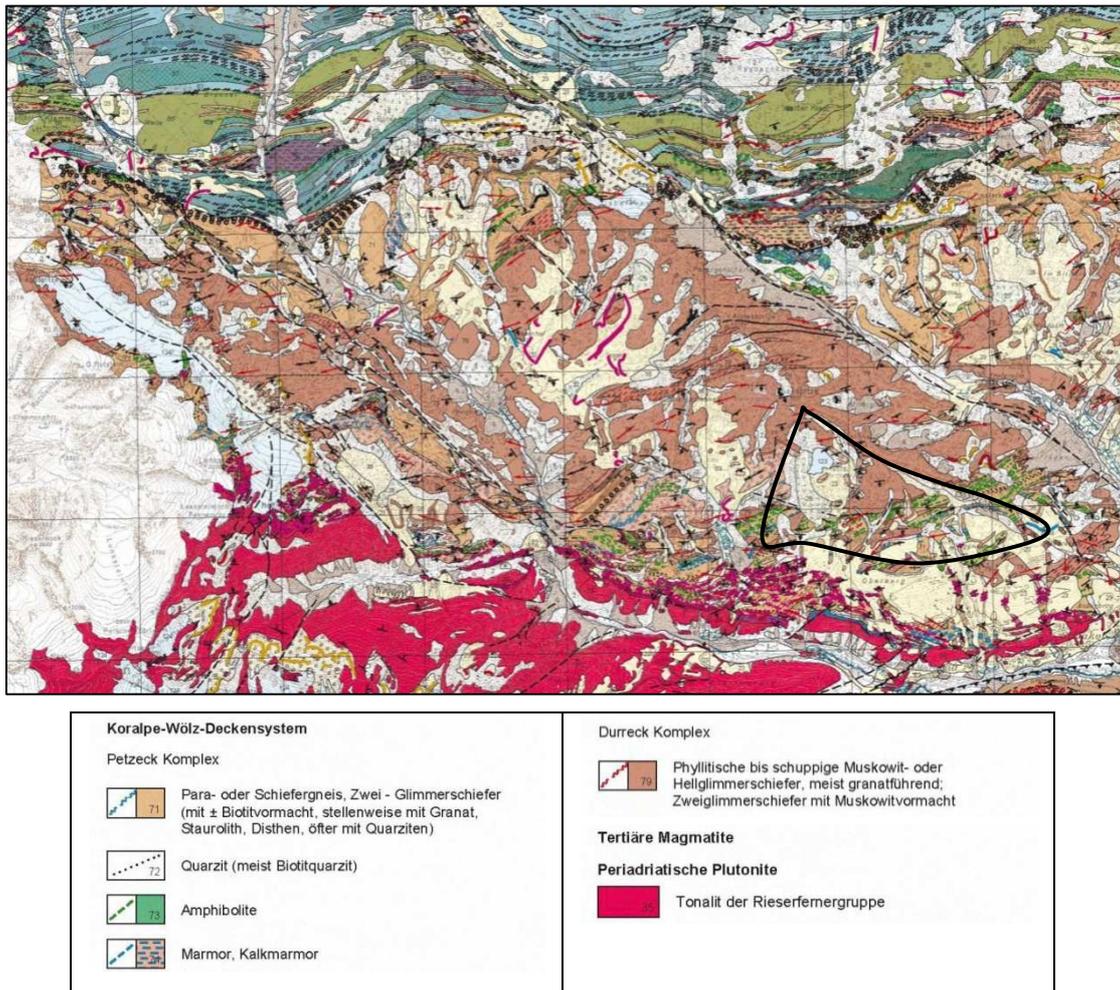


Abb. 43: Ausschnitt aus der Geofast-Karte der geologischen Bundesanstalt, Lage des kartierten Gebietes in schwarz eingezeichnet.

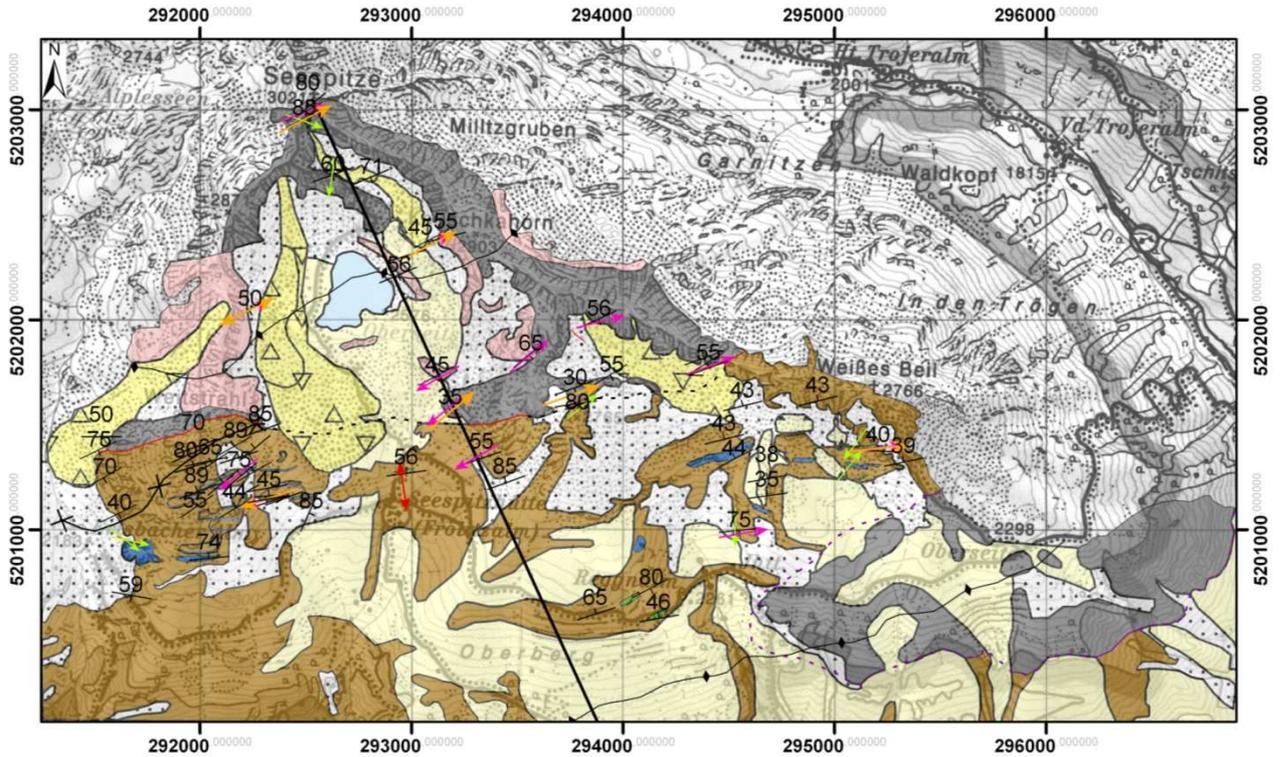
### 4.3.2 Geologische Karte

Die geologische Karte basiert auf den Daten der Kartierung, welche im Sommer 2009 erfolgte. Die Kartierung erfolgte im Maßstab 1:10.000, als Kartengrundlage diente die ÖK 50 Karte des Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen. Nicht kartierte Bereiche wurden mit Hilfe der Geofast-Karte der geologischen Bundesanstalt, welche unter anderem auf der Kartierung von Senarclens-Grancy (1972) basiert, ergänzt. Diese Ergänzungen wurden vorwiegend unterhalb einer Höhe von 2200 m vorgenommen, sowie auf der Rückseite des Grates, welcher die Seespitze mit dem Weißen Beil verbindet. Das Einmessen der Strukturen erfolgte nach der CLAR-Methode mit dem Geologenkompass. Die eingetragenen Streich- und Fallwerte der Hauptschieferung sind häufig berechnete Mittelwerte (Mittelwerte wurden mit dem Programm TectonicsFP ermittelt) aus den gesammelten Werten innerhalb eines kleinen Bereiches. Bei der Darstellung von Linearen handelt es sich nicht um Mittelwerte. Die Streckungslineare wurden im Gelände gemessen, die Schersinne wurden anhand orientierter Dünnschliffe ermittelt. Wie aus dem Kapitel 2 hervorgeht wurde im Gelände nach lithologischen Kriterien unterschieden (Paragneis, Orthogneis, Glimmerschiefer, Marmor und Amphibolit). In der Legende wurden die Gesteine dem Koralpe-Wölz-Deckensystem und dessen Unterteilungen zugeordnete. Diese Zuteilung lehnt sich an den Vorschlag der geologischen Bundesanstalt (Legende der Geofast-Karte) an.

Der Kontakt zwischen dem Paragneis und dem Glimmerschiefer war an zwei Stellen direkt aufgeschlossen, am Grat zwischen dem Weißen Beil und dem Kauschkahorn und am 3. Schober (in der Mitte der Karte). Hier konnte der Kontakt eingemessen werden. Der Kontakt im Westen der Karte war nicht aufgeschlossen und basiert auf den Daten der Geofast-Karte. Auch war die Grenze zwischen Paragneis und Glimmerschiefer unterhalb des Weißen Beiles nicht aufgeschlossen, es konnte hier lediglich ein lithologischer Wechsel beobachtet werden.

Die Erfassung der Blockgletscher erfolgte anhand des Blockgletscherinventarkataloges von Lieb (1996) und mit der Unterstützung von Prof. Karl Krainer, sowie durch Beobachtungen im Gelände und durch die Auswertung von Orthofotos (Quelle: Tiris Luftbildatlas). Die Achsenebenen wurden im Zuge der strukturellen Auswertung ermittelt (vgl. Kap. 4), auf diesen Werten basierend wurde die Achsenebenspur in der Karte konstruiert.

Die hier vorliegende Karte ist stark verkleinert, eine Karte im Maßstab 1:15.000 befindet sich im Anhang (14.1) der Arbeit.



## Legende

### Koraln-Wölz-Deckensystem

#### Petzeck Komplex

- Paragneis
- Paragneis (glimmerreich)
- Amphibolit
- Marmor

#### Durrek Komplex

- Glimmerschiefer
- Orthogneis

#### Quartär

- See
- Hangschutt
- Blockschutt
- Blockgletscher
- Moränenmaterial

#### Lineare

- duktil**
- Streckungslinear
- Linear Boudin
- Ls mit Schersinn**
- (Top nach)
- dextral
- sinistral
- spröd**
- Bewegungslinear

#### Messwerte

- Hauptfoliation
- Achsen Ebene Parasitärfallen/ Profil**
- Achsen Ebene Antiform
- Achsen Ebene Synform
- Profil
- Tektonische Grenzen / Störungen**
- St gesichert
- St vermutet
- TG gesichert
- TG vermutet

Abb. 44: Geologische Karte

### 4.3.3 Abgedeckte Karte

Die abgedeckte Karte basiert auf der geologischen Karte und wurde mit Hilfe der gemessenen Werte konstruiert. Die folgende Abbildung zeigt eine verkleinerte Version der Karte, eine Karte im Maßstab 1: 15.000 befindet sich im Anhang (14.2) der Arbeit.

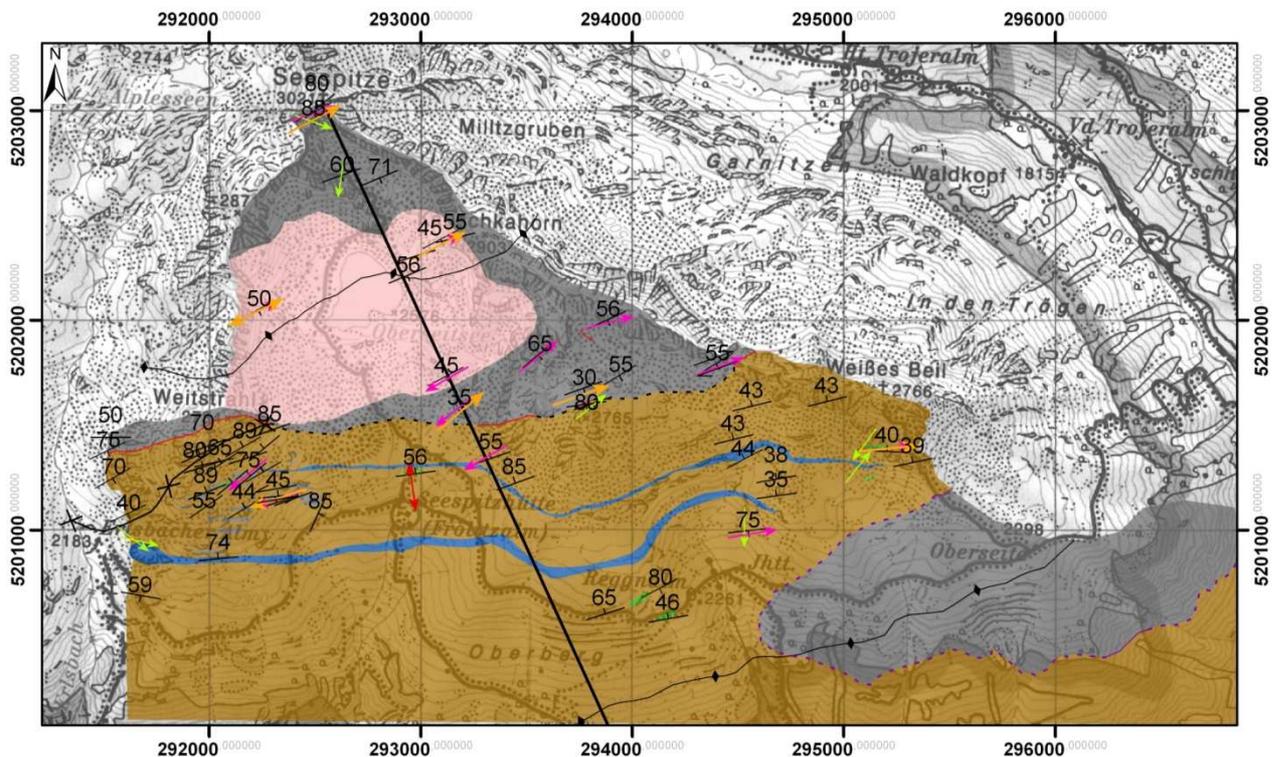


Abb. 45: Abgedeckte Karte

#### 4.3.4 Profil

Das Profil wurde normal auf die Streichrichtung der Hauptfoliation von der Seespitze, welche mit 3021 m den höchsten Punkt des Kartiergebietes darstellt, bis auf eine Höhe von 2000m gelegt, von NNW nach SSE (siehe Abb.44). Grund dafür war einerseits, dass mit der Seespitze die maximal mögliche Höhe erreicht wurde und andererseits, dass an dieser Stelle alle im Gebiet vorkommenden Einheiten geschnitten wurden. Nachdem kein digitales Höhenmodell vorlag wurde das Profil von Hand gezeichnet und mit dem Programm AutoCad 2009 und Adobe Illustrator CS4 digitalisiert.

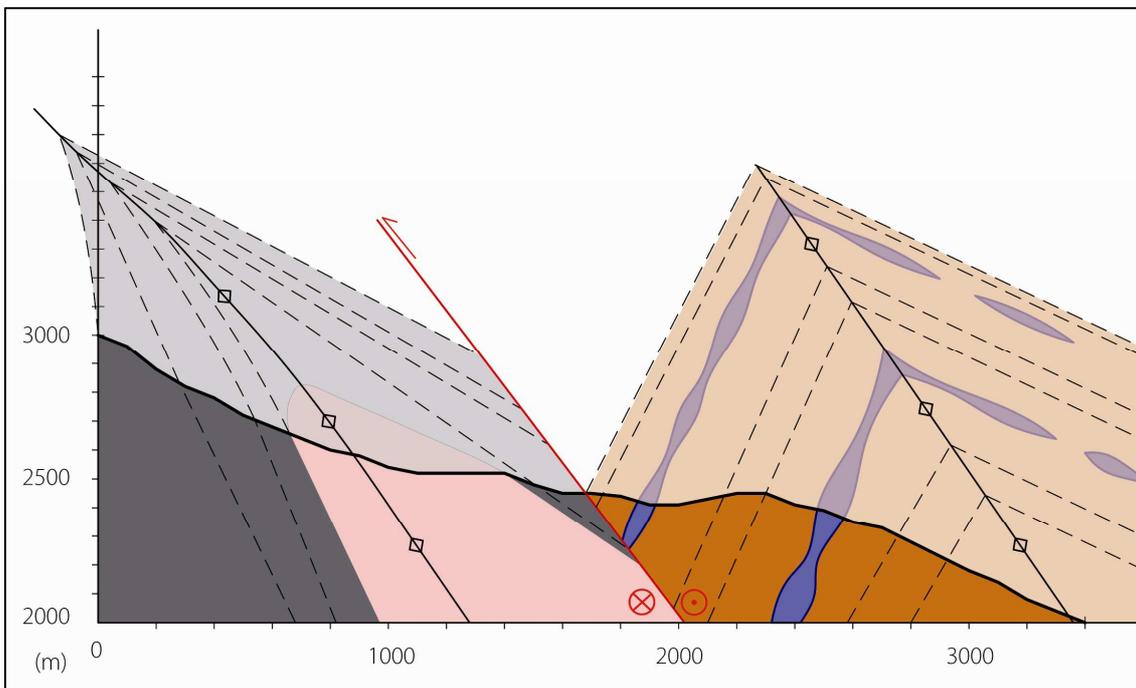


Abb. 46: Profil im Maßstab 1:20.000

---

## 5 INTERPRETATION

---

### 5.1 Geschichte

Wie bereits im Kap. 1.4.3 festgehalten durchlebte der ABC südlich des Tauern Fensters eine komplexe Entwicklungsgeschichte. Bei der Geländearbeit wurde das Hauptaugenmerk auf die makroskopisch erkennbaren Strukturen gelegt. Wie aus dem „*geologischen Fahrplan der Alpen*“ von Pfiffner (2009) hervorgeht, stammt die dominante Schieferung im ABC aus der späten Kreide, demnach kann davon ausgegangen werden, dass die gemessene dominante Schieferung der alpinen Metamorphose zuzuschreiben ist. Auch liegt das Gebiet nördlich der SAM, welche in diesem Bereich durch die DAV repräsentiert ist (Schuster 2003), was wiederum nahelegt, dass das Gebiet von der alpinen Metamorphose erfasst wurde. Zudem erkannte man bereits 1978 (Borsi et al. 1978) anhand von Datierungen (Rb-Sr-radiometrische Altersdatierung des Gesamtgesteins und an Biotiten) einen deutlichen Alterssprung zwischen dem Block nördlich und südlich der DAV. Nördlich der DAV lagen die Glimmeralter zwischen 17 und max. 59,3 Ma, südlich der DAV wurden Alter von bis zu 302 Ma gemessen (Borsi et al. 1978).

#### *Paläozoikum (Perm)*

Obwohl die alpine Metamorphose den ABC südlich des Tauern Fensters und nördlich der SAM deutlich überprägt hat, findet man Spuren der variszischen Orogenese (Schuster et al. 2004). Die Amphibolite beispielsweise werden (vgl. Kap 2.3) einem permo-triassischen Ereignis am Ende der variszischen Orogenese zugerechnet (Schulz et al. 2001). Weitere Indikatoren liefern Granatporphyroblasten, welche in manchen Bereichen des Koralpe-Wölz-Deckenkomplexes gefunden worden sind. Sie fallen durch einen chemischen sowie durch einen optischen Unterschied des Kernes zum Mantel auf (Schuster et al. 2004). Die Datierung der Kerne ergab variszische Bildungsalter, welche zwischen  $269 \pm 4$  (Schuster & Frank 2000) und 265-285 Ma (Thöny, 1999) lagen, die Ränder zeigten eoalpine Alter. Diese Daten gaben Anlass zur Annahme, dass das Gebiet während des HT/LP-Ereignisses im Perm mindestens im Bereich der oberen Grünschieferfazies metamorph überprägt wurde.

Um die alpine Geschichte des kartierten Gebietes und die dadurch entstanden Strukturen verstehen zu können wird hier noch einmal auf die Entwicklung des ABC seit der Kreide eingegangen.

### ***Kreide***

Die alpine Entwicklungsgeschichte beginnt in der Kreide. Der ABC wird in dieser Zeit im Zuge von W-WNW gerichteten Überschiebungen gestapelt. Im Zuge dessen entstehen auch die eoalpinen Eklogite im ABC. Der Metamorphosehöhepunkt der eoalpinen Ereignisse liegt ca. bei 100 Ma (Sm-Nd-Datierungen an Eklogiten von Thöny, 1999), die jüngsten Alter liegen bei 65 Ma. Wie schon in Kap. 1.4.1 erwähnt, kommt es im Zuge der Stapelung zur Unterteilung des ABC in eine Oberplatte und in eine Unterplatte mit Extrusionskeil (Schuster 2003).

Das kartierte Gebiet liegt im Bereich des Koralpe-Wölz-Deckensystems, welcher während der eoalpinen Metamorphose grünschiefer- bis amphibolitfazielle Bedingungen erreichte. Im kartierten Gebiet sollten laut der Metamorphosekarte von Schuster (2003) amphibolitfazielle Bedingungen unter 550 Grad, aber über 450 Grad geherrscht haben.

### ***Tertiär***

Im Tertiär entwickelte sich der passive Kontinentalrand zwischen dem penninischen Ozean und den Austroalpinen Einheiten (Apulia) zu einem aktiven Kontinentalrand. Das Unterostalpin wurde noch weiter subduziert weswegen in diesen Bereichen heute blauschiefer- bis eklogitfaziell überprägte Gesteine zu finden sind (Schuster 2003).

Im Zuge dessen wurden die austroalpinen Einheiten auf die penninischen Einheiten überschoben. Wann der Überschiebungsprozess endete ist nicht genau bekannt, sicher ist jedoch, dass dieser Prozess vor dem Oligozän abgeschlossen wurde, da die Suture zwischen dem Penninikum und dem ABC im Oligozän bereits verschweißt war (Mancktelow et al 2001). Oberhauser (1995) gibt ein untereoazänes Alter für den Beginn der Kontinent-Kontinent-Kollision und demnach für das Ende der Subduktion der penninischen Einheiten an.

Ab dem mittleren Oligozän sind die Ostalpen geprägt durch postkollisionale N-S Verkürzung und gleichzeitiger lateraler Extrusion (Ratschbacher et al. 1989). In Folge kommt es zur Exhumation des Tauernfensters (Behrmann 1988, Selverstone 1988) und wodurch die Austroalpinen Einheiten, welche über den penninischen Einheiten lagen, in ihre heutige steile Orientierung gebracht wurden. Im mittleren Oligozän kam es auch zur (Re-) Aktivierung des periadriatischen Störungssystems und zum Eindringen der periadriatischen Intrusionen. Zeitgleich oder kurz vor dem Eindringen der großen periadriatischen Intrusionen erfolgte nach Mancktelow et al. (2001) ein Wechsel in der regionalen Kinematik von sinistral transtensiv zu dextral transpressiv.

## **5.2 Einordnung der gemessenen Strukturen**

### **5.2.1 Schieferung**

Bei den Gesteinen des kartierten Gebietes handelt es sich vorwiegend um Glimmerschiefer und Paragneise, die eine dominante Schieferung und eine schwächer ausgeprägte zweite Schieferung aufweisen. Die zweite Schieferung entspricht vermutlich der Achsenebeneschieferung (vgl. Kap. 4.1.1), wie schon erwähnt ist diese nicht konsistent über das Gebiet verteilt. Innerhalb der geschieferten Lagen sind häufig isoklinale Falten zu erkennen. Die Schieferung fällt meist mittelsteil bis steil ein. Die gemessenen Streckungslineare, als auch die Faltenachsen der isoklinalen Falten liegen subhorizontal in Streichrichtung der Schieferung.

Die heute erkennbare dominante Schieferung, kann wie bereits erwähnt dem eoalpinen Metamorphoseereignis zugeschrieben werden. Dabei kam es zu einer Top nach NW Stapelung, welche zeitgleich mit einer NE-SW-Dehnung einherging.

### **5.2.2 Boudins**

Im kartierten Gebiet sind Marmorlagen in verschiedener Mächtigkeit aufgeschlossen. Entstanden sind diese vermutlich durch einen Wechsel des sedimentären Eintrages hin zu vorwiegend kalkigen Sedimenten. Wie bereits erwähnt kam es im Zuge der eoalpinen Top nach NW Stapelung zu einer NE-SW-Dehnung, im Zuge dessen könnte es zur Boudinage einzelner Lagen gekommen sein, weswegen die Marmorlagen heute nur teilweise und in variabler Mächtigkeit aufgeschlossen. Es könnte jedoch auch schon im Zuge der Sedimentation zu einer primären Ungleichmäßigkeit gekommen sein, welche die variablen Mächtigkeiten verursachte.

### **5.2.3 Mikrogefüge**

Anhand der mikrostrukturellen Analyse ist erkennbar dass die Rekristallisation meist im Bereich der SGR und GBM-Rekristallisation erfolgte. Dem Diagramm von Stipp et al. (2002) zufolge sind für SGR Temperaturen über 350°C und für GBM über 400°C notwendig. Diese Temperaturen wurden mit Sicherheit während der eoalpinen Metamorphose erreicht.

In den Schliffen konnten Mikroboudins der Glimmer erkannt werden. Mikroboudins entwickeln sich in Scherzonen im Zuge von Streckung. In diesem Fall zeigen sie eine NE-SW-Streckung an. Würde man die Mikroboudins genauer untersuchen, so könnte man eventuell Hinweise auf die Metamorphosebedingungen, sowie auf die sich ändernden

Metamorphosebedingungen während der fortschreitenden Deformation bekommen (Misch 1969 in Passchier und Trouw 1996).

Porphyroklasten wurden häufig zur Bestimmung des Schersinns verwendet (wie auch in dieser Arbeit), bieten jedoch auch sehr gute Möglichkeiten um die Metamorphosebedingungen zu studieren. Inclusion/Einschluss-Muster können beispielsweise zur Rekonstruktion des P-T-D-t (Pressure-Temperature-Deformation-time)-Pfad beitragen und anhand der Rotation der Klasten kann der Scherbetrag in einer Scherzone bestimmt werden.

#### **5.2.4 Schersinn**

Die Auswertung der Dünnschliffe zeigt überwiegend einen Top nach ENE-Schersinn. Teilweise zeigten die Schersinnindikatoren auch Top nach WSW Schersinne an. Im Zuge der eoalpinen Orogenese kam es zu einer Top nach NW bis WNW Deckenstapelung (Schuster 2003), wobei der Petzeck-Komplex über den Durrek Komplex geschoben wurde (Schulz 1993). Eine NW Deckenstapelung müsste auch NW gerichtete Schersinne ergeben, was jedoch hier nicht der Fall ist. In der späten Kreide bis ins frühe Tertiär wurde das eoalpine Orogen von starker Extension mit vorwiegend Top nach ESE gerichteter Kinematik erfasst (Froitzheim et al., 1994; Fügenschuh und Rockenschaub 1993; Fügenschuh 1995; Fügenschuh et al. 2000), jedoch ist auch dieser Schersinn hier nicht verwirklicht. Im Gelände sind Top nach ENE und WSW zu sehen. Diese Daten hätten im Zuge der mikrostrukturellen Analyse noch dahingehend untersucht werden können ob die ermittelten Schersinne temperaturabhängig sind. Nachdem dies jedoch nicht untersucht wurde, können hierzu keine Aussagen gemacht werden und es kann keine zeitlich Chronologie der Ereignisse in Abhängigkeit von den Bildungsbedingungen erstellt werden.

Im kartierten Gebiet war zu beobachten, dass einerseits die Hauptfoliation kleinmaßstäblich (enge bis isoklinale Falten) als auch großmaßstäblich (als Parasitärfaalten einer Antiform vgl. dazu Kap. 5.2.6 und 5.2.8) verfaltet ist. Nachdem die Schersinne weder die Überschiebungs- noch die Abschiebungsrichtung zeigen, wäre es möglich, dass die Schersinne im Zuge der Verfaltung des Gebietes rotiert worden sind und aus diesem Grund in der heutigen Orientierung vorliegen.

#### **5.2.5 Metamorphose**

Während der variszischen Metamorphose herrschten bekannter Weiser obere grünschiefer- bis amphibolitfazielle Bedingungen. Studien (bspw. Schuster & Frank 2000) an den Gesteinen des Koralpe-Wölz-Deckensystems haben gezeigt, dass die Granate des Durrek-Komplexes

variszische Kerne und eoalpine Ränder zeigen (Granatwachstum tritt in Metapeliten bei mittleren Drucken im Bereich der unteren Amphibolitfazies auf (Okrusch & Matthes, 2005)), demnach herrschten auch während der eoalpinen Orogenese Bedingungen in der oberen Grünschieferfazies bis hin zur Amphibolitfazies (über 450°C jedoch unter 550 °C; Schuster 2003). Auch haben Datierungen an metamorphen Glimmern (bzw. Borsi et al. 1978 Rb/Sr-Alter des Gesteins und an Biotiten; Müller et al. 2000 Rb/Sr-Alter des Gesteins) ein kreidezeitliches Alter ergeben.

In den Glimmerschiefern ist vorwiegend Muskovit und Chlorit zu erkennen. In den Paragneisen ist eine retrograde Umwandlung von Biotit in Chlorit zu sehen, welche vermutlich nach dem Höhepunkt der eoalpinen Metamorphose im Zuge der Abkühlung und Exhumation des ABC erfolgte.

Die Ergebnisse der Mikrostrukturen haben gezeigt, dass SGR und GBM die vorherrschenden Rekristallisationsmechanismen sind. Diese Mechanismen werden bei Temperaturen ab 300°-350°C und 400°C wahrscheinlich (vgl. Abb.33 Stipp et al. 2002), was ebenfalls der alpinen Metamorphose zugerechnet werden kann.

Bei den Mikrostrukturen konnte des Weiteren festgestellt werden, dass die Glimmer teilweise in einem Winkel zur Hauptschieferung wachsen. Glimmer die einen Winkel mit der Hauptfoliation einschließen sind nicht im Zuge der eoalpinen Orogenese entstanden, sondern erst nach dem Höhepunkt der eoalpinen Metamorphose. Diese retrograde Entwicklung hängt eventuell mit der tertiären Geschichte des ABC zusammen, welche durch die Nord-Drift von Apulia in Richtung des europäischen Kontinentalrandes und damit durch den Beginn der Kontinent-Kontinent-Kollision geprägt ist (Oberhauser, 1995)

### **5.2.6 Falten**

Bei der Auswertung der Hauptschieferung fällt auf, dass es zwei unterschiedliche Einfallsrichtungen gibt. Die Auswertung der Daten und die Konstruktion des Profils ließen wie schon erwähnt vermuten, dass dieser Wechsel durch Falten zu erklären ist, welche berechnete Faltenachsen von (069/03) haben und deren Achsenebene (157/56) nach SSE einfällt. Die regionale Faltung hängt vermutlich mit der postkollisonalen N-S-Einengung (seit dem Eozän) zusammen, wie sie sich etwa im Liegenden anhand der zeitgleich stattfindenden Deckenbildung/Stapelung im Tauernfenster zeigt. Das eoalpine Gefüge blieb dabei erhalten, wurde jedoch im Zuge der Faltung verstellt.

Aus der Kartierung ergibt sich, dass im Durrek-Komplex im nördlichen Teil des kartierten Gebietes eine Antiform aufgeschlossen ist. Der Wechsel der Einfallsrichtung der Schieferung erfolgt an der Grenze zu den Paragneisen auf eine Höhe von ca. 2600 m, dieser Wechsel lässt

sich nicht allein durch den Faltenbau erklären, da auf die Antiform eine Synform folgen müßte, welche jedoch entlang des Profils nicht zu erkennen ist. Die an dieser kritischen Stelle kartierte transpressive Störung, welche nachfolgend erklärt wird, könnte hierzu die Erklärung liefern

### 5.2.7 Störungen

Im kartierten Gebiet treten mehrere kleine Störungen auf, welche zwar in Bezug auf das Verständnis der grossräumigen Struktur sowie des Profils wenig Bedeutung haben, insgesamt aber klar die letzten (spröden) Akte der Entwicklung im Zusammenhang mit der lateralen Extrusion widerspiegeln. Eine größere Störung muss jedoch berücksichtigt werden, da diese den abrupten Wechsel in der Einfallrichtung der Schieferung erklärt.

Wie bereits erwähnt ist entlang des Profils erkennbar, dass im oberen Teil des Kartiergebietes eine Antiform aufgeschlossen ist. An der Grenze des Durrek-Komplexes zum Petzeck-Komplex tritt ein Wechsel in der Einfallrichtung der Schieferung auf. Im Gelände konnte, sofern diese Grenze aufgeschlossen war, eine Störung zwischen den Einheiten erkannt werden.

Bei dieser Störung könnte es sich um eine dextrale Seitenverschiebung mit einer aufschiebenden Komponente handeln, die sich von Westen nach Osten über das kartierte Gebiet erstreckt und den Paragneis des Petzeck-Komplexes von den Glimmerschiefern des Durrek-Komplexes trennt. Im Westen des kartierten Gebietes sind nahe an der Störung noch sehr steile Einfallswerte der Schieferung in beiden Einheiten (Petzeck und Durrek) zu messen. In diesem Bereich könnte noch der erste Schenkel der Synform erhalten sein, welcher jedoch nach Osten komplett ausgeschnitten wird und hier eine Antiform neben dem Schenkel der nächsten Antiform zu liegen kommt.

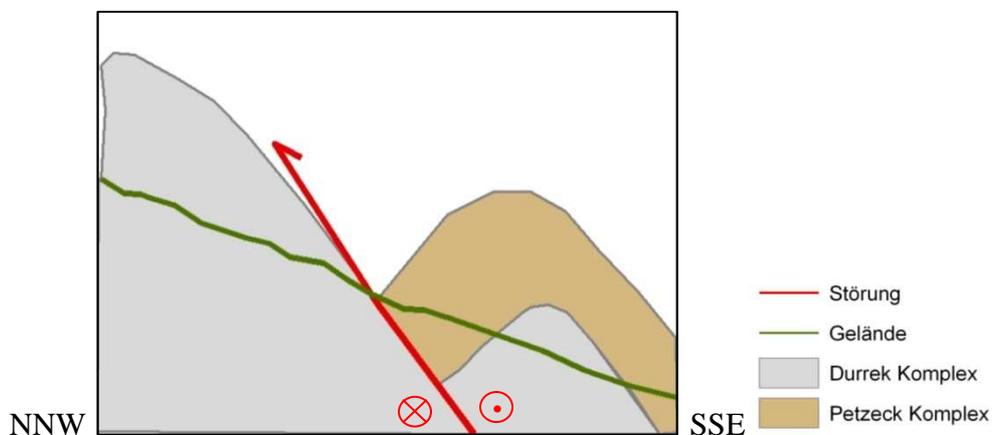


Abb. 47: Dextrale Seitenverschiebung und Aufschiebung, die Antiform neben Antiform setzt

### 5.2.8 Erläuterungen zu Profil und Karte

Betrachtet man das gesamte Kartenbild der Geofast-Karte der geologischen Bundesanstalt, so wird ersichtlich, dass im Nordwesten, in einem topographisch tieferen Bereich, der Petzeck Komplex aufgeschlossen ist, darauf folgt entlang der Grate der Durrek-Komplex, bis wiederum kurz vor dem Rieserferner Pluton der Petzeck Komplex hervortritt. Wichtig zu wissen ist weiters, dass der Petzeck-Komplex über dem Durrek Komplex liegt. Aus diesem Grund liegt die Vermutung nahe, dass es sich hier um eine große Synform-Antiform-Struktur handelt, die im kartierten Gebiet wegen ihrer Größe nicht erfassbar ist.

Bei den Falten die im Gelände zu sehen sind, handelt es sich demnach lediglich um Parasitärfaalten im Südschenkel einer Antiform, die im Süden von der DAV begrenzt ist. Aufgeschlossen sind demnach eine Antiform, eine Synform, welche jedoch nur zum Teil erhalten ist und eine weitere Antiform, in deren Kern sich wiederum der Durrek-Komplex befindet, welcher auf der Karte unterhalb des Weißen Beiles auf einer SH von ca. 2400 m noch einmal hervortritt, sich jedoch nicht über das gesamte Gebiet verfolgen lässt. Eine mögliche Erklärung für das Auskeilen des Durrek Komplexes nach SE auf einer SH von 2100 m wäre, dass die Faltenachsen verkippt sind und nach SE abtauchen. Dagegen spricht jedoch, dass die Faltenachsen der Parasitärfaalten subhorizontal sind und mit  $3^\circ$  nach NE abtauchen. Nachdem dieser Bereich zwar auf Grund der Aufschlussverhältnisse nicht eingehend kartiert wurde und aus den Daten der Geologischen Bundesanstalt keine Störungen hervorgehen, wird angenommen, dass dieser Effekt durch eine laterale Mächtigkeitsvariation des Glimmerschiefers erfolgt.

Weiters fällt im Profil auf, dass sich die Faltengeometrie im oberen Bereich (Durrek-Komplex) stark von der im unteren Bereich (Petzeck Komplex) unterscheidet. Nachdem es sich bei beiden Falten um Parasitärfaalten einer Antiform handelt, könnte die unterschiedliche Geometrie mit dem unterschiedlichen Verformungsverhalten auf Grund des Kompetenzunterschiedes zusammenhängen. Zusätzlich ist die Geometrie von Parasitärfaalten von ihrer Lage innerhalb der übergeordneten Falten abhängig, weswegen dieser Effekt ebenfalls eine Rolle spielen könnte.

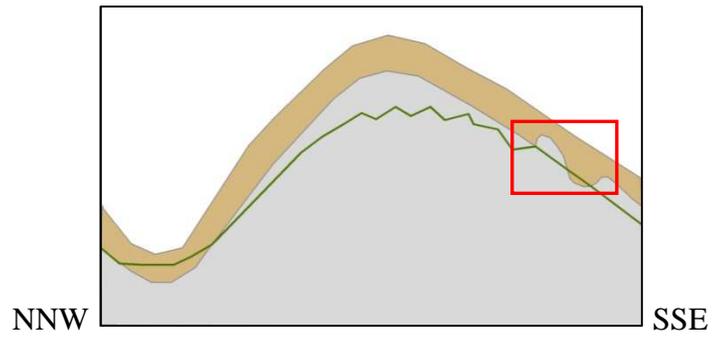


Abb. 48: Skizze über das Gebiet im Norden würde das Tauern Fenster anschließen, im Süden liegt die DAV, in Rot der kartierte Bereich.

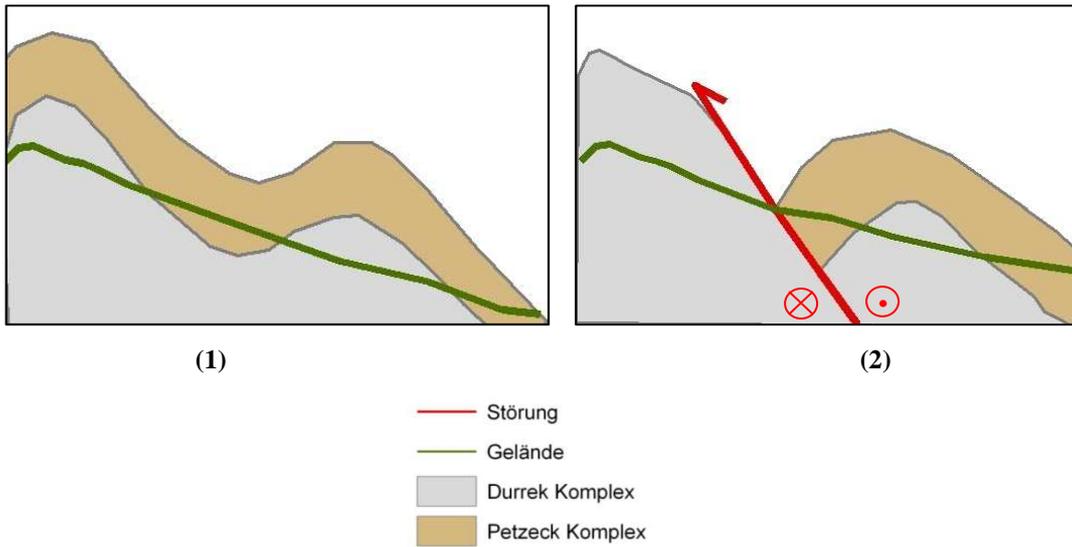


Abb. 49: Der kartierte Bereich (1) und die heutige Situation (2).

### 5.3 Zusammenfassung/Diskussion

Nach Schulz et al. (2008) findet man im Austroalpin südlich des Tauern Fensters variszische Strukturen. Diese zeigen sich einerseits durch die amphibolitfazielle Metamorphose und andererseits durch eine variszische Foliation, welche in Pegmatiten, Orthogneisen und Amphiboliten erhalten sein soll. Auch werden von Schulz et al. (2008) die intrafolialen Falten der variszischen Orogenese zugeordnet. Nachdem in dieser Arbeit keine Datierungen gemacht wurden und auch keine thermobarometrischen Untersuchungen gemacht wurden, können diese Thesen nicht zweifelsfrei widerlegt werden. Rein aus den Geländebefunden ist es schwer möglich eine Unterscheidung zwischen variszischen und eoalpinen Strukturen zu treffen, da die eoalpine Orogenese ebenfalls amphibolitfazielle Bedingungen erreichte. Mehrfach ist jedoch in der Fachliteratur belegt (bspw. Oberhauser 1995, Hoinkes 1999, Mancktelow 2001, Schuster 2001 und 2003, Pfiffner 2009), dass die dominanten Strukturen im ABC südlich des Tauern Fensters durch die Geschichte in der Kreide bestimmt sind. Datierungen und strukturelle Untersuchungen haben ergeben, dass auch metamorphe Mineralneubildungen (bspw. Biotit), die Hauptschieferung mit ihren Streckungslinearen sowie die Rekristallisation von Quarz im Zuge des eoalpinen Zyklus entstanden sein können. Die isoklinalen Falten, welche lagenweise mit ihren Achsenebenen in Streichrichtung der Hauptschieferung vorliegen, könnten ebenfalls im Zuge des eoalpinen Zyklus entstanden sein, da Streckungslineare, Schieferung und intrafoliale Falten in derselben Richtung liegen. Zusätzlich lässt dieser Befund auf eine hohe Mobilität des Materials während der Verformung schließen und ist typisch für duktile Scherzonen. Diese Beobachtungen decken sich mit denen von anderen Autoren (wie bspw. Mancktelow et al. 2001 oder Schuster 2001 und 2003), die diese Strukturen ebenfalls der eoalpinen Orogenese zuordnen.

Genauere Studien, vor allem Datierungen von Mineralen, würden es erleichtern variszische von alpinen Strukturen zu unterscheiden. Sicher ist, wie mehrfach erwähnt, dass variszische Alter im ABC südlich des Tauern Fensters und nördlich der DAV erhalten sind, in dieser Kartierung wurden jedoch vermutlich ausschließlich eoalpine und tertiäre Strukturen gemessen.

Die Faltung des Gebietes erfolgte nach der Kreide, im Zuge der N-S-Konvergenz welche postkollisional einsetzte und einherging mit lateraler Extrusion sowie der Hebung des Tauern Fensters. Durch die Faltung wurden die eoalpinen Strukturen rotiert jedoch nicht ausgelöscht. Schönhofer (1999) erstellte ein Profil von der Matreier Zone im Norden bis zur DAV im Süden.

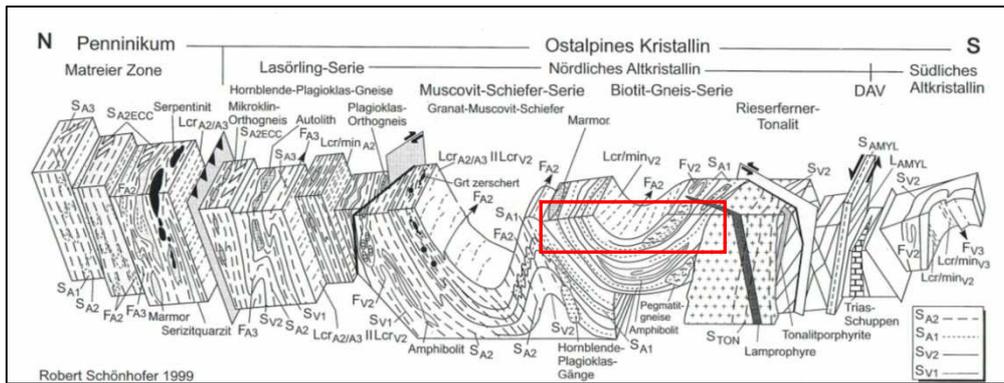


Abb. 50: N-S-Profil (Ungefähre Lage des Kartiergebietes in Rot) (Schönhofer 1999)

In diesem Profil bildet der Petzeck Komplex nahe an der Rieserferner Intrusion eine große Synform. Diese Interpretation ist nicht abzulehnen, jedoch wird angenommen, dass es sich bei den beobachteten Strukturen nicht um Großfalten handelt, sondern um die Parasitärfalten einer großen Antiform. Mancktelow et al. (2001) fanden bei der Auswertung struktureller Daten im Bereich der DAV-Mylonite Hinweise auf eine sich im Norden befindliche Antiform, was die hier vorgestellte Theorie unterstützt.

Ein weiterer interessanter Aspekt ist, dass das Streichen der Streckungslineare im gesamten Gebiet ENE-WSW streicht und nicht NE-SW, wie es auf Grund der NE-SW-Streckung in der Kreide zu erwarten wäre. Auch die isoklinale Falten, sowie die Schersinne liegen in Streichrichtung der Streckungslineare. Demnach scheint die eoalpine Streckungsrichtung nach ENE rotiert worden zu sein. Eine mögliche Erklärung wäre die miozäne Indentationstektonik, welche von diversen Autoren untersucht wurde und von Rosenberg et al. (2007) modelliert wurde. Experimente haben ergeben, dass die bestpassende Bewegungsrichtung für den adriatischen Indenter eine N bis NE Richtung wäre. Diese Richtung würde eine Rotation der eoalpinen Streckungsrichtung nach ENE möglich machen.

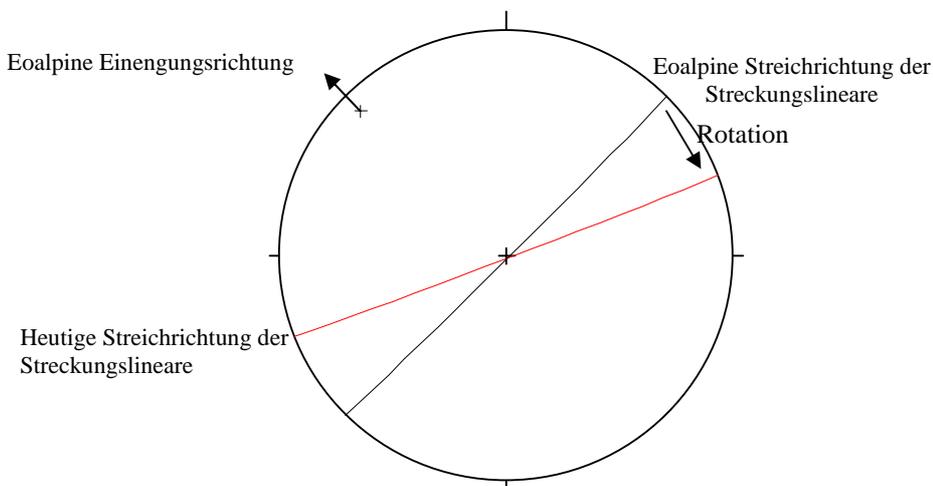


Abb. 51: Passive Rotation der Lineare um eine vertikale Achse infolge Eindringen des Adriatischen Indenters.

In den Amphiboliten konnte entgegen anderen Meinungen (bspw. Schulz et al. 2001) kein Unterschied in der Foliation gegenüber dem Umgebungsgestein gefunden werden, weswegen angenommen wird, dass diese Foliation ebenfalls alpidisch ist. Die Amphibolite sind zum Teil boudiniert, es konnte ein Linear gemessen werden, welches normal auf die Streckungsrichtung stehen sollte, welches in diesem Fall eine Ost-West-Streckung zeigt. Folgt man der Interpretation, dass die Strukturen rotiert worden sind, so ergibt sich eine NE-SW-Streckung, welche der eoalpinen Geschichte zugeordnet werden kann.

Zusammenfassend kann die Entwicklungsgeschichte des kartierten Gebietes folgendermaßen abgelaufen sein:

- Ordovizium: Entstehung der Sedimente Paragneise, Glimmerschiefer, Amphibole, Marmor und Orthogneise.
- Variszische Metamorphose, welche heute zum Teil noch erhalten ist. bspw. in den Kernen von Granaten des Durrek Komplexes.
- In der Kreide kommt es zur Stapelung (Top nach NW) und Extension (NE-SW) des Gebietes, dadurch entstanden die Hauptschieferung, sowie die heute beobachtbaren makroskopischen und mikroskopischen Strukturen.
- Nach der abgeschlossenen Stapelung kam es zur N-S Konvergenz (seit ca. 50 Ma.)
- Mit der anhaltenden N-S-Konvergenz kommt es zu abschiebender Tektonik im ABC in Richtung SE und damit zur Steilstellung des ABC und später zur Faltung des Gebietes.
- Im Oligozän kommt es zur Intrusion des Rieserferner Tonalit und zur Reaktivierung der DAV. Durch die Bewegungen an der DAV entstanden spröde Störungen. Nachdem es auch zu einem Wechsel in der Kinematik von sinistral transtensiv zu dextral transpressiv kommt, wird die dextral transpressive Störung im kartierten Gebiet diesem Ereignis zugeschrieben.
- Seit dem Miozän ist das Gebiet zusätzlich geprägt durch die post-intrusive Indenter Tektonik des adriatischen Mikrokontinents und der damit verbundenen Exhumation des Tauern Fensters. Durch diese Bewegungen könnte es zur Rotation der eoalpinen Strukturen, als auch der späteren Strukturen (wie Störungen und junge Falten), in Richtung NE gekommen sein.

---

## **TEIL II: STEINSCHLAGKARTIERUNG**

---

---

## 6 EINFÜHRUNG

---

Im Frühjahr 2009 wurde mir von der Geologischen Stelle des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach und Lawinenverbauung (FTD für WLW) das Angebot unterbreitet einen Teil meiner Diplomarbeit in Zusammenarbeit mit dem FTD für WLW zu erarbeiten.

### 6.1 Fragestellung/Zielsetzung

Die Gebietsbauleitung Osttirol wünschte eine flächendeckende Steinschlagkartierung für die Gemeinde St. Jakob im Defereggental. Die Gemeinde St. Jakob hatte in der Vergangenheit immer wieder Steinschlagereignisse zu melden. In den Ortsteilen Maria Hilf und Bruggen wurden bereits 2003 und 2008, wegen aktueller Steinschlagereignisse, Schutzmaßnahmen durch den FTD für WLW errichtet. Um die zukünftigen Verbauungsmaßnahmen nach ihrer Dringlichkeit zu planen, sollte eine umfassende Kartierung aller für den Siedlungsbereich relevanten Gefahrenzonen erarbeitet werden. Ziel der Arbeit war demnach:

- Die Kartierung der potenziellen Steinschlagablösebereiche.
- Eine qualitative Risikobewertung der Felsbereiche, die für den Siedlungsbereich relevant sind.
- Das Erstellen von Profillinien in den Bereichen, die das höchste Risiko ausweisen, um in einem weiteren Schritt eine Steinschlagsimulation durchzuführen.
- Die Vermessung von Blockgrößen entlang von Steinschlaghalden, zur Festlegung von Bemessungsblockgrößen, um geeignete Verbauungsmaßnahmen planen zu können.

### 6.2 Vorgehensweise

Im Sommer 2009 (Juli-September) wurde die Steinschlagkartierung durchgeführt. Die Hangflanke über den Siedlungsbereichen wurde begangen und die Felsaufschlüsse aufgenommen. Im Bereich zwischen Erlsbach und Ladstatt wurden, obwohl hier keine Siedlungen, sondern eine Landesstraße betroffen ist, ebenfalls Felsaufschlüsse aufgenommen, jedoch keine Risikobewertung vorgenommen. Im Bereich zwischen Oberegg und Bruggen wurde nicht kartiert, da hier ebenfalls eine Landesstraße betroffen ist und im Sommer 2009, auf Grund eines aktuellen Steinschlagereignisses, von der Tiroler Landesgeologie ein Gutachten erstellt, sowie entsprechende Maßnahmen gesetzt wurden.

Die Kartierung der Felsaufschlüsse erfolgte nach den Methoden zur geotechnischen Gebirgsaufnahme von Rockenschaub (1991) und in Hinblick auf die Risikobewertung nach Mölk et al. (2008).



---

## 7 GRUNDLAGEN

---

### 7.1 Geotechnische Gebirgsaufnahme

Die geotechnische Gebirgsaufnahme dient zur Erfassung der geotechnischen Parameter und zur möglichst naturnahen Darstellung des Felsaufschlusses. Durch die geotechnische Aufnahme soll eine möglichst objektive Darstellung der Gegebenheiten erreicht werden, die für den Benutzer nachvollziehbar und frei von eigenen Interpretationen ist (Rockenschaub, 1991). Durch die erfassten Parameter kann die Disposition der Felsbereiche als Ablösebereiche von Steinschlagprozessen qualitativ beurteilt werden. Diese Parameter fließen in die qualitative Risikobewertung ein. Bei der ingenieurgeologischen Kartierung werden Gebirgsabschnitte mit den gleichen Eigenschaften in Homogenbereiche unterteilt, wobei folgende Parameter berücksichtigt werden (Rockenschaub, 1991) :

- Lithologie
- Struktur, Textur
- Gesteinsfestigkeit
- Trennflächenabstand, -geometrie
- Gebirgsauflockerung, -verband
- Klufkörpergröße, und -form
- Verwitterungszustand
- Wasserverhältnisse

Zusätzlich müssen weitere Parameter, welche sich nach der Fragestellung richten, berücksichtigt werden. In der nachfolgenden geotechnischen Gebirgsaufnahme wurden Abschnitte mit ähnlichen geotechnischen Eigenschaften in Homogenbereichen zusammengefasst. Die Aufnahme der Gesteinsabschnitte wurde nach bestimmten Kriterien gegliedert. Diese Kriterien wurden vor allem im Hinblick auf die Auswertung mit Hilfe der Risikomatrix und unter Berücksichtigung der von Rockenschaub (1991) vorgeschlagenen Parameter gewählt.

Die Felsaufschlüsse, auch als Ablösebereich bezeichnet, wurden demnach nach folgenden Parametern kartiert:

- Gesteinsart
- Höhe der Aufschlüsse
- Verwitterung

- Zerlegung/-grad (Erfassung von Trennflächenabständen. Handelt es sich um große Blöcke so bezeichnet man das Gestein als wenig stark zerlegt, bei kleinen Stücken spricht man von starker Zerlegung)
- Kluftabstand
- Kluftöffnung (Unterscheidung in offene und geschlossene Klüfte, bei offenen Klüften wurde auch gemessen, wie weit diese offen sind.)
- Kontinuität (kontinuierliche Klüfte erstrecken sich durchgängig über einen ausgewählten Bereich, diskontinuierliche Klüfte enden innerhalb dieses Bereiches)
- Kluftrauigkeit (dabei handelt es sich um die Rauigkeit der Trennflächen, bei denen grundsätzlich zwischen stufig, wellig und eben unterschieden wird)
- Wasserbeobachtungen
- Versagensmechanismus (z.B. Kippen, Sacken, Gleiten...)
- Verbandsfestigkeit (Erfassen der Stabilität der Felswand, bspw. sind die Blöcke leicht aus dem Verband zu lösen oder nicht)
- Steinschlagfrequenz/Schlagmarken (Hier werden Beobachtungen aus der Umgebung der Felsaufschlüsse festgehalten. Findet man viele frische Schlagmarken auf den Bäumen und im Boden und frische Blöcke in der Halde, so kann man von einer hohen Frequenz an Steinschlagereignissen ausgehen)
- Messwerte (Raumstellung der Trennflächen)
- Sonstige Beobachtungen (lässt Raum für ergänzende Beobachtungen)

Bei den Sturzbahn- und Ablagerungsbereichen wurden folgende Parameter festgehalten:

- Hanglänge (schräge Länge) bis zu den Häusern
- Klima und Wasser
- Volumen der größten zu findenden Blöcke im Ablagerungsbereich (nahe dem Siedlungsraum)
- Sturzbahn (Oberflächenbeschreibung. Rauigkeit, Dämpfung..)
- Historische Events (Berichte in Chroniken und von Zeugen)
- Qualität der Landnutzung (Siedlung, Straße...)

## **7.2 Risikomatrix**

Die Risikomatrix ist ein Klassifizierungssystem zur qualitativen Abschätzung des Steinschlagrisikos, welches eine Dringlichkeitsreihung von Schutzmaßnahmen für Siedlungsräume ermöglicht. Zur Bewertung des relativen Risikos wurden folgende Parameter gewählt:

- **Verbandfestigkeit:** Öffnung der Klüfte
- **Kluffestigkeit:** darunter wird die Rauigkeit der Kluffläche verstanden
- **Zerlegungsgrad und Orientierung:** beschrieben wird die Kontinuität von Klüften und die Orientierung der Klüfte in Beziehung zum Aufschluss
- **Vertikale Höhe des Hanges:** Gemessen wird der Abstand vom höchsten Punkt der Steinschlagquelle bis zu den betroffenen Häusern
- **Klima und Wasser:** das Vorhandensein von Wasser innerhalb des Aufschlusses, welches Frost-Tau-Zyklen verursachen könnte
- **Blockgröße:** das Volumen der größten Blöcke, die von der Steinschlagquelle stammen
- **Sturzbahn:** Dämpfung und Rauigkeit der Sturzbahn, Bewuchs
- **Nachweis historischer Ereignisse:** als Indikator für die Häufigkeit der Ereignisse
- **Sensibilität der Nutzung:** zur Ermittlung des Schadens und der Schadenswahrscheinlichkeit (handelt es sich um permanent besiedelte Gebiete, um periodisch bewohnte oder um landwirtschaftliche Flächen)

Die hier aufgezählten Parameter erhalten je nach Risiko Punkte, wobei in einem weiteren Schritt die Punkte der Ereigniswahrscheinlichkeit und die Punkte des Schadens addiert und deren jeweilige Summen miteinander multipliziert werden.

	Parameter	3 Punkte	9 Punkte	27 Punkte	81 Punkte
Ablösebereiche	1 <b>Auflockerungsgrad</b>	Klüfte geschlossen	Kluftweite mm	Kluftweite cm	Kluftweite dm
	2 <b>Kluffestigkeit</b>	raue Klüfte	wellige Klüfte	ebene Klüfte	Harnische, Kluffletten
	3 <b>Trennflächen</b>	geringer Durchtrennungsgrad, günstige Raumstellung Trennflächen (relativ zum Hang)	mittlerer Durchtrennungsgrad, keine Gefügeregelung	hoher Durchtrennungsgrad, eher ungünstige Trennflächenorientierung	vollständig durchtrennt, ungünstige Raumstellung der Trennflächen (hangauswärts steiler als 25° flacher als Hang)
Sturzbahn (Transit und Immissionsbereich)	4 <b>Hanghöhe [m]</b>	<100	100-300	300-500	>500
	5 <b>Klima+Wasser</b>	Hang nordexponiert, kein Hangwasser	Hang eher trocken	Hang eher wasserführend	Hang südexponiert, ständige Wasseraustritte
	6 <b>Blockgröße [m³] d<sub>90</sub></b>	< 1	1 - 5	5 - 10	> 10
	7 <b>Sturzbahn: Rauigkeit</b>	große Rauigkeit	rauh, bewaldet	eher glatt, kaum bewaldet	sehr glatt, kein Bewuchs
	8 <b>Sturzbahn: Dämpfung</b>	gut dämpfend (z. B. vermässte Wiese, Moor, Sumpf ...)	mäßig dämpfend (z. B. Hang- und Verwitterungsschutt, locker gelagert ...)	schlecht dämpfend (z. B. Hang- und Verwitterungsschutt dicht gelagert)	keine nennenswerte Dämpfung (Fels, Fels seicht)
	9 <b>Historische Steinschlagereignisse</b>	keine Ereignisse bekannt, überliefert, im Gelände erkennbar	1 Ereignis/10 Jahre	1 Ereignis/5 Jahre	1 oder mehr Ereignisse/Jahr
	10 <b>Nutzung</b>	keine nennenswerte Nutzung	(geringe Nutzungsintensität und -qualität (landwirtschaftlich))	Wirtschaftsgebäude (zeitweise von Personen besetzt)	täglich von Personen besetzte Gebäude

Abb. 53: Klassifizierung und Punkteschema (Mölk et al, 2008)

Die Punktebewertung erfolgt nach den oben stehenden Parametern. In der folgenden Abbildung wird aufgezeigt, welche Parameter in die Kategorie Frequenz und

Schadenswahrscheinlichkeit und welche in die Kategorie Schaden fallen. Exemplarisch wird hier das relative Risiko, welches 157.464 beträgt, bestimmt (Mölk et al, 2008). Es handelt sich hierbei um eine dimensionslose Zahl.

		Parameter	Influences	Punktesumme Schaden	*	Punktesumme Frequenz/Wahrscheinlichkeit
Ablösebereiche	1	Auflockerungsgrad	Frequenz/Wahrscheinlichkeit			81
	2	Kluffestigkeit	Frequenz/Wahrscheinlichkeit			81
	3	Trennflächen	Frequenz/Wahrscheinlichkeit			81
Sturzbahn (Transit+ Immissionsbereich)	4	Hanghöhe [m]	Schaden	81		
	5	Klima + Wasser	Frequenz/Wahrscheinlichkeit			81
	6	Blockgröße [m³] d <sub>90</sub>	Schaden	81		
	7	Sturzbahn: Rauigkeit+Dämpfung	Schaden+ Frequenz/Wahrscheinlichkeit	81		81
	8	Historische Steinschlagereignisse	Frequenz/Wahrscheinlichkeit			81
	9	Nutzung	Schaden	81		
<b>Spaltensumme</b>				<b>324</b>	<b>*</b>	<b>486</b>
				<b>relative risk =</b>		<b>157.464</b>

Abb. 54: Berechnung des relativen Risikos (Mölk et al., 2008)

Für jeden kartierten Homogenbereich wurde mit Hilfe dieser Matrix das relative Risiko berechnet und anschließend wurde eine Reihung nach der Höhe des Risikos vorgenommen.

### 7.3 Versagensmechanismen

Versagensmechanismen im Fels aufgrund des vorherrschenden Trennflächengefüges haben im Felsbau grundlegende Bedeutung, so bestimmt der Mechanismus beispielsweise bei Standsicherheitsberechnungen das Rechenmodell. In Talflanken und Felsböschungen treten überwiegend Kipp-, Sackungs- und Gleitmechanismen auf (Poisel, 1998). Im kartierten Gebiet dominieren Kippen und Gleiten als Bewegungsmechanismen, weswegen diese hier genauer beschrieben werden.

#### 7.3.1 Kippen

Kippen tritt vor allem bei steil in den Hang einfallenden Haupttrennflächen auf, die tafelförmige Kluffkörper bilden. Die Kluffkörper erfahren auf Grund ihres Eigengewichtes eine Biegebeanspruchung, die zur Bildung von Biegezugrissen führt. Hittinger (1978) zeigte, dass es durch den Verschnitt der Biegezugrisse mit den Hauptklufftrichtungen zu hangauswärts einfallenden, stufenförmigen Grenzflächen kommt, welche den bewegten vom unbewegten Bereich trennen. Die Neigung der Grenzfläche ist um 10-15° größer als der

Fallwinkel der Biegezugrisse. Aus diesem Grund kippen die Hauptkluftkörper talauswärts. An den Grenzen des nicht bewegten Bereiches und des ersten kippenden Körpers kommt es zur Öffnung von V-Spalten. Typisches Merkmal an der Oberfläche ist das Sägezahnprofil. Der Kippmechanismus ist immer gefügebedingt und tritt an vorgegeben Trennflächen auf (Poisl, 1998).

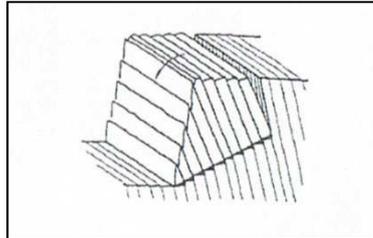
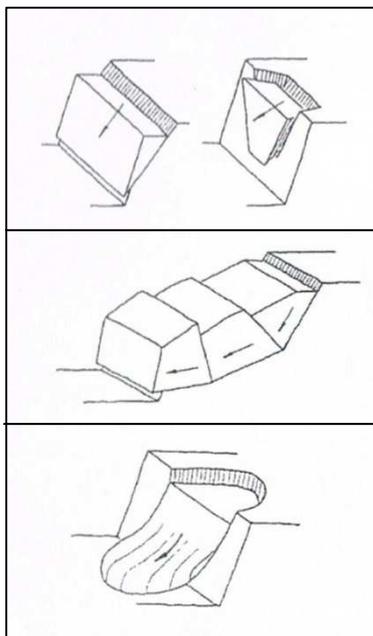


Abb. 55: Schematische Darstellung des Kippmechanismus (Kippen von säulen- und tafelförmigen Kluffkörpern) (Goodman & Bray, 1976)

### 7.3.2 Gleiten

Unter dem Begriff Gleiten werden folgende Mechanismen zusammengefasst:

- Translationsgleitung auf einer oder mehreren vorgegebenen Trennflächen
- Gleiten mehrerer Teilkörper aus einer polygonalen Trennfläche
- Rotationsgleitung auf einer neu gebildeten Verschiebungsbruchfläche. Diese Art von Gleiten trifft vorwiegend bei niedrigen Gesteinsfestigkeiten auf.



- Translationsgleiten (Goodman & Shi, 1985)

- Gleiten mehrerer Teilkörper auf einer polygonalen Gleitfläche (Gussmann, 1985)

- Rotationsgleitung (Bishop, 1955)

Abb. 56: Schematische Darstellung der verschiedenen Gleitmechanismen

Die Scherverschiebung beim Gleiten tritt häufig auf nur einer einzigen Fläche, der Gleitfläche, auf. Durch die Gleitbewegung kommt es zu keiner Bergzerreißung, sondern zur stufenförmigen Absetzung. Einen Sonderfall stellt jedoch das Ablösen eines Kluffkörpers aus einem Felsverband, welcher in Folge auf einer schiefen Ebene gleitet, dar. Dabei entsteht

zwischen dem noch stabilen Restverband und dem abfahrenden Körper eine Zerrkluff, die als Bergzerreißung bezeichnet werden kann.

## 7.4 Auswertung der Klufflächen

Zur Darstellung der Klufflächen und der Wandfläche wurden Großkreis- und Polpunktdarstellungen im Schmid'schen Netz gewählt. Die Kluff- und Trennflächen geben eine Auskunft über die Bewegungsmöglichkeiten von Gleitkörpern im Fels. K.W. John und R. Deutsch (1974) von der TU Graz geben Vorschläge zur Auswertung von Messwerten, um geotechnische Aussagen zu treffen.

Die Bewegungsmöglichkeit, bzw. die Standortsicherheit eines Gebirgsköpers, ist demnach durch die Trennflächen bestimmt. Handelt es sich um einen Gleitmechanismus wird die Bewegung erst möglich, wenn die Böschung die Trennflächen unterschneidet, wobei kein Unterschied besteht ob es sich um einzelne Trennflächen, Trennflächenscharen oder sich schneidende Trennflächen handelt. Grundsätzlich werden von John&Deutsch (1974) zwei Möglichkeiten zur Auswertung von Trennflächen vorgeschlagen:

1. Kinematik infolge einer Gleitfläche oder Gleitflächenschar
2. Kinematik infolge zweier sich schneidender Trennflächen (John, Deutsch, 1974)

Die Kinematik infolge einer Gleitfläche oder –schar kann mit Hilfe des Schmid'schen Netzes konstruiert werden. Dazu werden der Großkreis der Böschung (in diesem Fall Wandfläche) und die Pole der Trennflächen ins Schmid'sche Netz projiziert. Alle Trennflächen, die flacher als die Böschung sind und in die gleiche Richtung (bzw. Hemisphäre) einfallen, werden von der Böschung unterschritten und sind somit potentielle Gleitflächen.

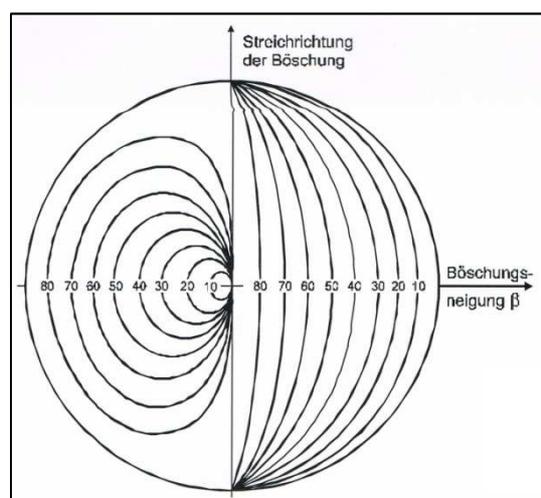


Abb. 57: Darstellung der Böschungsneigung  $\beta$  auf der rechten Seite und die dazugehörigen Orte aller Pole von Trennflächen, die von der jeweiligen Böschungsneigung unterschritten werden.

Um eine erste Abschätzung über den Versagensbereich zu erstellen ist diese Methode geeignet, um jedoch Gleitkeile zu erfassen wurde die zweite Methode herangezogen. Zur

Erfassung der Kinematik infolge sich schneidender Trennflächen muss die Verschneidungsrichtung der sich schneidenden Flächen bestimmt werden. Die Verschneidungsrichtung entspricht der Richtung der möglichen Gleitbewegung, solange der Felskeil noch in Kontakt mit den Gleitflächen ist. Zur Konstruktion werden die Pole der sich schneidenden Flächen herangezogen. Durch diese legt man den bestpassenden Großkreis.

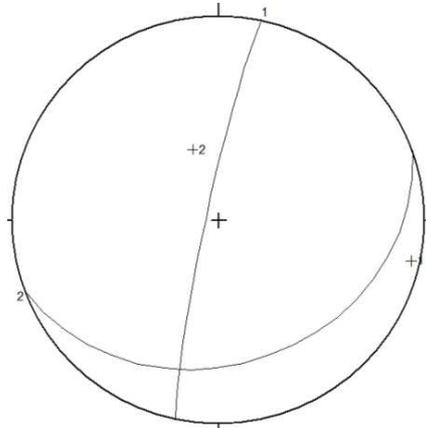


Abb. 58: Sich schneidende Klüftflächen und die Pole zu den Flächen

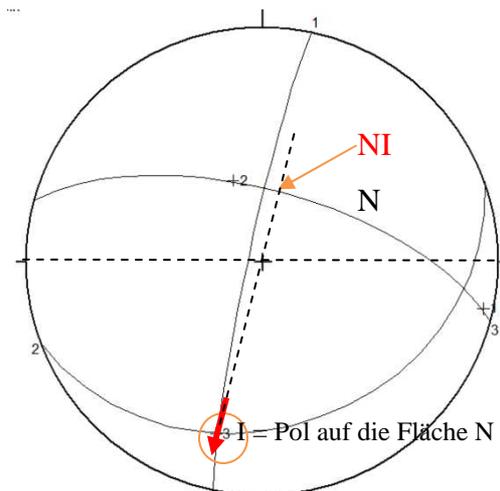


Abb. 59: Durch die Pole der Klüfte wurde ein Großkreis (N) gelegt, der Pol dieses Großkreises entspricht dem Punkt I. NI erhält man durch Rotation des Kreises N bis dieser auf der Ost-West-Achse des Schmid'schen Netzes zu liegen kommt, der Schnittpunkt von N mit der Achse ist der Punkt NI.

Der Pol (I) auf die Fläche N entspricht der Gleitrichtung. Weiters wird der Schnittpunkt des Kreises N mit der Ost-West-Achse des Schmid'schen Netzes als Punkt NI bezeichnet. Der Punkt NI kann nun wiederum zur Felsböschung in Beziehung gesetzt werden. Auch hier gilt, dass alle Punkte NI, die von der Böschung unterschritten werden, potenziell mögliche Gleitkeile darstellen. Wahlweise kann I auch als Schnittpunkt der Großkreise der Klüftflächen konstruiert werden.

In der vorliegenden Arbeit wurde in den meisten Fällen die Kinematik infolge einer Gleitfläche angewandt, exemplarisch wurde auch das Modell 2 angewandt. Wurde keine Bewertung vorgenommen, so wurden auch die Klüftflächen nicht ausgewertet.

## 7.5 Steinschlagsimulation

Die Steinschlagsimulation dient zur Abschätzung des Gefahrenausmaßes und in weiterer Folge zur Dimensionierung der Schutzmaßnahmen. Mit den hier erhobenen Daten wird in einem späteren Schritt in den Gebieten mit dem höchsten relativen Risiko eine Steinschlagsimulation mit dem Programm Rockfall 7.1 durchgeführt, weswegen an dieser Stelle die Vorgehensweise bei der Simulation beschrieben wird. Das Programm Rockfall 7.1 basiert auf den Gesetzen der Bewegungs- und der Kollisionstheorie. Es können die Sturzbahnen von einem Block bis zu 10.000 Blöcken in einem Rechendurchgang berechnet werden. Auch kann das Programm an jedem, vorab definierten Punkt des Profils, die kinetische Energie und die Sprunghöhen berechnen. Die Ergebnisse werden in Klassen- und Summenhistogrammen bzw. in Hüllkurven dargestellt.

Das Programm Rockfall 7.1 wird demnach verwendet für (Rockfall 7.1 Manual):

- Evaluierung des Steinschlags
- Prüfung der Adequanz für bereits existierende Barrieren
- Optimierung der Lage der Steinschlagschutzverbauung
- Optimierung der Schutzmaßnahmen in Bezug auf Höhe und Energieaufnahme

Für die Berechnungen werden demnach folgende Parameter benötigt:

- Startpunkt
- Hanggeometrie
- Bemessungsblockgröße und -form (Kugel oder Scheibe)
- Startbewegung
- Energierelevante Hangparameter
- Tangentiale Dämpfung
- Normale Dämpfung
- Rollwiderstand
- Gleit- und Haftreibung
- Rauigkeit
- Gesteinsdichte

Diese Einflussgrößen werden zwar durch die Geländeaufnahmen erhoben, stellen jedoch nur einen Ausschnitt der natürlichen Variabilität dar. Aus diesem Grund variiert man die Parameter innerhalb plausibler Grenzen bis die Simulation einen realistischen Sturzverlauf ergibt. Über einen Zufallsgenerator werden die Einflussgrößen innerhalb gewählter Grenzen

variiert und im Zuge einer Vielzahl von Steinschlagsimulationen werden die Energien und Sprunghöhen der Bemessungsblöcke im Bereich des Schutzbauwerkes dargestellt.

Nachfolgend werden einzelner Parameter genauer erklärt, sowie Information zu den Berechnungen und den statistischen Auswertungen des Programm Rockfall 7.1 gegeben.

### ***Hanggeometrie***

Die geometrischen Eigenschaften des Hanges vom Ablösebereich bis zum gefährdeten Objekt wurden in St. Jakob mittels Neigung-, Höhen- und Laserdistanzmesser, sowie unter Zuhilfenahme der Karte erfasst. Den jeweiligen homogenen Hangabschnitten werden Eigenschaften bezüglich der Untergrundverhältnisse, wie Fels, Waldboden, Rauigkeit, Dämpfungseigenschaften, Reibungswinkel, Rollwiderstand, zugeordnet.

### ***Blockgrößenverteilung***

Die Blockgrößen für Steinschlagereignisse aus den potenziellen Ablösebereichen wurden über die Vermessung von Blöcken entlang einer definierten Linie (Linienzählverfahren: jeder Block, der die Linie berührt, wurde vermessen) und durch das Vermessen der größten Sturzblöcke nahe den Gebäuden abgeschätzt.

### ***Simulationsimmanente Sicherheit***

Durch die Tatsache, dass das Programm Wald und dessen bremsende Wirkung nicht berücksichtigt, ergibt sich ein in seiner Größe unbekannter Sicherheitsfaktor für die Schutzmaßnahme. Dass ein Block in einem dicht bewaldeten Hangabschnitt ohne Baukontakt ungebremst nach unten rollt, ist zwar möglich jedoch sehr unwahrscheinlich. Dieser Sicherheitsfaktor, der daraus resultiert, wurde nicht quantifiziert. Auch rechnet das Programm mit Blöcken, die eine Kugel oder Scheibenform haben. Tatsächlich sind die Blöcke jedoch kantig und haben daher einen größeren Rollwiderstand als in der Berechnung berücksichtigt wird. Um diesen Umstand zu korrigieren kann die Untergrundrauigkeit höher angenommen werden, trotzdem ergeben die Berechnungen tendenziell einen ungünstigen Lastfall.

### ***Sprunghöhen (Rockfall 6.1 Manual)***

- Bauwerke

Die statistische Auswertung der Simulation am Ort des Schutzbauwerkes berücksichtigt nur die Bauwerkstreffer. Als Sprunghöhe ist die Höhe des Aufprallpunktes (Massenpunkt des Blockes) am Bauwerk bis zum Fuß des Bauwerkes gemessen in der Bauwerksebene definiert. Diese Sprunghöhe erlaubt demnach einen direkten Vergleich mit der Bauteilabmessung, ist

jedoch nur in Ausnahmefällen (wenn das Bauwerk senkrecht steht) mit dem Kontrollquerschnitt vergleichbar.

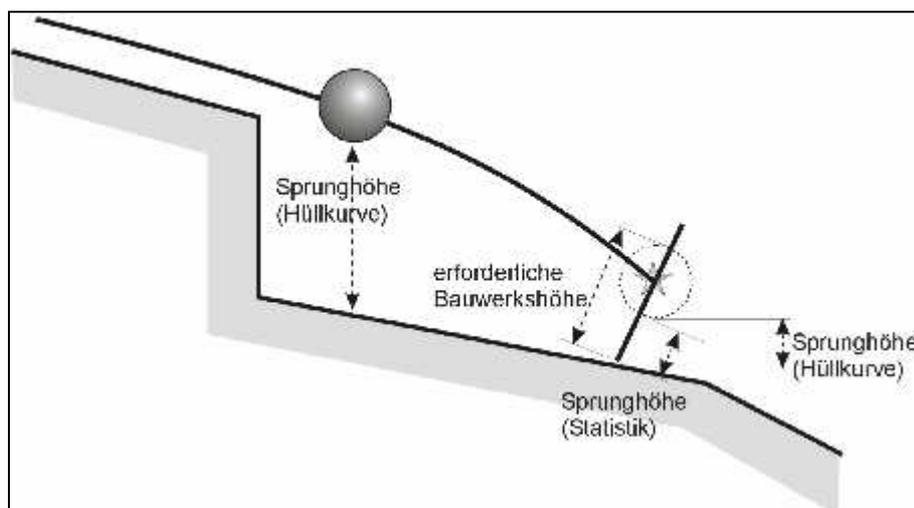
Die Angabe der Mindestbauwerkshöhe berücksichtigt auch Blöcke, die das Bauwerk überspringen. Blöcke die das Bauwerk überspringen werden in der Statistik jedoch nicht dargestellt.

- Kontrollquerschnitte

Diese statistische Auswertung berücksichtigt alle Blöcke, die den Querschnitt des Bauwerkes passieren. Im Gegensatz zu den Bauwerkstreffern werden hier die Sprunghöhen jedoch vom Fußpunkt des Blockes bis zum Boden, auf dem das Bauwerk steht, definiert.

Als Mindestbauwerkshöhe wird die Höhe vom Fußpunkt des Bauwerkes bis zur Oberkante des Blockes gemessen.

Dieser Umstand erklärt, dass bei einem geneigten Hang die Mindestbauwerkshöhen von Bauwerk und Kontrollquerschnitt nicht direkt vergleichbar sind.



**Abb. 60: Skizze zur Erklärung der unterschiedlichen Sprunghöhen von Bauwerk und Kontrollquerschnitt (Rockfall 6.1 Manual)**

Die Angaben der vom Programm berechneten Mindestbauwerkshöhen beziehen sich demnach auf die Oberkante der Blöcke in der Bauwerksebene und beinhalten alle simulierten Blöcke, die das Bauwerk erreichen oder überspringen.

---

## 8 HOMOGENBEREICHE

---

Im folgenden Abschnitt werden die kartierten Homogenbereiche anhand der Beobachtungen im Gelände beschrieben und mit Hilfe der Risikomatrix bewertet. Der Bereich zwischen Erlsbach und Ladstatt, welcher keine Gefahr für den Dauersiedlungsraum darstellt, da sich in diesem Bereich keine Siedlungen, sondern die Landesstraße befindet, wurde nicht bewertet, jedoch beschrieben. Der Bereich zwischen Innerrotte und Bruggen wurde nicht begangen, da es sich hier beim potentiellen Gefährdungsbereich, wie bereits erwähnt, um eine Landesstraße handelt und im Sommer 2009, nach einem Steinschlagereignis, bereits Maßnahmen ergriffen wurden.

Auf der beiliegenden Karte (Anhang 8.3) sind die Homogenbereiche als Flächen dargestellt. Die Felsaufschlüsse innerhalb der Homogenbereiche haben die für den jeweiligen Homogenbereich beschriebenen Eigenschaften. Um Unklarheiten vorzubeugen muss festgehalten werden, dass in vielen Fällen nicht der ganze Homogenbereich aus anstehendem Fels besteht, sondern aus vielen kleineren Felsaufschlüssen, die zwar alle ähnliche geotechnische Eigenschaften haben, jedoch nicht alle einzeln kartiert wurden.

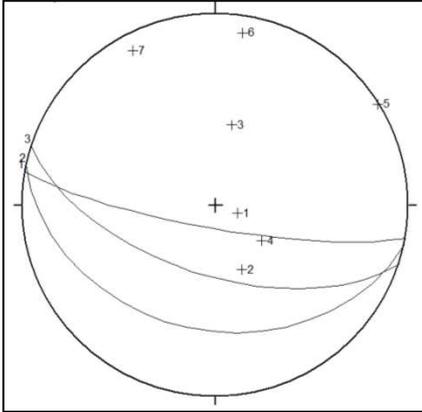
## 8.1 Erlsbach

Erlsbach liegt am westlichen Ende des Kartiergebietes.

### 8.1.1 Homogenbereich Erlsbach EH1

#### *Beschreibung*

Bei den Aufschlüssen handelt es sich um ca. 25m hohe Wände, welche aus Tonalit bestehen und meist mäßig aufgelockert sowie stark zerlegt sind.

<b>Ablösebereich</b>		
Gesteinsart	Tonalit	
Höhe der Aufschlüsse	Max. 25 m	
Verwitterung	Meist nur oberflächlich angewittert. Dort wo die Klüfte stark offen sind ist auch eine stärkere Verwitterung zu beobachten, bzw. sind die Klüfte bewachsen.	
Zerlegung/-grad	Mäßig stark zerlegt, entlang von Störungen stark zerlegt.	
Kluftabstand	Dm bis zu 1m; entlang der Störungen im cm-Bereich.	
Kluftöffnung	Meist im mm-Bereich, nur vereinzelt im cm-Bereich (lose Bereiche)	
Kontinuität	Eine Klufttrichtung kontinuierlich, die anderen Klufttrichtungen diskontinuierlich.	
Kluftfläche	Wellig	
Wasser	Keines im Felsbereich	
Mechanismus	Gleiten, Kippen	
Verbandsfestigkeit	Meist mäßig aufgelockert, teilweise stark aufgelockert bis lose.	
Frequenz/Schlagmarken	Gering z.T. aber frische Schlagmarken	
<u>Messwerte:</u> K1(238/89) K2(189/80); K3(290/10) K4(338/30) W <sub>1</sub> (190/80) W <sub>2</sub> (192/35) K1(152/80) W <sub>3</sub> (198/60)  Schieferung (308/25)		Dargestellt werden die Großkreise der Wandfläche mit den Polen der Klüfte. Zu sehen ist, dass vor allem die Klüfte K3,K5 und K7 potenzielle Gleitflächen darstellen, sofern die Wand steil genug ist.
Sonstiges	Beim Ablagerungsbereich handelt es sich um eine alte Schutthalde, in welcher vereinzelt frische Blöcke zu finden sind.	
<b>Ablagerungsbereich</b>		
Hänglänge bis zu den Häusern	100-300m	

Klima und Wasser	Trocken
Volumen	1,5 m <sup>3</sup> (V <sub>90</sub> 2,5x1,3x0,2m unterhalb des Ablösebereiches)
Sturzbahn	Wald
Historische Events	Keine berichtet
Landnutzung	Permanent besiedelt

### Fotos

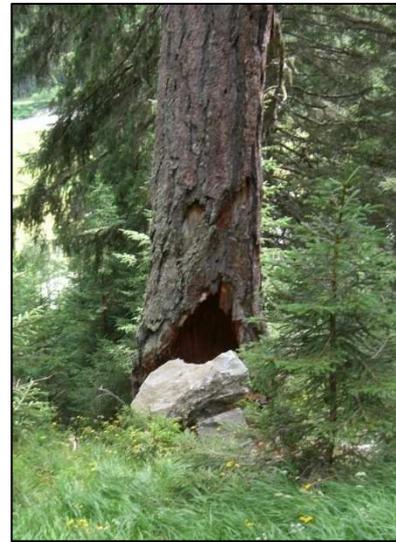


Abb. 61: Aufgelockerter Felsverband im unteren Wandbereich und frische Blöcke im Ablagerungsbereich

### Risikomatrix

Parameter	Homogenbereich EH1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		9
Klufffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>102</b>	<b>126</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>12.852</b>	

## 8.2 Erlsbach bis Ladstatt

Die folgenden Bereiche liegen alle über der Landesstraße zwischen Erlsbach und Ladstatt, weswegen von einer detaillierten Bewertung und Evaluierung abgesehen wird.

### 8.2.1 Homogenbreich Erlsbach West (EH 2.1)

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	Bis zu 100 m, wobei der untere Teil meist weniger stark geneigt ist (ähnlich Homogenbereich 1.2)
Verwitterung	Oberflächlich und entlang der Kluftflächen angewittert
Zerlegung/-grad	Mäßig bis stark
Kluftabstand	K1 49 cm, K2 30 cm, K3 7-87 cm
Kluftöffnung	Stark offen (cm-Bereich)
Kontinuität	Kontinuierlich
Kluftfläche	Wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Gleiten, Kippen (Überhänge)
Verbandsfestigkeit	Aufgelockert bis lose, in einzelnen Bereichen auch mäßig
Frequenz/Schlagmarken	In der Nähe der Wand ( ca. 10-20 m darunter) häufig; nahe der Straße: selten
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	200 m
Klima und Wasser	Kein Wasser außer in den Gräben (Lawinengräben im Winter)
Volumen	< 1m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Wald
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	Straße permanent befahren

#### *Fotos*



Abb. 62: Aufschlussfoto und Ablagerungsbereich,

### 8.2.2 Homogenbereich Erlsbach West (EH 2.2)

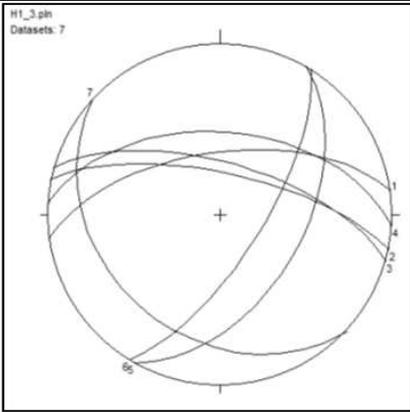
<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	Stark durchsetzt, einzelne Absätze ca. 10-15 m, wichtig: die Wand ist nur 45° geneigt
Verwitterung	Stark verwittert und bewachsen, auch entlang der offenen Klüfte
Zerlegung/-grad	mäßig
Kluftabstand	
Kluftöffnung	Teilweise offen
Kontinuität	Diskontinuierlich
Kluftfläche	Wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	
Verbandsfestigkeit	Fest
Frequenz/Schlagmarken	Kaum
sonstiges	Direkt darunter alte Schutthalde in der einzelne kleine frische Blöcke liegen. Diese stammen jedoch vermutlich nicht aus dem Homogenbereich, da hier keine frischen Ausbrüche zu sehen sind, können jedoch aus dem Bereich darüber stammen oder im Zuge von Schneerutschungen transportiert worden sein.
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	200 m
Klima und Wasser	Kein Wasser außer in den Gräben (Lawinengräben im Winter)
Volumen	< 1m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Wald
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	Straße permanent befahren

#### *Fotos*



Abb. 63: Leicht verwitterte und bewachsene Wandfläche

### 8.2.3 Homogenbereich Wiesenfelder (EH 2.3)

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Paragneis, sehr quarzreich
Höhe der Aufschlüsse	
Verwitterung	Oberflächlich angewittert und entlang der Schieferungsflächen ebenfalls verwittert (Verwitterungsfarbe rötlich).
Zerlegung/-grad	Häufig stark zerlegt
Kluftabstand	10-12 cm
Kluftöffnung	Teilweise stark offene Klüfte v.a. im Westen (nicht zugänglich)
Kontinuität	
Kluftfläche	Stufig, wellig
Wasser	Entlang von Gräben
Mechanismus	Toppling; Blöcke lösen sich vorwiegend als Platten; starke Überhangbildung
Verbandsfestigkeit	Mäßig bis stark aufgelockert
Frequenz/Schlagmarken	Teilweise Schlagmarken zu sehen. Höhe der SM 72, 180 cm.
sonstiges	
Messwerte: S (352/60), (012/70), (016/65), (004/50) K (120/50), (122/70), (223/30)	
	Dargestellt sind die die Schieferungsflächen und Klüfte als Großkreise. Von der Bewertung der Gleitflächen wird in diesem Bereich aus den eingangs (siehe 8.2) erwähnten Gründen abgesehen.

#### Fotos



Abb. 64: Übersicht über die Aufschlüsse in den Wiesenfeldern



**Abb. 65: Detailaufnahme des Paragneis und des Kluftsystems**



**Abb. 66: Schlagmarken an den Bäumen**

### 8.2.4 Homogenbereich östlich von Popeletzbach (EH 2.4.)

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	
Verwitterung	Stark, meist stark bemoost
Zerlegung/-grad	Mäßig stark zerlegt
Kluftabstand	
Kluftöffnung	Variiert stark, Bereiche mit offenen und geschlossenen Klüften liegen nebeneinander
Kontinuität	
Kluftfläche	eben bis leicht stufig wellig
Wasser	keines
Mechanismus	Kippen, Überhangbildung
Verbandsfestigkeit	Variiert stark, mäßig aufgelockert bis lose
Frequenz/Schlagmarken	Gering
sonstiges	Felswand ist in die Richtung des Baches orientiert. Steinschlag könnte dort landen. In diesem Bereich sind einige Felsköpfe vorhanden und keine durchgängige Wand.

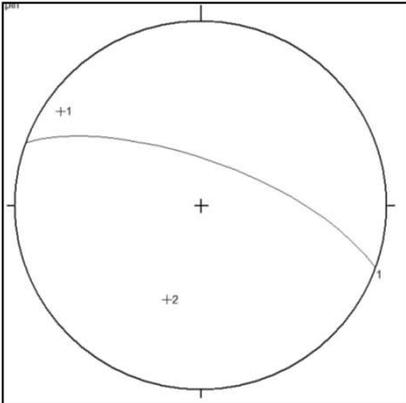


Abb. 67: Einzelne Felsköpfe



Abb. 68: Überhangbildung; Sichtbar auch der Säbelwuchs der Bäume, welcher auf einen Bewegung des Hanges hindeuten könnte.

### 8.2.5 Homogenbereich (EH 2.5)

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit/ Kontaktzone zu Paragneis
Höhe der Aufschlüsse	30-50 m
Verwitterung	
Zerlegung/-grad	Mäßig stark zerlegt, entlang der Störungen stark zerlegt (teilweise Kataklastite)
Kluftabstand	Zerlegung: 2-10 cm bei Störungen im Tonalit Sonst 10-70 cm Kluftanstände;
Kluftöffnung	
Kontinuität	
Kluftfläche	
Wasser	Tropfwasser entlang einer Störung
Mechanismus	
Verbandsfestigkeit	
Frequenz/Schlagmarken	Wenige Schlagmarken, direkt unter der Wand eher kleine Stücke aus den stark zerlegten Bereichen. Teilw. Frische Schlagmarken und frische Blöcke )1,5m
sonstiges	Glimmernester im Tonalit
Messwerte: K (124/80), (020/45); Wandfläche (224/70) Störungsfläche (312/20)	
	Dargestellt sind die die Wandfläche, sowie die Klüfte als Großkreise. Von der Bewertung der Gleitflächen wird in diesem Bereich aus den eingangs (siehe 8.2) erwähnten Gründen abgesehen.

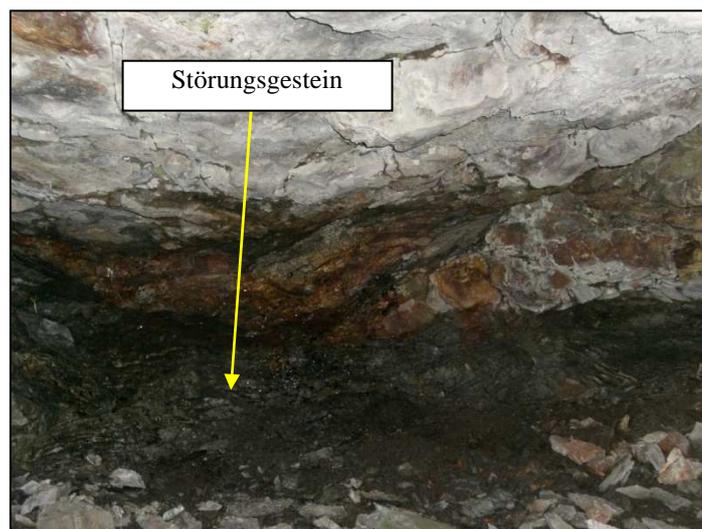
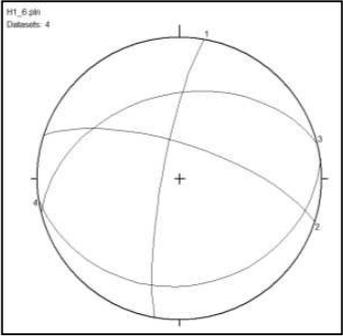


Abb. 69: Störungsgestein (Kakirit)



**Abb. 70: Tonalit des Homogenbereich H 1.5**

### 8.2.6 Homogenbereich (EH 2.6.)

<b>Ablösebereiche</b>		
Gesteinsart	gleichkörniger, strukturloser Tonalit	
Höhe der Aufschlüsse	40 – 50 m	
Verwitterung		
Zerlegung/-grad	Mäßig, im oberen Bereich mäßig bis stark	
Kluftabstand	Wechselt stark, dm-m und cm-Bereich	
Kluftöffnung	Meist geschlossen, im unteren Bereich teilweise mm-breit geöffnet	
Kontinuität		
Kluftfläche	Wellig	
Wasser	Keines	
Mechanismus	Gleiten und Kippen	
Verbandsfestigkeit	Mäßig stark aufgelockert, stellenweise jedoch auch stark lose	
Frequenz/Schlagmarken	Wenig	
sonstiges	An manchen Stellen bilden sich Überhänge.	
<u>Messwerte:</u> K (280/80); (018/70); (346/40); (172/25)		Dargestellt sind die Kluftflächen als Großkreise. Von der Bewertung der Gleitflächen wird in diesem Bereich aus den eingangs (siehe 8.2) erwähnten Gründen abgesehen..

### 8.2.7 Homogenbereich Kontaktzone (EH 2.7.)

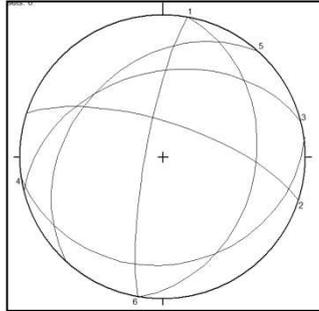
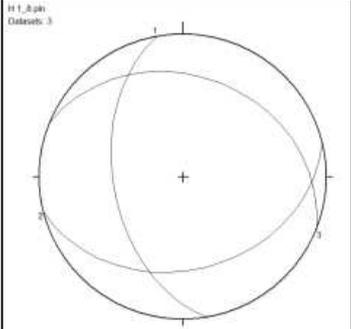
<b>Ablösebereiche</b>	SH ca. 1825 bis 1840	
Gesteinsart	Kontaktmetamorpher Paragneis und Tonalit	
Höhe der Aufschlüsse	Max. 20m, laut der geologischen Karte der westlichen Defregger Alpen kann die Mächtigkeit des Kontakthofes des Tonalit bis zu 50m betragen.	
Verwitterung	Mäßig	
Zerlegung/-grad	Mäßig, teilweise stark;	
Kluftabstand	2 Arten von Klüften, einerseits sind die Abstände bis zu 1m. Da jedoch der Paragneis stark geschiefert und verfaltet ist, bricht er sehr kleinsplittrig.	
Kluftöffnung	Meist geschlossen	
Verbandsfestigkeit	Mäßig	
Frequenz/Schlagmarken	Keine	
sonstiges	In diesem Bereich ist der Tonalit auffallend Biotit-reich und sehr grobkörnig. In diesem Bereich liegt ein Graben, in welchen hauptsächlich Paragneis und etwas Pegmatit (Ganggestein) zu finden ist. Transport könnte jedoch aus Lawinen stammen.	
Messwerte Klüfte (Nr 1-4): 280/80; 018/70; 346/40; 172/25 Schieferung Paragneis (5 und 6): 312/35; 100/35		Dargestellt sind die Kluft- und Schieferungsflächen. Von der Bewertung der Gleitflächen wird in diesem Bereich aus den eingangs (siehe 8.2) erwähnten Gründen abgesehen.



Abb. 71: Kontaktzone zwischen dem Paragneis und dem Rieserferner Tonalit

### 8.2.8 Homogenbereich (EH 2.8)

<b>Ablösebereiche</b>		
Gesteinsart	Tonalit	
Höhe der Aufschlüsse	15 m; teilweise 1-2 m; bzw. unterschiedlich hohe Felsköpfe	
Verwitterung		
Zerlegung/-grad	Mäßig bis stark entlang von Störungen; teilweise offene Klüfte entlang der Störung und im unteren Bereich, sofern	
Kluftabstand	Variiert stark	
Kluftöffnung	Entlang der Störungen meist offen, auch im unteren Bereich der Wand. Bei den Felsköpfen handelt es sich zum Teil um einen sperr aufgelockerten Blockverband	
Kontinuität	Kontinuierliche und diskontinuierliche Klüfte	
Kluftfläche	Wellig	
Wasser	Keines	
Mechanismus	Es bilden sich Überhänge; Blöcke, Scheiben und Keile brechen heraus; Kippen, Gleiten (?)	
Verbandsfestigkeit	Zum Teil lose, vor allem Felsköpfe; teilweise mäßig	
Frequenz/Schlagmarken	Wenig frische Blöcke, v.a. altes Material unter den Aufschlüssen zu finden	
sonstiges		
<b>Messwerte:</b> K 1 (260/50), K2 (166/35) S(022/30) ungesichert		Dargestellt sind die Klüftflächen und die Schieferungsfläche als Großkreise. Von der Bewertung der Gleitflächen wird in diesem Bereich aus den eingangs (siehe 8.2) erwähnten Gründen abgesehen.

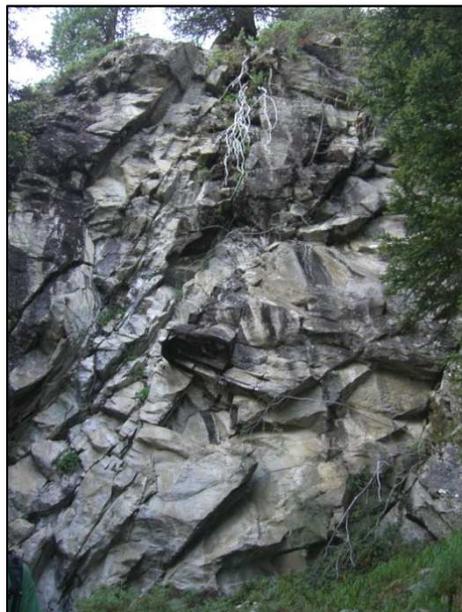


Abb. 72: Felsen im Homogenbereich H 1.8.

### 8.2.9 Homogenbereich (EH 2.9)

Es handelt sich um kompakte Felsköpfe.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	5-10 m
Verwitterung	Mäßig
Zerlegung/-grad	Mäßig
Kluftabstand	Variiert stark
Kluftöffnung	Geschlossene Klüfte
Kontinuität	Diskontinuierlich und kontinuierlich
Kluftfläche	
Wasser	Keines
Mechanismus	
Verbandsfestigkeit	Kompakt
Frequenz/Schlagmarken	Keine Schlagmarken

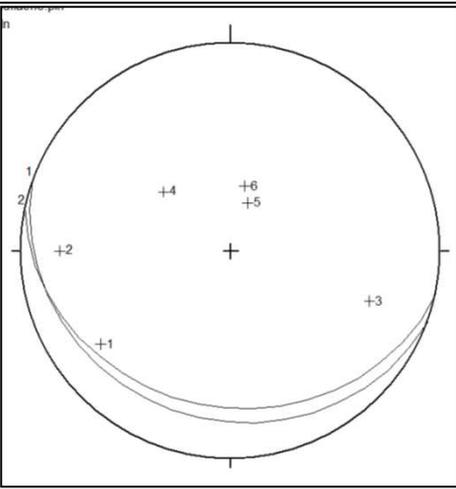
## 8.3 Ladstatt

Inner Ladstatt (Inner Ladstatt befindet sich westlich von Außer Ladstatt)

### 8.3.1 Homogenbereich Ladstatt 1 (L1)

#### *Beschreibung*

Bei den Aufschlüssen handelt es sich um 20 bis 30m hohe Wände, welche aus Tonalit bestehen und mäßig stark zerlegt und aufgelockert sind.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	20-30m
Verwitterung	Angewittert
Zerlegung/-grad	Mäßig bis stark, Teilweise sehr stark; K1 zeigt Zerlegungsgrad =1
Kluftabstand	Dort wo stark zerlegt (Störung) ca. 4 cm, im Großteil der Wand: K1: 2 m, K2 variiert zwischen 7 cm und 1,5 m
Kluftöffnung	Klüfte sind offen im Bereich von mm, häufig jedoch mehrere cm
Kontinuität	Kontinuierlich
Kluftfläche	Wellig, stark wellig in den Bereichen, wo sie stark offen sind
Wasser	Nein, nur aus Boden darüber, rinnt an manchen Wasser Stellen hinunter
Mechanismus	Gleiten
Verbandsfestigkeit	Mäßig bis stark aufgelockert
Frequenz/Schlagmarken	Schlagmarken befinden sich unter anderen 5 m; im felsnahen Bereich sind diese auch frisch (das Harz ist noch nicht trocken) unterhalb des Aufschlusses auf einer Höhe von: 1,5 m
sonstiges	
Messwerte: K1: (054/65), (090/70), (290/60) K2: (132/35), (200/20), (192/26)	 <p>Die Hauptkluftrichtung verläuft N-S, die zweite Kluftrichtung ist flach und streicht E-W. Aus der Grafik geht hervor, dass vor allem K1 (Hauptkluftrichtung) als potentielle Gleitrichtung infrage kommt.</p>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zu den Häusern	100m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	1-5 m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Rauh, bewaldet
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	Permanent besiedelt

*Fotos*

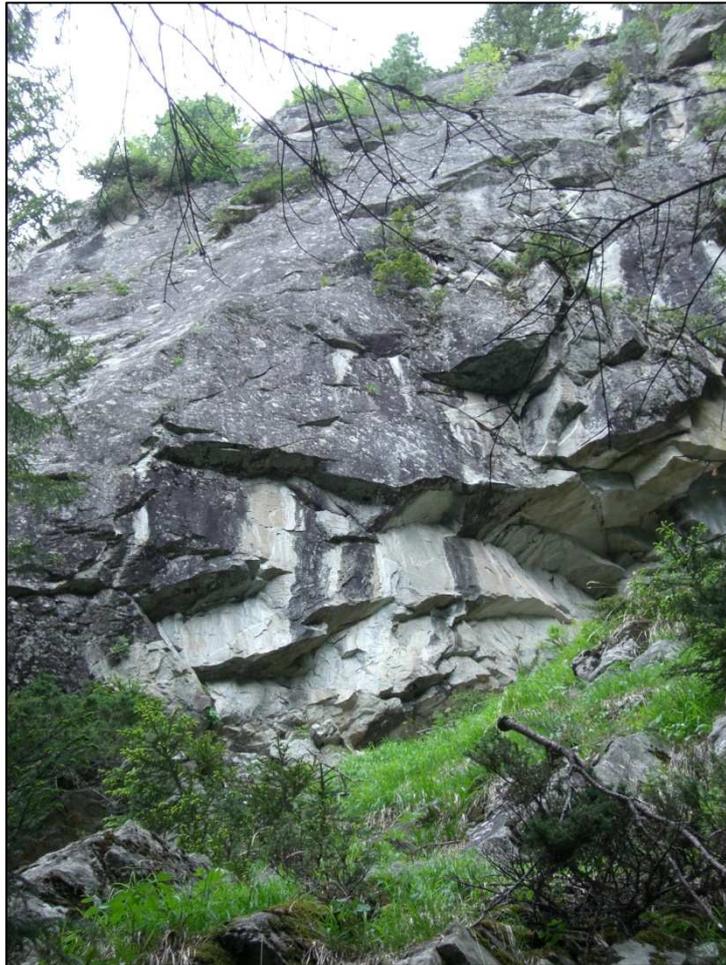


Abb. 73: Felswände des Homogenbereiches Ladstatt 1

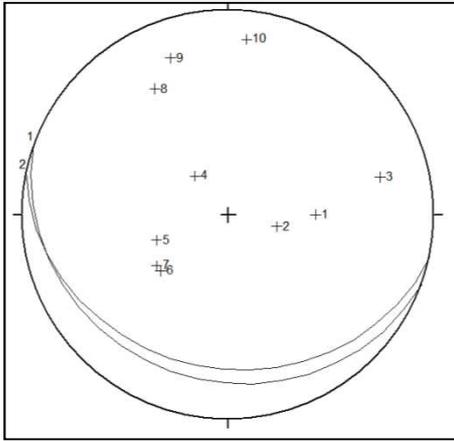
*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich L1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Kluffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	3	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m³] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>102</b>	<b>144</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>14.688</b>	

### 8.3.2 Homogenbereich Ladstatt 2 (L2)

Bei den hier vorliegenden Aufschlüssen handelt es sich um bis zu 20m hohe Wände, welche über einer alten Schutthalde liegen und aus sehr gleichkörnigen Tonalit bestehen.

#### Beschreibung

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit gleichkörnig
Höhe der Aufschlüsse	20 m, Breite 30 m
Verwitterung	Im mittleren Teil unverwittert (jüngere Ausbruchstelle) ansonsten an der Oberfläche und entlang der stark offenen Klüfte angewittert.
Zerlegung/-grad	Mäßig; Zerlegungsgrad. 1
Kluftabstand	K1: 80, 50, 20 cm; K2: 120, 60, 20 cm
Kluftöffnung	Meist im mm Bereich geöffnet, teilweise jedoch auch 3-4 cm.
Kontinuität	
Kluftfläche	Wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Gleiten, stürzen
Verbandsfestigkeit	Mäßig aufgelockert
Frequenz/Schlagmarken	Wenige; 15 m unter Aufschluss befindet sich Schlagmarke auf einer Höhe von 1,73 m
sonstiges	Ab einer Höhe von 1590 werden die Steinschlagmarken häufiger. Höhe: 50-80 cm, hier sind auch unbemooste Blöcke zu finden. Größe dieser Blöcke: 19x10x3cm
Messwerte: K1: 270/35, 284/20, 256/65 K2: 140/20, 070/30, 050/35, 054/35 K3: 150/60, 160/70, 186/75	 <p>Nachdem auch hier die Wand südfallend ist wurde die Wandfläche aus L1 zur Projektion herangezogen. Mögliche Gleitflächen sind demnach K1 und K2.</p>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zu den Häusern	>100m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	1-5 m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Rauh, bewaldet
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	Permanent besiedelt

**Fotos**



**Abb. 74: Aufgeschlossener Homogenbereich und Detailaufnahme des Kluftsystems in einem wenig verwitterten Bereich (eventuell frischer Ausbruch)**



**Abb. 75: Schlagmarke (Höhe 1,73m)**



**Abb. 76: Alte Schutthalde**

## Risikomatrix

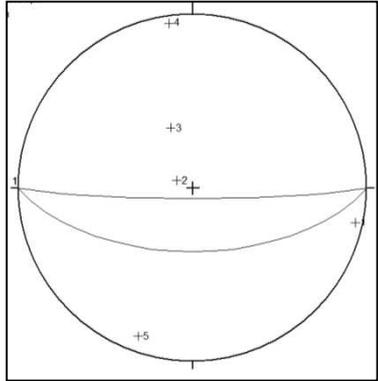
Parameter	Homogenbereich L2	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		9
Kluffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m³] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>126</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>13.608</b>	

Außer Ladstatt (befindet sich entlang der L\_25 Defereggental-Straße nach dem Maria Hilf)

### 8.3.3 Homogenbereich Ladstatt 3 (L3)

#### **Beschreibung**

Bei den Aufschlüssen handelt es sich um bis zu 20m hohe Wände, welche zum Teil stark zerlegt in sind und wiederum aus Tonalit bestehen.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	15 bis 20 m
Verwitterung	Angewittert, im unteren Bereich teilweise frische Ausbruchstellen sichtbar
Zerlegung/-grad	Meist mäßig, außer dort wo bereits zerlegt:: im oberen Bereich alles stark zerlegt
Kluftabstand	K1. 15-30 cm , k2: 16-10 cm, teilweise auch 40 cm
Kluftöffnung	Offen mm, nur dort wo bereits zerlegt im cm Bereich
Kontinuität	Kontinuierlich
Kluftfläche	Wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	
Verbandsfestigkeit	Mäßig stark aufgelockert
Frequenz/Schlagmarken	Häufig; Höhe der SM 1m bis 1,6 m
sonstiges	
<u>Messwerte:</u> K1 (282/85, 114/08) K2 (160/30, 172/85) K3 (020/80)	 <p>Da es sich um eine steil südfallende Wand handelt, wurde die Darstellung mit einer 60° und einer 85°-steilen Wand gemacht. Vor allem K2 scheint als Gleitfläche zu fungieren.</p>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zu den Häusern	>100 m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	<1m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Rauh, bewaldet
Historische Events	Stumme Zeugen
Landnutzung	Permanent besiedelt

*Fotos*

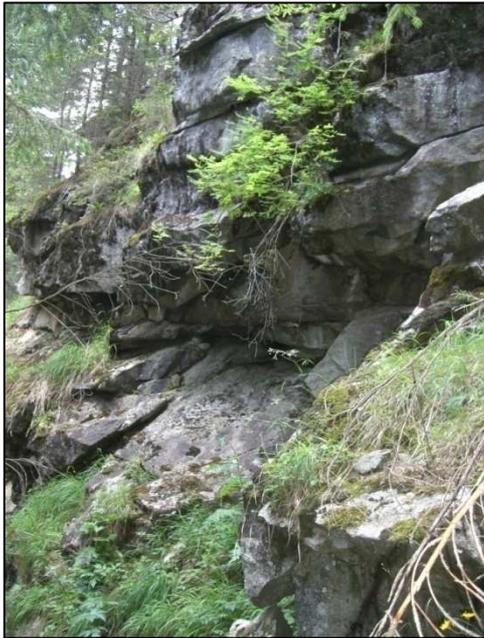


Abb. 77: Felsen des Homogenbereiches Ladstatt 3, mit teilweise stark zerlegtem Gebirge und aus dem Verband gelösten Kluffkörpern.

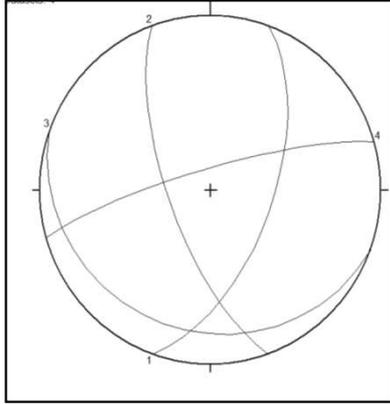
*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich L3	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		9
Klufffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>102</b>	<b>126</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>12.852</b>	

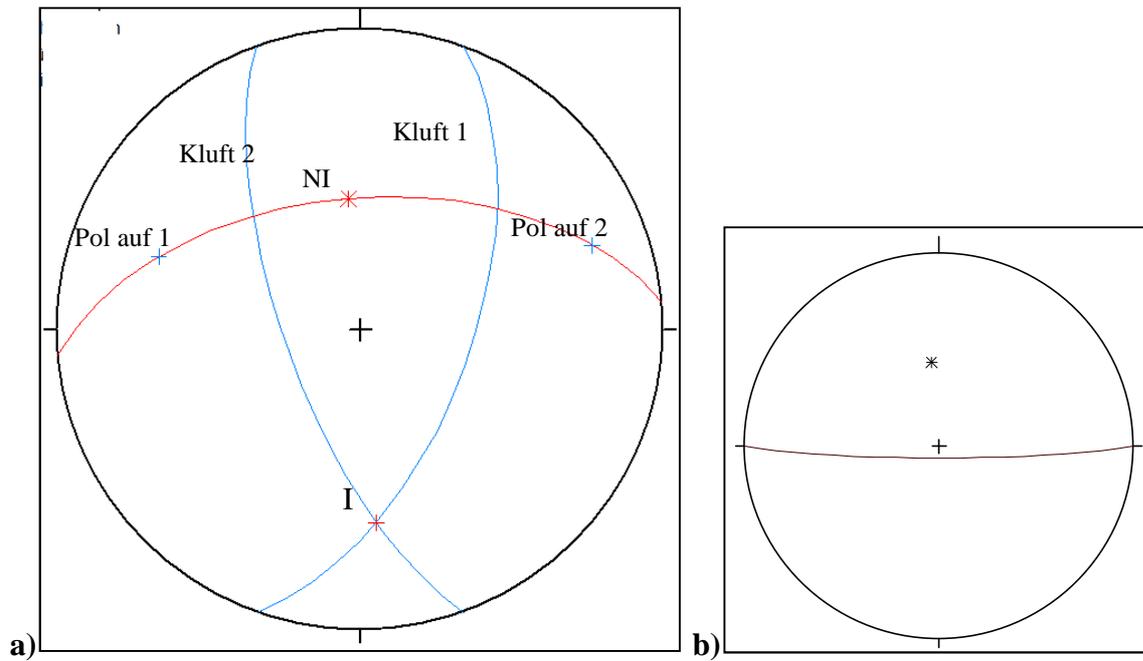
### 8.3.4 Homogenbereich Ladstatt 4 (L4)

#### **Beschreibung**

Es handelt sich 30 bis 40 m hohe Felswände aus Tonalit, welche vor allem im unteren Bereich stark offene Klüfte zeigen und Überhänge bilden. Auffallend ist hier, dass die Klufflächen stark angewittert sind.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	30-40 m
Verwitterung	
Zerlegung/-grad	Gestein ist stark zerlegt und bildet Überhänge
Kluftabstand	Variiert stark
Kluftöffnung	Klüfte zum Teil stark offen
Kontinuität	K1 häufig kontinuierlich; K2 häufig diskontinuierlich
Kluffläche	Eben, wellig; stark angewittert, weißer Film entlang aller Klufflächen
Wasser	Keines, nur im Graben
Mechanismus	Kippen
Verbandsfestigkeit	Aufgelockert bis lose
Frequenz/Schlagmarken	Viele SM bis zu einer Höhe von 3 m, meist jedoch 1,5 m bis 2 m
sonstiges	Eventuell handelt es sich überhaupt um eine Störungszone
Messwerte: K1: 110/60; K2: 250/70 K3: (200/20) K4: (344/80)	 <p>Alle Klufflächen als Großkreise dargestellt.</p>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zu den Häusern	100-300m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	<1m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Rauh, Schutthalde, Wald
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	Permanent besiedelt

Die Auswertung der Klüfte erfolgt hier nach der Methode 2 durch den Verschnitt von 2 Klufflächen. Nachdem nur die Klüfte K1 und K2 eine Verschnidungslinie zeigen, die nach Süden geneigt ist und steil genug (über  $28^\circ$ ) ist können nur diese Klüfte mit Hilfe dieser Methode ausgewertet werden. Der Verschnitt der anderen Klüfte ist entweder zu flach oder kann nicht mit einer nach Süden fallenden Wand in Beziehung gesetzt werden.



**Abb. 78: Konstruktion der Verschnidungslinie und der Gleitkeile für die Klüfte K1(110/60) und K2 (250/70); zusätzlich ist in der nebenstehenden Grafik der Punkt Ni zur steil nach Südenfallenden Wandfläche geplottet.**

In Blau dargestellt sind die Klufflächen und die Pole der Klufflächen. In Rot dargestellt sind der Großkreis durch die Pole der Klufflächen (entspricht der Begrenzung der Klüfte), die Verschnidungslinie der Klüfte bzw. der Pol auf die rote Fläche (I) sowie das Linear NI welches der Polpunkt auf I ist.

Der Punkt I (176/36) entspricht der Verschnidungsrichtung. Gleitende Blöcke wurden demnach nach Süden fallen. Der Punkt NI wird nun wie in Methode 1 zur Wandfläche in Beziehung gesetzt. Werden mehrere Klufflächen durch diese Methode ausgewertet, so werden mehrere Punkte NI mit der Wandfläche geplottet. Alle Punkte NI die von der Wandfläche unterschritten werden, sind potenzielle Gleitkeile. Wie in Abbildung 30 b erkennbar ist, bilden K1 und K2 potenzielle Gleitkörper.

*Fotos*



**Abb. 79: Wandansicht, sowie Detailaufnahme der zerlegten Wand.**



**Abb. 80. Steinschlagmarken im Bereich des Wandfußes**



Abb. 81. Aktive Schutthalde unter den Homogenbereichen L3,4 und 5

*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich L4	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		81
Kluffestigkeit		27
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>102</b>	<b>216</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>22.032</b>	

### 8.3.5 Homogenbereich Ladstatt 5 (L5)

#### **Beschreibung**

Es handelt sich hier um den Tonalit des Rieserferner Pluton. Die Felsen erreichen eine Höhe von ca. 20 m und sind teilweise stark überhängend.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	Wandhöhe 25m , Breite 20 m stark überhängend,
Verwitterung	Angewittert
Zerlegung/-grad	Mäßig, entlang von Störungen stark
Kluftabstand	K1. 96 cm; k2: 30-50 cm
Kluftöffnung	Mm-Bereich
Kontinuität	Vorwiegend diskontinuierlich
Kluftfläche	Leicht wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Kippen
Verbandsfestigkeit	Mäßig
Frequenz/Schlagmarken	Wechselt, teilweise mehr und teilweise weniger viele; Höhe: 2 m, 6m von der Wand entfernt
sonstiges	
<b>Ablagerungsbereich</b>	>100m
Hanglänge bis zu den Häusern	Trocken
Klima und Wasser	<1m <sup>3</sup>
Volumen	Rauh, Wald
Sturzbahn	
Historische Events	Landwirtschaftlich genutzte Fläche. Da diese nahe an den Häusern liegt wurde der Bereich als „periodisch besiedelt“ bewertet.
Landnutzung	>100m

*Fotos*



Abb. 82: Schlagmarken im Wandfußbereich des Homogenbereiches L5

*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich L5	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		9
Kluffestigkeit		3
Zerlegungsgrad und Orientierung		27
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		27
Sensibilität der Nutzung	27	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>48</b>	<b>84</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>4.032</b>	

## 8.4 Maria Hilf

Maria Hilf liegt westlich von St. Jakob im Defereggental. In diesem Bereich wurden im Jahr 2003 ein Steinschlagdamm, sowie Steinschlagnetze zum Schutz der Ortschaft errichtet.



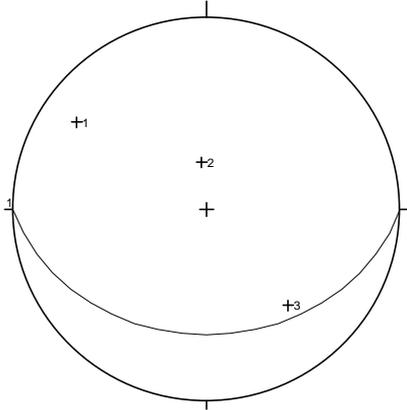
Abb. 83: Steinschlagdamm über den Häusern von Maria Hilf

### 8.4.1 Homogenbereich Maria Hilf 1 (MH1)

#### *Beschreibung*

Es handelt sich um wenig hohe Aufschlüsse, welche entlang eines Grabens liegen. Auch bei diesen Gesteinen handelt es sich um Tonalit. In diesem Bereich sind die Klüfte meist geschlossen und der Fels ist meist kompakt.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	Durchgehend max. 2 m
Verwitterung	Mäßig
Zerlegung/-grad	0,5; mäßig bis mäßig stark zerlegt
Kluftabstand	Dm bis m
Kluftöffnung	Wechselt innerhalb des Homogenbereichs; z. T. Stark offen, meist jedoch wenige mm geöffnet bzw. Geschlossen
Kontinuität	Kontinuierlich
Kluftfläche	Wellig
Wasser	Aufschlüsse befinden sich entlang eines Grabens
Mechanismus	Gleiten
Verbandsfestigkeit	Mäßig fest
Frequenz/Schlagmarken	Keine sichtbar, da kaum Bäume in diesem Bereich; im oberen Bereich, welcher nicht entlang des Grabens liegt, sind vereinzelt SM zu sehen, welche ca. 1,5m hoch sind
sonstiges	

Messwerte: K1 124/70 K2 Gleitfläche 174/20 K3 320/55		Nachdem die Wandfläche flach nach Süden fällt, sind K2 und eventuell K1 als potentielle Gleitflächen möglich.
<b>Ablagerungsbereich</b>		
Hanglänge bis zu den Häusern	Bis zu 200m	
Klima und Wasser	Trocken	
Volumen	<1m <sup>3</sup>	
Sturzbahn	Wenig Vegetation, Rinne bzw. bewirtschaftete Felder	
Historische Events	1 Event/10 Jahre	
Landnutzung	Permanent besiedelt	

### Fotos



Abb. 84: Aufschlüsse des Homogenbereichs MH 1, Felsstufen mit meist geschlossenen Klüften

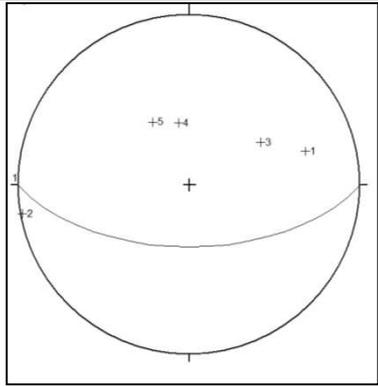
## Risikomatrix

Parameter	Homogenbereich MH1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		9
Klufffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	27	27
Nachweis historischer Ereignisse		27
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>126</b>	<b>162</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>20.412</b>	

## 8.4.2 Homogenbereich Maria Hilf 2 (MH2)

### Beschreibung

Es handelt sich um Tonalit-Felsen, welche bis zu 30 m hoch sind und kaum offene Klüfte zeigen.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit sehr gleichkörnig
Höhe der Aufschlüsse	30 m, Breite 40-50 m danach folgt ein Bereich, welcher zwar keine durchgängige Wand mehr darstellt, jedoch zu diesem Homogenbereich gefasst wird
Verwitterung	Leicht angewittert
Zerlegung/-grad	Mäßig, meist große Klufkörper
Kluftabstand	K1 17-80 cm; K2 70 cm
Kluftöffnung	Wenige mm, meist geschlossen, im unteren Bereich jedoch stark offen und z.T. auch stark zerlegt,
Kontinuität	kontinuierlich
Kluftfläche	Wellig, stufig
Wasser	Keines
Mechanismus	Gleiten, Kippen
Verbandsfestigkeit	Teilweise stark aufgelockert, v.a. im unteren Bereich
Frequenz/Schlagmarken	Im westlichen Bereich sind viele frische Blöcke zu beobachten allerdings wenige SM (Höhe 94 cm)
sonstiges	
Messwerte: K1 (254/60), (080/89 ), (239/40) K2 (170/30;), (150/35)	<div style="display: flex; align-items: center;">  <div style="margin-left: 20px;"> <p>Die Wandfläche ist ca. 60° Steil und südfallend, weswegen alle Kluftflächen auch als Gleitflächen fungieren können.</p> </div> </div>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zu den Häusern	150m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	<1m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Wieder bewaldet
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	Permanent besiedelt

*Fotos*



Abb. 85. Frischer Block am Wandfuß

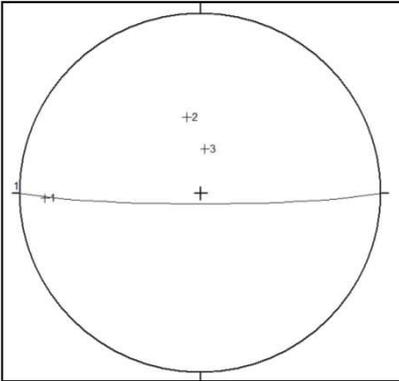
*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich MH2	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		9
Klufffestigkeit		3
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>120</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>12.960</b>	

### 8.4.3 Homogenbereich Maria Hilf 3 (MH3)

#### **Beschreibung**

Hierbei handelt es sich um wenig hoher Felsaufschlüsse aus Tonalit, welche jedoch stark offene Klüfte zeigen.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	5-15 m
Verwitterung	Oberflächlich und entlang der Klufflächen angewittert
Zerlegung/-grad	Mäßig
Kluftabstand	Zw. 26 und 90 cm f. K1; 52 cm K2
Kluftöffnung	V.a. Im oberen Bereich stark offen, im unteren Bereich meist geschlossen
Kontinuität	Kontinuierlich
Kluffläche	Stufig wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Kippen
Verbandsfestigkeit	Im oberen Bereich stark aufgelockert bis lose
Frequenz/Schlagmarken	Blöcke wenig bemoost; SM dort wo Bäume vorhanden; wenige frische SM
sonstiges	
<u>Messwerte:</u> K1: 088/75 K2 170/35 K3 186/20	 <p>Die Wand ist sehr steil bis überhängend und südfallen, weswegen alle Klufflächen potenzielle Gleitflächen darstellen.</p>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	<100m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	1-3 m <sup>3</sup> ; V <sub>90</sub> 500x170x140 cm (1,19 m <sup>3</sup> )
Sturzbahn	Wieder bewaldet
Historische Events	
Landnutzung	Permanent besiedelt

*Fotos*



Abb. 86: Der obere Teil des Aufschlusses ist lose und bereits bewegt.



Abb. 87: frische Blöcke und Schlagmarken im Ablagerungsbereich

*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich MH3	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Kluffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	3	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>102</b>	<b>144</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>14.688</b>	

## 8.5 TROGACH

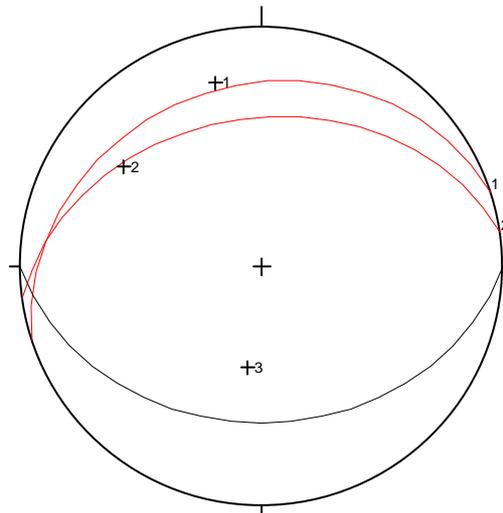
Der Weiler Trogach liegt zwischen Maria Hilf und St. Jakob im Defereggental auf einer Höhe von ca. 1700m.

### 8.5.1 Homogenbereich Trogach 1 (T1)

#### *Beschreibung*

Es handelt sich um einen ca. 2,2 m hohen und 3 m breiten Aufschluss. Bei dem Gestein handelt es sich um Paragneis, welcher keine offenen Klüfte zeigt und unterhalb des Aufschlusses ist keine Schutthalde zu erkennen. In der darunterliegenden Wiese sind jedoch Steinmauern als Begrenzungen gesetzt worden, welche aus herabgefallenen Steinen gebaut worden sein könnten.

Messwerte: S (342/25), (352/38), K (166/68), (126/60), (008/35)



**Abb. 88: Großkreise der Schieferungsflächen (rot) und der Wand (schwarz) sowie die Pole der Klüfte.**

Die Schieferung fällt nach Norden ein. Nachdem die Böschung nach Süden einfällt, können durch den Verschnitt der Schieferung mit der Böschung keine Gleitflächen entstehen. Werden die Pole der Klüfte mit der Wandfläche geplottet, so kann erkannt werden, dass die Kluffläche 2 eine potenzielle Gleitfläche darstellt, da es sich hier jedoch um relativ kompaktes Gestein handelt und der Aufschluss eine geringe Höhe aufweist, ist die Gefahr vermutlich als gering einzustufen.

Entlang des Waldrandes sind ebenfalls Paragneise aufgeschlossen. Auch findet man vereinzelt große Schieferblöcke (3,8 x 2 x 1,2 m), welche auf einer kleinen Verebnung liegen. Bei den Blöcken könnte es sich um ältere Sturzblöcke handeln, die aus einem höheren Niveau stammen, Anzeichen für jüngere Ereignisse sind jedoch nicht zu erkennen.

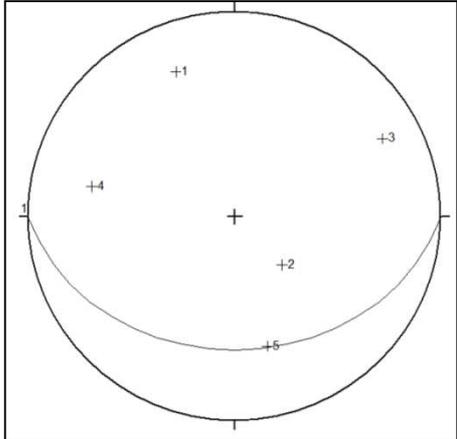
## Risikomatrix

Parameter	Homogenbereich T1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		3
Kluffestigkeit		3
Zerlegungsgrad und Orientierung		3
Vertikale Höhe des Hanges [m]	3	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	27	27
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>114</b>	<b>54</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>6.156</b>	

## 8.5.2 Homogenbereich Trogach 2 (T2)

### **Beschreibung**

Hierbei handelt es sich um eine Wand aus Tonalit, die meist kompakt ist und deren Neigung unter 90° liegt.

<b>Ablösebereiche</b>		
Gesteinsart	Tonalit	
Höhe der Aufschlüsse	Ca. 3 -4 m	
Verwitterung	Mäßig	
Zerlegung/-grad	Mäßig	
Kluftabstand	Dm bis m	
Kluftöffnung	Bis zu 5 mm, meist jedoch geschlossen	
Kontinuität	Diskontinuierlich	
Kluftfläche		
Wasser	Keines	
Mechanismus		
Verbandsfestigkeit	Kompakt bis mäßig aufgelockert	
Frequenz/Schlagmarken	Keine, da bewirtschaftete Wiese darunter und junge Bäume	
sonstiges	Für den Siedlungsbereich scheinen diese Aufschlüsse keine akute Gefahr darzustellen, da es sich hier um eher kompaktes Gestein handelt, es keine Anzeichen für Steinschlagereignisse gibt (keine Schlagmarken, keine Sturzblöcke) und die Mächtigkeit des Aufschlusses eher gering ist.	
Messwerte: Klüfte: (158/65) (316/27) (242/70) (102/60) (346/55)		Nachdem es sich hier um eine eher flach einfallende Wand handelt, fungieren die Werte 3 und 4 als Gleitflächen.

*Fotos*



Abb. 89: Homogenbereich T2

*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich T2	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		3
Kluffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		3
Vertikale Höhe des Hanges [m]	3	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	27	27
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>114</b>	<b>60</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>6.840</b>	

## 8.6 MAIK

### *Beschreibung*

Über dem Weiler Maik sind einige wenig hohe Felsen aufgeschlossen, welche zwischen den Holzverbauungen liegen. Innerhalb der Verbauung sind auch mehrere kleine Blöcke zu finden, welche aus diesem oder aus einem höher gelegenen Homogenbereich stammen könnten. Stammen die Blöcke aus einem höher gelegenen Bereich, so wurden sie vermutlich im Zuge von Schneerutschungen transportiert.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	1-2 m, meist durchsetzt und teilweise von Vegetation überdeckt
Verwitterung	Mäßig
Zerlegung/-grad	Mäßig bis stark
Kluftabstand	Cm bis dm
Kluftöffnung	Mm bis cm
Kontinuität	K1 kontinuierlich
Kluftfläche	Wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Gleiten und Brechen entlang von K1
Verbandsfestigkeit	Teilweise lose
Frequenz/Schlagmarken	FrISChe Ausbrüche im losen Fels
sonstiges	Unterhalb der Verbauung befindet sich keine Schutthalde, allerdings könnten die Steine auch im Zuge der Landschaftsnutzung entfernt worden sein. In der Wiese findet man Steinmauern und einzelne Steine mit einem $\varnothing$ von 35x20x15 cm
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	Ca. 50 m (<100m)
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	<1 m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Wiese
Historische Events	Keine Berichte oder Chroniken vorhanden, jedoch kleine frISChe Bruchstücke.
Landnutzung	Permanent besiedelt

*Fotos*



Abb. 90: Verbauung über dem Weiler Maik

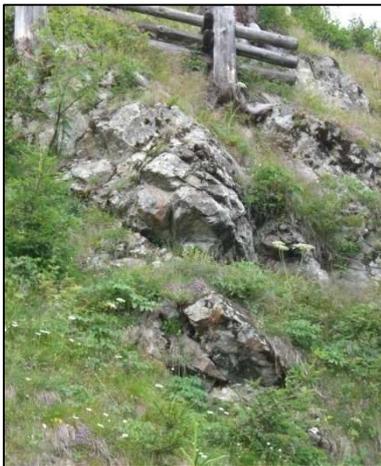


Abb. 91: Anstehender Fels (Tonalit) oberhalb des Weilers Maik, sowie ein von der Verbauung aufgefangener Stein, welcher jedoch auch aus einen kleineren Schneerutsch stammen könnte.

*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich Maik	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Kluffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	3	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m³] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	27	27
Nachweis historischer Ereignisse		3
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>114</b>	<b>156</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>17.784</b>	

## 8.7 ERLACH

### 8.7.1 Homogengenbereich Erlach 1 (E1)

Die Aufschlüsse liegen oberhalb der Straße von Mühlbach nach Inner-Erlacher. Die Felsen sind bis zu 2 m hoch und zeigen vor allem in oberen Bereich stark offene Klüfte. Beim Gestein handelt es sich um Tonalit.

#### *Beschreibung*

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit, 1490 SH
Höhe der Aufschlüsse	2 m, Breite 30 m,
Verwitterung	Angewittert, kaum verwittert
Zerlegung/-grad	Mäßig
Kluftabstand	Dm bis m
Kluftöffnung	Oben sind die Klüfte offen (cm) , unten geschlossen
Kontinuität	Kontinuierlich und diskontinuierlich
Kluftfläche	Leicht wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Kippen, dort wo es überhängt
Verbandsfestigkeit	Oberer Bereich mäßig- stark aufgelockert , im unteren Bereich kompakt
Frequenz/Schlagmarken	Keine sichtbar
sonstiges	K 1 ist die Hauptkluftrichtung, eine Bewegungsfläche und die Richtung der Wand (138/80) dazu $Li_{sin}$ (082/15) K2 (130/20). Somit ist K2 definitiv eine potenzielle Gleitfläche.
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	100 bis 300m (zu der Siedlung)
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	<1m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Lichter Wald
Historische Events	Keine
Landnutzung	Straße und darunter Siedlung

*Fotos*

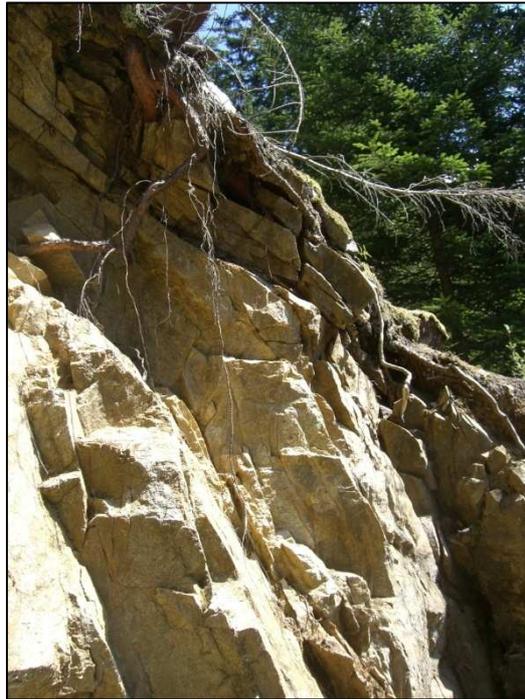


Abb. 92: steilstehende Klüfte im Homogenbereich E1

*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich E1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Kluffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		27
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m³] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		3
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>102</b>	<b>84</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>8.568</b>	

## 8.7.2 Homogenbereich Erlach 2 (E2)

### *Beschreibung*

Es handelt sich um einzelne Felsköpfe, die mäßig stark aufgelockert sind und sich durch Kippen in Bewegung setzen könnten. Auch ist das Ablösen von scheibenförmigen Tafeln möglich, welche jedoch auf einen sehr flachen Untergrund fallen und vermutlich wenig Reichweite haben würden. (Hanglänge 100-300m). Aus diesem Grund wurde auf eine Bewertung mit Hilfe der Risikomatrix verzichtet.



Abb. 93: Mäßig aufgelockerter Felsverband mit durchwurzelter Klüften (Pfeil)

### 8.7.3 Homogenbereich Erlach 3 (E3)

#### *Beschreibung*

Es handelt sich um einen Bereich in dem vor allem stark aufgelockerte Felsen (sperr aufgelockerter Felsverband) mit einer Höhe bis zu 10 m vorkommen. Teilweise wachsen die Wurzeln der darüber liegenden Bäume entlang der Klufflächen, welche rauh bis wellig sind, und lockern so den Felsverband zusätzlich auf. Die Klüfte sind dadurch cm bis dm breit geöffnet und zeigen Abstände im Meter-Bereich.

Auch findet man Bereiche in denen die Auflockerung mäßig ist und die Zerlegung mittel bis stark. Die starke Zerlegung wird durch Störungen verursacht. Entlang der Störungen (SF 290/55; 280/55) ist auch das Störungsgestein Kataklasit zu sehen, die Hanglänge bis zu den Häusern beträgt ca. Hanglänge 100-300 m.



Abb. 94: Kakirit

#### *Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich E3	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		81
Kluffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und -Orientierung		9
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		3
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>102</b>	<b>120</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>12.240</b>	

#### 8.7.4 Homogenbereich Erlach 4: Bereich E 4.1

Die folgenden Homogenbereiche gehören alle in die Kategorie Erlach 4. Es handelt sich dabei um die Tonalit-Felsen, die auf einer Höhe von ca. 1700 bis 1800 m S.H., zwischen Inner-Erlacher und Tögisch-Bach liegen. Unterschiede zwischen den Bereichen finden sich vor allem im Grad der Auflockerungen und der Verbandsfestigkeit.

- **Beschreibung**

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	Bis zu 100 m
Verwitterung	
Zerlegung/-grad	Untere 35 m mäßig bis stark zerlegt, darüber scheint es kompakt (soweit von unten beurteilbar)
Kluftabstand	Kluftabstände 1 m;
Kluftöffnung	Z.T. offene Klüfte, auch viele geschlossene, vor allem im unteren Bereich stark offen z.T. Auch bereits verstürzt
Kontinuität	Meist eine Klufttrichtung kontinuierlich
Kluftfläche	Eben bis wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Kippen
Verbandsfestigkeit	Unterer Bereich stark aufgelockert, oberer Bereich mäßig bis kompakt
Frequenz/Schlagmarken	Untergrund junge Schutthalde, SM sind relativ frisch, Höhe ca. 2,2 m; frischere Blöcke im Wandfußbereich
sonstiges	Störungen durch den Wandbereich
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	500m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	<1m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Rauh
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde. (junge Schutthalde)
Landnutzung	Siedlung

- *Fotos*



Abb. 95: Frisches Sturzmaterial am Wandfuß



Abb. 96: Wandfuß mit offenen Klüften.

- *Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich E4.1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		81
Kluffestigkeit		27
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	27	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>120</b>	<b>216</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>25.920</b>	

### 8.7.5 Homogenbereich Erlach 4: Bereich 4.2

Der mittlere Bereich unterscheidet sich vom Homogenbereich 4.1 vor allem durch den Versagensmechanismus und die Auflockerung. In diesem Bereich ist Gleiten der maßgebliche Mechanismus. Die Auflockerung ist mäßig bis kompakt es kommt zu kleinstückigen Ablösungen. Die Hanglänge zu den Häusern (Innerrotte) beträgt über 700m.



Abb. 97: Bereits bewegte Blöcke



Abb. 98: Felsblock am Wandfuß

#### Risikomatrix

Parameter	Homogenbereich E4.2	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		9
Klufffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		9
Vertikale Höhe des Hanges [m]	81	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>174</b>	<b>54</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>9.396</b>	

### 8.7.6 Homogenbereich Erlach 4: Bereich 4.3

Im rechten Wandteil ist ebenfalls das Gleiten vorherrschender Versagensmechanismus. Der Fels ist hier relativ kompakt.

Die Einfallswerte der Klüfte sind: (090/50) und (012/80). Es handelt sich dabei meist um geschlossene Klüfte. Die Bewertung erfolgte nach den Kriterien des Bereiches 4.2, die Hanglänge in diesem Bereich beträgt ca. 600m zu den Häusern.

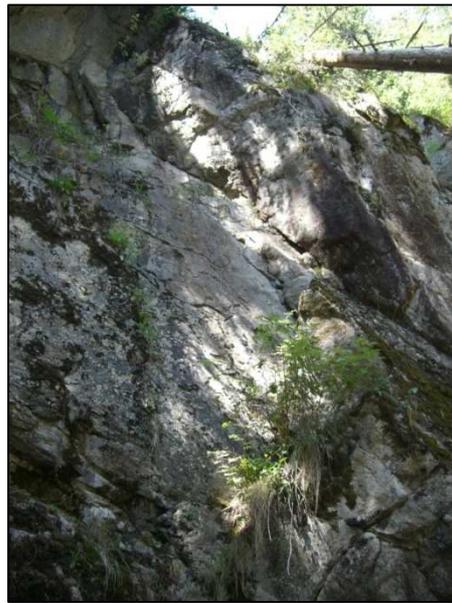


Abb. 99. Geschlossene Klüfte im rechten Wandteil

#### Risikomatrix

Parameter	Homogenbereich E4.1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		81
Kluftfestigkeit		27
Zerlegungsgrad und -Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	27	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m³] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>120</b>	<b>216</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>25.920</b>	

## 8.8 Innerrotte

Innerrotte liegt unterhalb des Homogenbereichs Erlach 4. Die Homogenbereiche Innerrotte 1 und 2 liegen ca. auf einer Höhe von 1450 bis 1500 m.

### 8.8.1 Homogenbereich Innerrotte 1 (I 1)

#### *Beschreibung*

Bei den hier vorliegenden Aufschlüssen handelt es sich ca. 20-25 m hohe Felsköpfe aus Tonalit, welche meist stark aufgelockert bis lose sind.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	20-25 m
Verwitterung	
Zerlegung/-grad	Mäßig eher großblockig;
Kluftabstand	Bis zu 2-3 m
Kluftöffnung	Meist stark offene Klüfte
Kontinuität	
Kluftfläche	Meist stufig, z.T. wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Kippen
Verbandsfestigkeit	Mäßig aufgelockert bis kompakt in kleinen Bereichen, meist jedoch stark aufgelockert bis lose
Frequenz/Schlagmarken	Kaum, keine frischen Blöcke zu sehen
sonstiges	In einem ca. 10 m langen Abschnitt wird dieser Homogenbereich von einem stark aufgelockerten Bereich durchzogen. Auch sind in diesem Bereich immer wieder kleinere Felsköpfe zu sehen, welche ebenfalls mäßig aufgelockert bis kompakt sind.
Messwerte: (Wand 210/80)	K (278/85); (010/45) K (150/85); (126/40)
Blöcke in der Nähe der östlichen Häuser	<u>Kleinere jüngere Blöcke:</u> 16x12x8cm (kleine Blöcke sind jünger); 70x40x28cm ; <u>Große ältere Blöcke ca. 50m von dem östlichsten Haus entfernt:</u> 190x180x56 cm = 1,9 m <sup>3</sup> (50 m von Haus 1400SH), 156x130x57 cm = 1,15 m <sup>3</sup> (50 m von Haus) ; SH 1445 m
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	150 m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	1-3m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Rauh. bewaldet
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	besiedelt

Die Auswertung der Kluftflächen erfolgte ebenfalls mit der Methode 2 (Vgl. Homogenbereich Ladstatt 4).

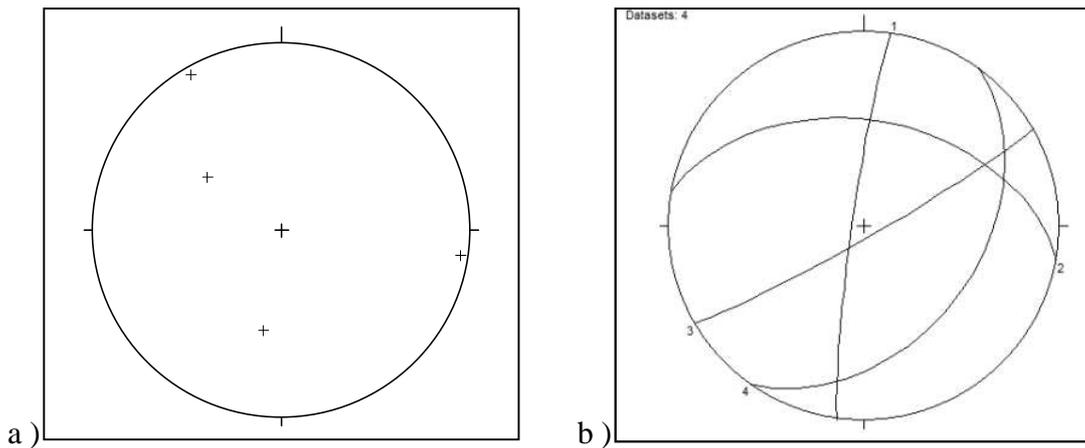


Abb. 100: Darstellung der Klüfte als Pole (a) und Großkreise (b)

Nachdem die Wand meist S- bis SSE-fallend ist wurden nur jene Klüfte ausgewertet, die auch südfallende Verschnidungslinien ausweisen.

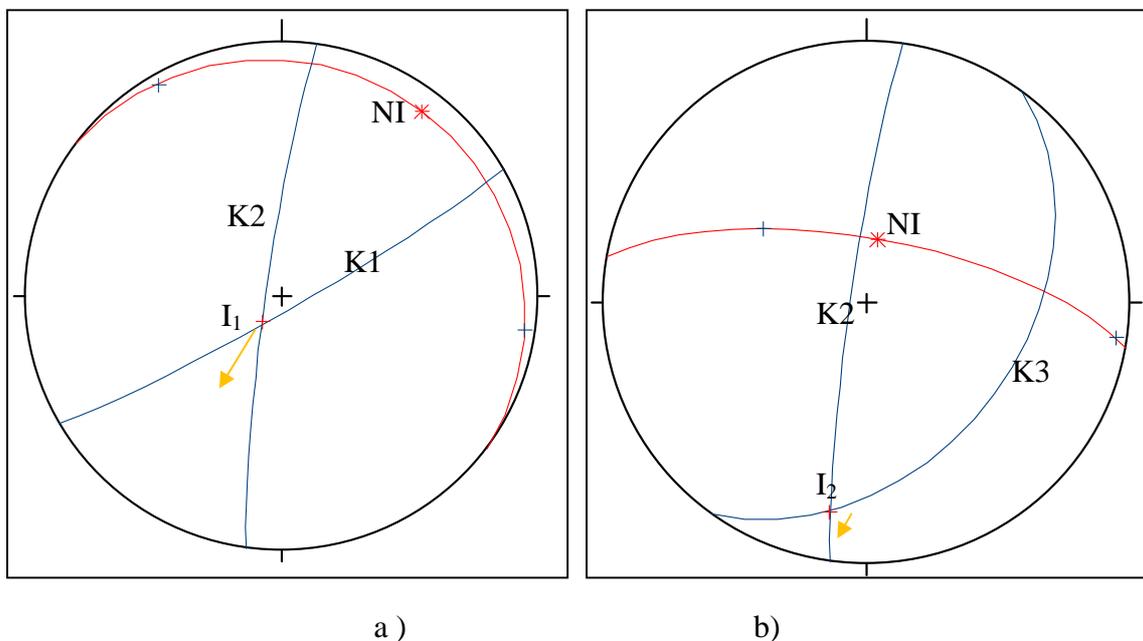


Abb. 101: Abbildung a und b zeigen jeweils den Verschnitt zweier Klüfte, und die Konstruktion der Verschnidungsrichtung I, sowie für die Punkte Ni.

Im Falle des Verscheidens der Klüfte K1(278/85) und K2 (150/85) ergibt sich die Verschnidungsrichtung I<sub>1</sub>(217/80) und der Punkt NI<sub>1</sub> (037/10) (siehe Abb. 101a). Beim Verschnitt der Klüfte K1(278/85) und K4(126/40) ergeben sich die Verschnidungsrichtung I<sub>2</sub>(190/20), und der Punkt NI<sub>2</sub> (010/70) (siehe Abb. 101b).

Nachdem das Einfallen der Verschnidungsrichtung I<sub>2</sub> sehr flach (20°) ist, scheint es unwahrscheinlich, dass Kluffkörper auf dieser Fläche gleiten können. Im Gegensatz dazu ist der Verschnitt (I<sub>1</sub>) der Kluffkörper K1 und K2 ist sehr steil (80°), hier sind sowohl Gleiten als auch Kippen mögliche Bewegungsmechanismen. Weiters werden die Punkte NI<sub>1</sub> und NI<sub>2</sub> mit der Wandfläche in Beziehung gesetzt. Daraus wird erkennbar, dass K1 und K2 nicht

zwingend als Gleitkörper fungieren müssen, da diese gerade noch von der Wandfläche unterschritten werden, K1 und K4 werden deutlich unterschritten, liegen jedoch zu flach, um zu Gleiten.

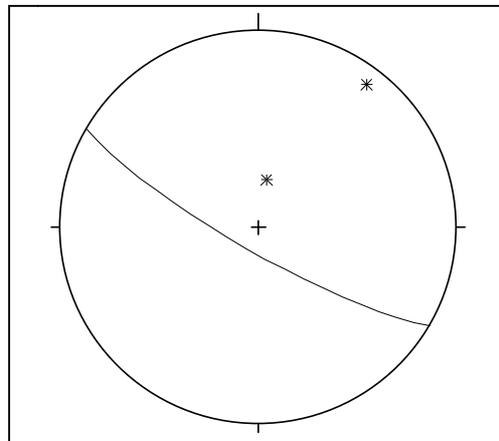


Abb. 102: Projizierte Wandfläche mit den Punkten NI.

### Fotos



Abb. 103: Ältere Felsblöcke in der Nähe des östlichsten Hauses des Weilers Innerotte.



Abb. 104: Durchwurzelter Felsbereich

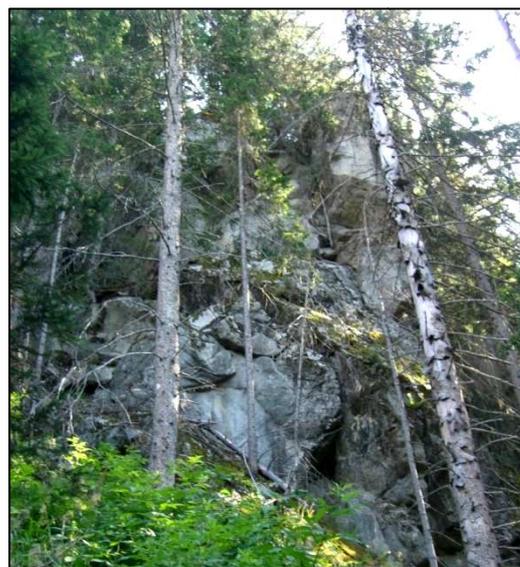


Abb. 105: stark aufgelockerter Wandbereich



Abb. 106: frischer Block (Ø 39x20x10)

**Risikomatrix**

Parameter	Homogenbereich I1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		81
Kluffestigkeit		3
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m³] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>192</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>20.736</b>	

## 8.8.2 Homogenbereich Innerrotte 2 (I 2)

### *Beschreibung*

In diesem Bereich findet man 30-45 m hohe Felsen, die keine durchgängige Wand bilden. Unter den Felsen befindet sich eine Blockhalde, welche stark bemoost ist.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	30-45 m, keine durchgängige Wand
Verwitterung	Stark bemoost auf der Oberfläche, in den stark zerlegten und losen Bereichen auch entlang der Kluftflächen.
Zerlegung/-grad	Wechselt stark, dort wo stark zerlegt auch stark verwittert
Kluftabstand	Dm bis m
Kluftöffnung	Geschlossene und offene Klüfte (cm)
Kontinuität	Kontinuierlich und diskontinuierlich
Kluftfläche	Stufig, meist wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Dort wo die Klüfte steil stehen Kippen, ansonsten auch Gleiten möglich
Verbandsfestigkeit	Teilweise stark aufgelockert bis lose, in anderen Bereichen kompakt
Frequenz/Schlagmarken	Vereinzelt
sonstiges	Teilweise am Wandfuß alte Blockhalde, welche an einer Geländekante (1460 SH) endet, danach folgt eine Senke.
D90 nahe Gebäude (im mittleren Bereich):	Ø200x50x250 cm (2,5 m <sup>3</sup> )
D90 nahe dem westlichen Gebäude:	Ø125x118x80 cm (keilförmig) 1,18 m <sup>3</sup>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	150 m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	1-3 m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Blockhalde, Wald
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	Permanent besiedelt

*Fotos*



Abb. 107: Blockhalde, welche ein breites Spektrum an Blockgrößen zeigt.

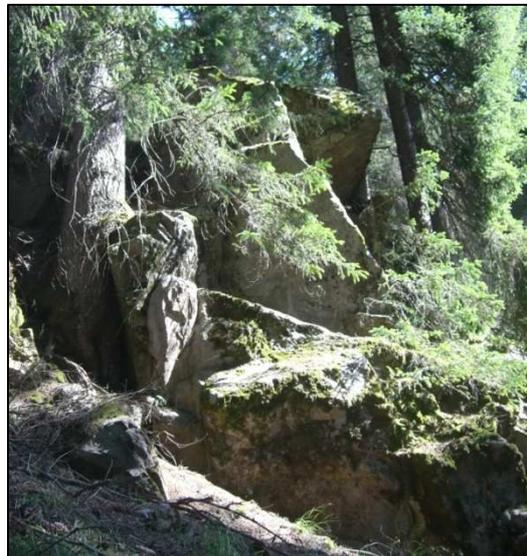


Abb. 108: Von Bäumen durchwurzelt, stark aufgelockerte Felsköpfe

*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich I2	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Klufffestigkeit		3
Zerlegungsgrad und Orientierung		27
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>84</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>9.072</b>	

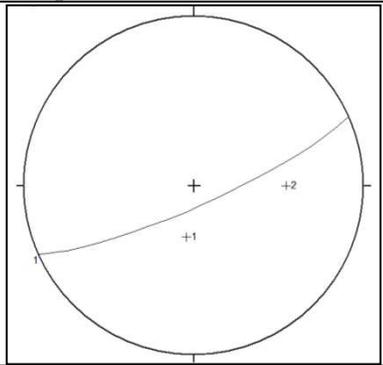
## 8.9 Außerrotte-Tögisch

Die Homogenbereiche Außerrotte-Tögisch befinden sich zwischen dem Tögisch-Bach und den letzten Häusern von Außerrotte.

### 8.9.1 Homogenbereich Außerrotte-Tögisch (AT 1)

#### *Beschreibung*

In diesem Bereich sind die Tonalit-Felsen mäßig hoch, mäßig stark geneigt und in vielen Bereichen kompakt.

<b>Ablösebereiche</b>	SH 1715-1800	
Gesteinsart	Tonalit	
Höhe der Aufschlüsse	10-15 m	
Verwitterung	oberflächlich verwittert und bemoost	
Zerlegung/-grad	Mäßig, meist eher kleine Blöcke	
Kluftabstand		
Kluftöffnung	Klüfte meist geschlossen z.T. offene Klüfte (mm bis cm) Dort wo offene Klüfte sind, scheint es bereits bewegt worden zu sein, sperr aufgelockerter Felsverband	
Kontinuität	Kontinuierlich und diskontinuierlich	
Kluftfläche	Wellig bis stufig	
Wasser	Keines	
Mechanismus	Gleiten, Sacken	
Verbandsfestigkeit	Wechsel von kompakten und stark aufgelockerten (stark durchwurzelt) bis losen Bereichen	
Frequenz/Schlagmarken	Kaum, Höhe 1,2 m	
sonstiges	Im oberen Bereich ist die Wand nur noch mäßig geneigt und eher kompakt, v.a. im unteren Bereich stark aufgelockert	
Messwerte: K1 (008/25) K2 (270/45) Wand (156/80)		Die Kluftflächen können auch als Gleitflächen fungieren.
<b>Ablagerungsbereich</b>		
Hanglänge bis zur Straße	100-300 m	
Klima und Wasser	Trocken	
Volumen	1,2 m <sup>3</sup>	
Sturzbahn	Waldboden	
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.	
Landnutzung	Siedlung	

*Fotos*

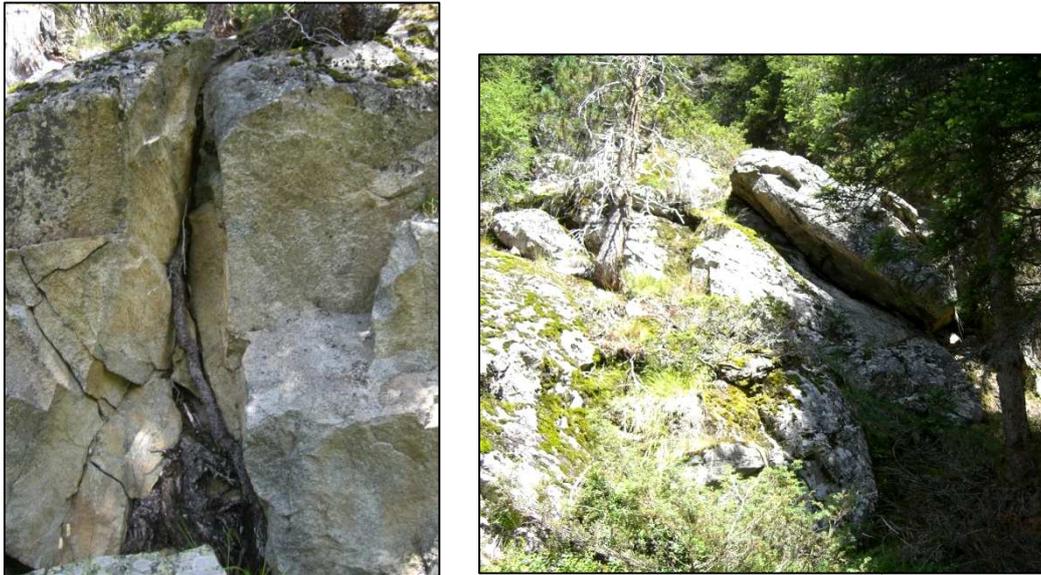


Abb. 109: Aufgelockerter bzw. bereits bewegter Blockverband

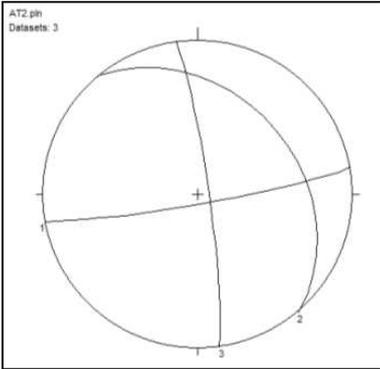
*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich AT1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Klufffestigkeit		3
Zerlegungsgrad und Orientierung		27
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		3
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>78</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>8.424</b>	

## 8.9.2 Hogenbereich AT 2

### Beschreibung

Es handelt sich um Tonalit-Felsköpfe, welche meist stark aufgelockert bis lose sind.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	Ca. 10-12 m
Verwitterung	
Zerlegung/-grad	Stark zerlegt
Kluftabstand	
Kluftöffnung	Cm-Bereich
Kontinuität	Die Kluft- und Wandflächen stehen sehr steil, die steilen Kluftflächen sind kontinuierlich.
Kluftfläche	Wellig bis stufig
Wasser	Keines
Mechanismus	Kippen
Verbandsfestigkeit	Stark aufgelockert bis lose
Frequenz/Schlagmarken	Kaum
sonstiges	In diesem Bereich sind immer wieder einzelne Felsköpfe zu sehen, welche z.T. Stark aufgelockert sind und Kippen können.
Messwerte: K1 (170/85) K2 (050/35) K3 (082/84)	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin-right: 10px;"> <small>AT2 pin Dataset: 3</small>   </div> <div style="padding-left: 10px;"> <p>In diesem Bereich kann nicht von einer Wandfläche gesprochen werden, da die Blöcke nach allen Richtungen frei beweglich sind. Zu sehen ist jedoch, dass sich aus dem Verschnitt der Klüfte (1 und 3; 2 und 1) steile Verschnidungslinien ergeben, die demnach potenzielle Gleitflächen ergeben.</p> </div> </div>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	100-300m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	1,2 m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Waldboden und Wiese (landwirtschaftlich genutzt)
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	Siedlung

*Fotos*

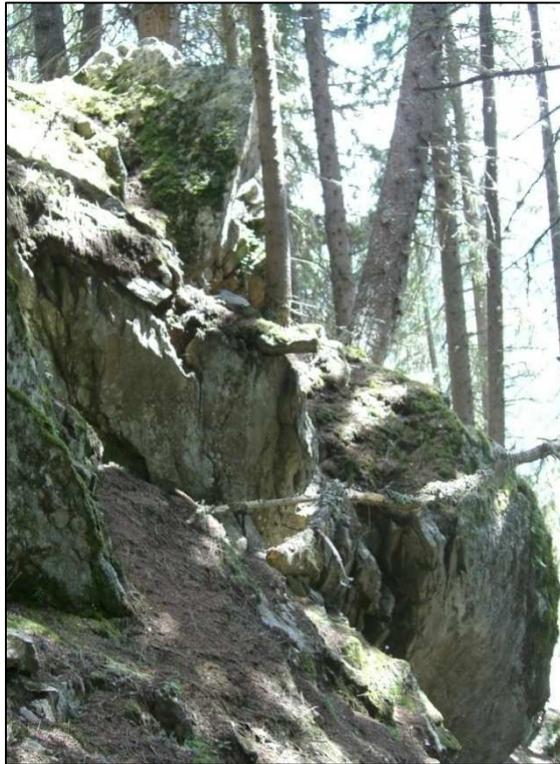


Abb. 110: Stark aufgelockerte Felsverbände

*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich AT2	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Kluffestigkeit		3
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>138</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>14.904</b>	

### 8.9.3 Homogenbereich AT 3

Entlang der Fortstraße sind über einem Graben Felsen aufgeschlossen, welche in die Kategorie des Homogenbereichs 3 fallen, jedoch nicht in die Risikobewertung mit einbezogenen, sondern nur beschrieben werden. Grund dafür ist, dass diese sich direkt über einem Graben befinden und keine direkte Gefahr für den Siedlungsraum darstellen.

Beschreibung dieser Felsen:

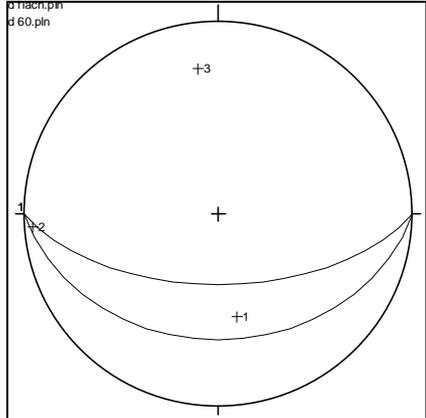
- mäßig bis starke Auflockerung (in manchen Bereichen);
- Verbund: mäßig bis kompakt, in manchen Bereichen lose.
- Kluftflächen: leicht wellig.

Der Aufschluss ist vermutlich im Zuge des Wegbaus entstanden.



Abb. 111: Aufschluss entlang des Weges mit kleinen losen Bereichen

## Beschreibung

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	Max 15 m dabei jedoch durchsetzt von Felsstufen
Verwitterung	Bewachsen
Zerlegung/-grad	Rechter Bereich stark zerlegt (sehr kleine Stücke), generell eher mäßig, in sehr kleine Stücke dort zerlegt, gut bewachsen.
Kluftabstand	Variiert
Kluftöffnung	Meist geschlossen, nur in wenigen Bereichen geöffnet
Kontinuität	Kontinuierliche Klüfte
Kluftfläche	Wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	In den losen Bereichen: Fallen, Kippen
Verbandsfestigkeit	Kompakt bis mäßig fest; dort wo der Fels stark zerlegt ist, auch stark aufgelockert bzw. Lose
Frequenz/Schlagmarken	Keine Schlagmarken
sonstiges	Aufschlüsse sind geneigt und nicht steil stehend, einzelne Felsköpfe wittern heraus
Messwerte: K1 (350/45) K2 (086/85) K3 (172/65)	 <p>Dargestellt wurden die Pole der Kluftflächen mit verschiedenen steilen Wandflächen (Großkreise). Demnach scheinen K2 und K3 als Gleitkörper fungieren zu können.</p>
Untergrund:	Wald bzw. gerodeter Wald und vereinzelte Blöcke
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	>100m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	1-3 m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Blockhalde, Wald
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	Besiedelt, in dem Bereich wo Gefahr besteht, gelangen die Steine wahrscheinlich nicht zu den Häusern, da der Untergrund sehr flach ist.

*Fotos*



Abb. 112: Wenig steile Felsaufschlüsse

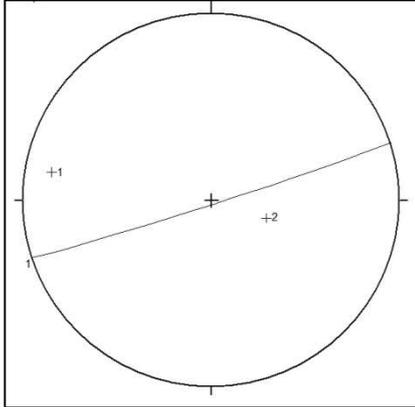
*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich AT3	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		3
Klufffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m³] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>39</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>4.212</b>	

## 8.10 Homogenbereich AT 4

### Beschreibung

Der hier vorliegende Felskopf befindet sich direkt über den Häusern von Außerrotte und ist zum Teil stark lose. Frische Blöcke sind in der näheren Umgebung keine sichtbar.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit, SH 1750
Höhe der Aufschlüsse	Ca. 6-7 m Höhe, Breite 5 m
Verwitterung	Stark verwittert
Zerlegung/-grad	Mäßig
Kluftabstand	15-50 cm
Kluftöffnung	Viele offene Klüfte
Kontinuität	Eine Klufrichtung kontinuierlich
Kluftfläche	Wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Kippen
Verbandsfestigkeit	Zum Teil lose
Frequenz/Schlagmarken	Kaum
sonstiges	Keine frischen Blöcke in der Umgebung sichtbar
Messwerte: K(100/75), (288/25) Wand (162/88)	<div style="display: flex; align-items: center;">  <div style="margin-left: 20px;"> <p>Vor allem K1 scheint als Gleitfläche zu fungieren.</p> </div> </div>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	<100m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	1-3 m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Wiese, bewaldet
Historische Events	Fraglich
Landnutzung	Permanent besiedelt

## Fotos



Abb. 113: Stark zerlegter Felskopf und der dazugehörige Untergrund

## Risikomatrix

Parameter	Homogenbereich AT4	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Klufffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		3
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>138</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>14.904</b>	

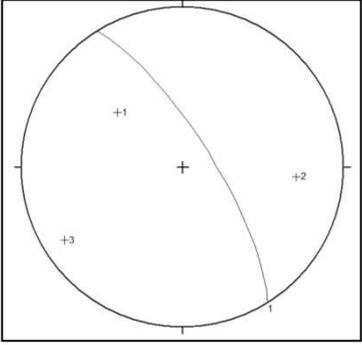
## 8.11 Weiler vor Bruggen

Die folgenden Aufschlüsse liegen über dem Weiler Bruggen. Im Jahr 2006 wurde auf Grund akuter Ereignisse von Mag. Thomas Sausgruber (Geologische Stelle der WLV) ein Gutachten erstellt, auf dessen Grundlage ein Steinschlagdamm errichtet wurde. Alle hier aufgelisteten Homogenbereiche bestehen aus Tonalit.

### 8.11.1 Homogenbereich Bruggen 1 (B1)

#### *Beschreibung*

Es handelt hier um Felsbereiche, welche vor allem im oberen Bereich stark offene Klüfte zeigen und zum Teil bereits in Bewegung waren oder sind.

<b>Ablösebereiche</b>	SH 1400 bis 1600	
Gesteinsart	Tonalit	
Höhe der Aufschlüsse	Keine durchgehende Wand, sondern durchsetzt, einzelne Stufen ca. 5-7 m	
Verwitterung	Oberflächlich angewittert und bemoost	
Zerlegung/-grad	Mäßig	
Kluftabstand	Mehrere dm bis 1m	
Kluftöffnung	Teilweise geschlossene Klüfte, im oberen Bereich stark offen (bereits bewegt?)	
Kontinuität	Teilw. Kontinuierlich und diskontinuierlich	
Kluftfläche	Glatt bis leicht wellig	
Wasser	Keines	
Mechanismus	Gleiten, kippen	
Verbandsfestigkeit	Mäßig bis stark aufgelockert, z.T. Lose	
Frequenz/Schlagmarken		
sonstiges		
<u>Messwerte:</u> K (130/44), (275/60), K/W (058/75) (entspricht der Kluft-, sowie der Wandfläche im linken Teil)		Die Kluftflächen K1 und K/W können als Gleitflächen fungieren.
<b>Ablagerungsbereich</b>		
Hanglänge bis zur Straße	100 - 300 m	
Klima und Wasser	Trocken	
Volumen	V max=1,44m <sup>3</sup>	
Sturzbahn	Wald	
Historische Events	Es wurden immer wieder Steinschlagereignisse berichtet, allerdings konnte nicht gänzlich geklärt werden, welche der Ereignisse durch Windwurf und welche durch tatsächlichen Steinschlag verursacht wurden.	
Landnutzung	Permanent besiedelt	

*Fotos*

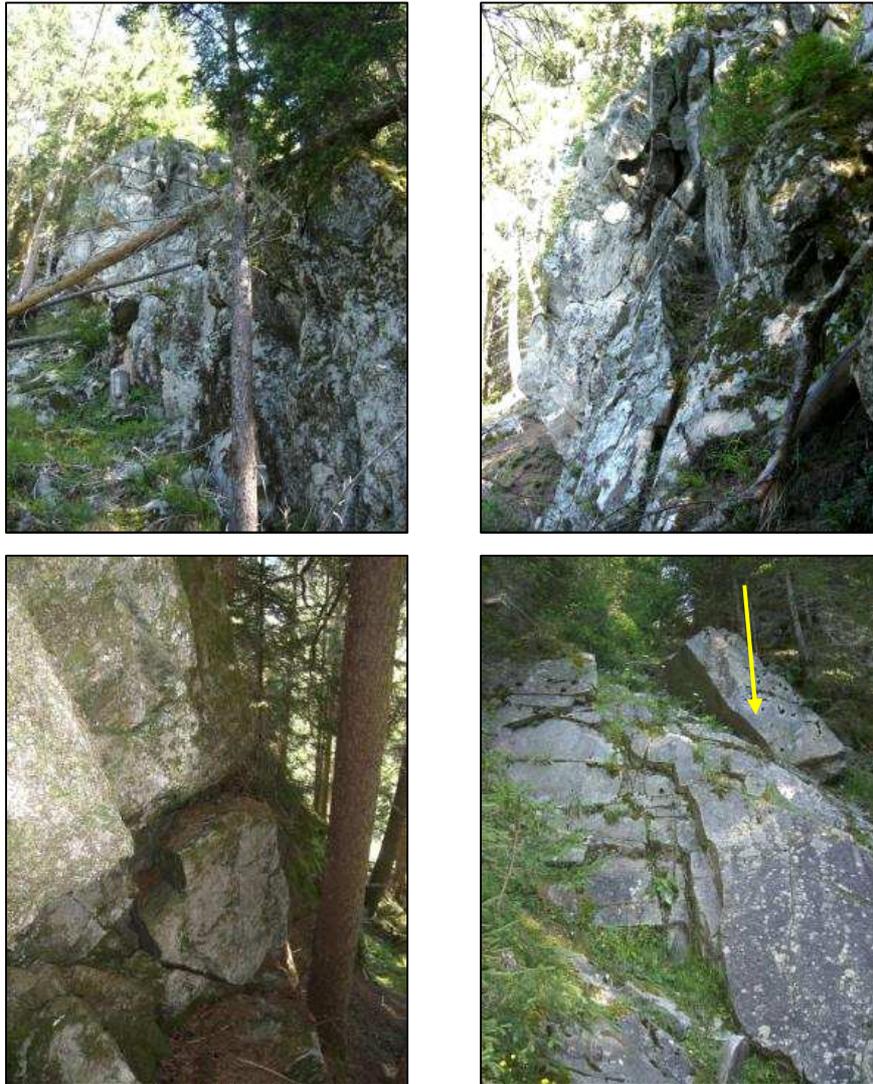


Abb. 114 : stark aufgelockerte und lose Bereiche

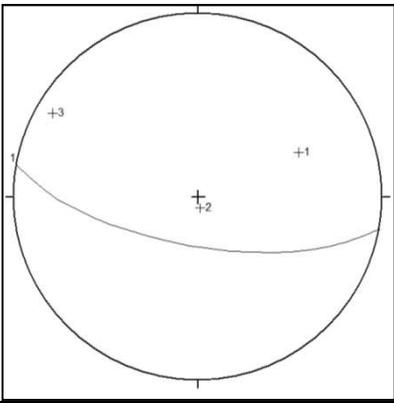
*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich B1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Klufffestigkeit		3
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		81
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>210</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>22.680</b>	

## 8.11.2 Homogenbereich Bruggen 2 (B2)

### *Beschreibung*

In diesem Bereich sind wechselt die Verbandsfestigkeit der Aufschlüsse zwischen stark aufgelockert und mäßig aufgelockert. Auffallend ist eine breite aktive Schutthalde unterhalb der Felsen.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	
Verwitterung	Mäßig stark v.a. Oberflächlich und entlang der offenen Klüfte verwittert
Zerlegung/-grad	Mäßig, teilweise stark; Grad 0,5 und 1
Kluftabstand	7-8 cm (30-40cm maximal)
Kluftöffnung	Klüfte meist geschlossen, z.T. Offen
Kontinuität	
Kluftfläche	Wellig bis stufig
Wasser	
Mechanismus	Gleiten, kippen
Verbandsfestigkeit	Stark aufgelockerte und lose Bereiche, aber auch mäßig aufgelockerte Bereiche
Frequenz/Schlagmarken	SM kaum frische aber ein paar frische Blöcke zu sehen (maximal Faustgroß), Kuben und Platten Auch frische Schlagmarken bis zu 3 m hoch, aber auch 1,18 m.
sonstiges	
Messwerte: K (246/50), (350/05); (120/80); Wandfläche (190/68)	<div style="display: flex; align-items: center;">  <div style="margin-left: 20px;"> <p>Alle Kluftflächen sind potenzielle Gleitflächen.</p> </div> </div>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	300-500m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	V max=1,44m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Wald
Historische Events	Es wurden immer wieder Steinschlagereignisse berichtet, allerdings konnte nicht gänzlich geklärt werden, welche der Ereignisse durch Windwurf und welche durch tatsächlichen Steinschlag verursacht wurden.
Landnutzung	Permanent besiedelt

*Fotos*



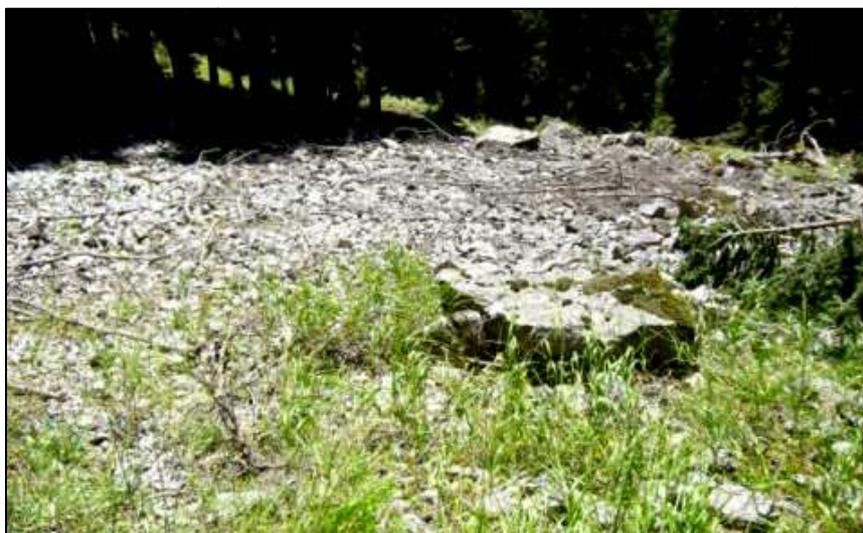
**Abb. 115: Bereich mit stärker geöffneten Klüften**



**Abb. 116. Frischer Block:Ø 20x10x8**



**Abb. 117: Blick zur Geländekante überhalb des Homogenbereichs B2**



**Abb. 118. Aktive Schutthalde unter B2**

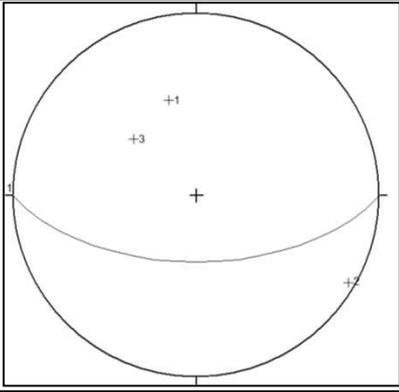
## Risikomatrix

Parameter	Homogenbereich B2	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		9
Kluffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		27
Vertikale Höhe des Hanges [m]	27	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		81
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>126</b>	<b>144</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>18.144</b>	

### 8.11.3 Homogenbereich Bruggen (B3)

#### *Beschreibung*

In diesem Bereich sind Felsköpfe zu finden, welche eine maximale Höhe von ca. 3,5 m aufweisen und deren Verbandsfestigkeit als sperr aufgelockerter Felsverband bezeichnet werden kann.

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	Felsköpfe unterschiedlicher Höhe bis ca. 3.5 m
Verwitterung	Mäßig, bemoost
Zerlegung/-grad	Mäßig
Kluftabstand	Dm-m
Kluftöffnung	Meist geöffnet
Kontinuität	Kontinuierliche Klüfte
Kluftfläche	Eben
Wasser	Keines
Mechanismus	Gleiten und Kippen
Verbandsfestigkeit	Sperr aufgelockerter Felsverband
Frequenz/Schlagmarken	
sonstiges	
Messwerte: K (164/45); (300/85); (132/38)	 <p>Die Klüfte 1 und 3 können als Gleitflächen fungieren.</p>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	100-300m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	V max=1,44m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Wald, teilweise Wiederaufforstung
Historische Events	Es wurden immer wieder Steinschlagereignisse berichtet, allerdings konnte nicht gänzlich geklärt werden, welche der Ereignisse durch Windwurf und welche durch tatsächlichen Steinschlag verursacht wurden.
Landnutzung	Permanent besiedelt

## Fotos

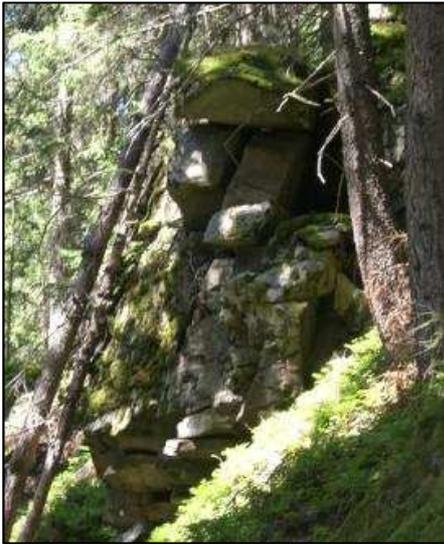


Abb. 119. Stark aufgelockerte Felsköpfe



Abb. 120. Aktive Schutthalde unter dem Homogenbereich B3

## Risikomatrix

Parameter	Homogenbereich B3	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Klufffestigkeit		27
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		81
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>234</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>25.272</b>	

## 8.12 Lawinenverbauung zwischen Maik und Stockwald

Die Homogenbereiche liegen zwischen dem Weiler Maik und dem Weiler Außerberg und innerhalb der Lawinenverbauung „Stockwald“.

### 8.12.1 Homogenbereich Stockwald (SW1)

Die hier vorliegenden Felsköpfe bestehen aus Tonalit und sind meist sperr aufgelockert.

#### *Beschreibung*

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	
Verwitterung	Nur in kleinen Bereichen stark verwittert
Zerlegung/-grad	Mäßig
Kluftabstand	Teilweise 20-50 cm, aber auch 1m-1,5m
Kluftöffnung	Häufig stark offen, sperr aufgelockerter Felsverband
Kontinuität	Kontinuierlich
Kluftfläche	Stufig, wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	Kippen
Verbandsfestigkeit	Sperr aufgelockerter Felsverband, in manchen Bereichen auch mäßig aufgelockert
Frequenz/Schlagmarken	Einige Blöcke in der LW-Verbauung, teilweise auch Schlagmarken
sonstiges	
Messwerte:	
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Straße	100-300m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	<1m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Wiese, Wald
Historische Events	Keine Berichte und Chroniken vorhanden, jedoch frische Blöcke in der Halde.
Landnutzung	Permanent besiedelt

*Fotos*



Abb. 121: Felsblöcke in der Lawinenverbauung



Abb. 122: Stark aufgelockerte und lose Bereiche

*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich SW1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		81
Kluffestigkeit		3
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		9
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>102</b>	<b>192</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>19.584</b>	

## 8.13 Stonamühle

Dieser Bereich liegt direkt über der Stonamühle (auch bezeichnet als Steingarten). Die ersten Aufschlüsse beginnen ca. 10 m hinter dem Haus. Zum Teil sind die Tonalit-Felsen stark aufgelockert.

### 8.13.1 Homogenbereich Stonamühle (SM1)

#### *Beschreibung*

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	Max. 10 m
Verwitterung	Mäßig
Zerlegung/-grad	Mäßig
Kluftabstand	1,5m bis 2m
Kluftöffnung	Direkt hinter dem Haus wenige mm, meist geschlossen; Im hinteren Bereich teilweise stark offen.
Kontinuität	Diskontinuierlich und kontinuierlich
Kluftfläche	Wellig, stufig
Wasser	Keines
Mechanismus	Kippen
Verbandsfestigkeit	Mäßig fest im vorderen Bereich; im hinteren Bereich stark aufgelockert
Frequenz/Schlagmarken	Mäßig
sonstiges	Die ersten Felsen befinden sich direkt hinter dem Haus: Abstand ca. 10 m.
Messwerte:	
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Siedlung	<100m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	<1m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Waldboden
Historische Events	Von Ereignissen wurde berichtet; Frequenz 1 Event/10 Jahre
Landnutzung	Permanent besiedelt

*Fotos*



Abb. 123: Stark aufgelockerter Felsverband und bereits gelöste Blöcke



Abb. 124: Einzelne, teilweise bemooste, Blöcke im Wald über dem Wohn- und Wirtschaftsgebäude Stoanamühle.

*Risikomatrix*

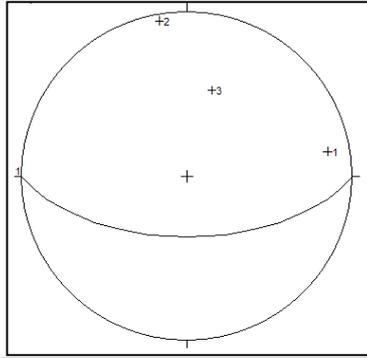
Parameter	Homogenbereich SM1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		81
Klufffestigkeit		3
Zerlegungsgrad und Orientierung		81
Vertikale Höhe des Hanges [m]	3	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m <sup>3</sup> ] d <sub>90</sub>	3	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		27
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>96</b>	<b>210</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>20.160</b>	

## 8.14 Jesacher

### 8.14.1 Homogenbereich Jesacher 1 (J1)

Dieser Homogenbereich befindet sich zwischen dem Weiler Jesach und Gorler. Die Felsen sind in manchen Bereich stark aufgelockert, viele Bereiche sind jedoch auch kompakt. In den Wiesen oberhalb der Häuser von Jesach ist ebenfalls ein kleiner Felsen (Höhe ca. 2m) der jedoch kompakt ist.

#### *Beschreibung*

<b>Ablösebereiche</b>	
Gesteinsart	Tonalit
Höhe der Aufschlüsse	Max. 10-15m
Verwitterung	
Zerlegung/-grad	Mäßig
Kluftabstand	20-60 cm bis zu 1m
Kluftöffnung	Teilweise offene Klüften und bereits bewegt, meist jedoch geschlossen
Kontinuität	Diskontinuierlich und kontinuierlich
Kluftfläche	Eben, wellig
Wasser	Keines
Mechanismus	
Verbandsfestigkeit	In manchen Bereichen stark aufgelockert, sonst eher mäßig, viele Bereich auch kompakt
Frequenz/Schlagmarken	Kaum frische Blöcker außer in einem Bereich, dort fraglich
sonstiges	Untergrund alte Schutthalde
Messwerte: K1 (260/75) K2 (170/85) K3 (196/45)	 <p>Die Klüfte K1 und K3 können als Gleitflächen fungieren, sofern die Wand mit 60° einfällt. In einigen Bereich fällt diese jedoch deutlich flacher ein, weswegen hier nur noch K1 wirksam sein kann.</p>
<b>Ablagerungsbereich</b>	
Hanglänge bis zur Siedlung	100-300m
Klima und Wasser	Trocken
Volumen	1-5m <sup>3</sup>
Sturzbahn	Waldboden
Historische Events	Ereignisse wurden berichtet, unklar ist es jedoch ob es sich tatsächlich um Felsfall handelte oder ob der Steinschlag durch Windwurf verursacht wurde. Bewertet wurde mit 1 event/10 Jahre.
Landnutzung	Permanent besiedelt

*Fotos*



Abb. 125: Kompakte Bereiche wechseln mit einzelnen Bereichen, die stark aufgelockert sind

*Risikomatrix*

Parameter	Homogenbereich J1	
	Schaden	Frequenz/ Wahrscheinlichkeit
Verbandsfestigkeit		27
Kluffestigkeit		9
Zerlegungsgrad und Orientierung		27
Vertikale Höhe des Hanges [m]	9	
Klima und Wetter		9
Blockgröße [m³] d <sub>90</sub>	9	
Sturzbahn: Dämpfung und Rauigkeit	9	9
Nachweis historischer Ereignisse		27
Sensibilität der Nutzung	81	
Summen für Schaden und Frequenz bzw. Ereigniswahrscheinlichkeit	<b>108</b>	<b>108</b>
<b>Relatives Risiko</b>	<b>11.664</b>	

## 9 RISIKOBEWERTUNG GESAMT

Homogenbereich		Kalkuliertes relatives Risiko
1.	Homogenbereich E4.1	25.920
2.	Homogenbereich B3	25.272
3.	Homogenbereich B1	22.680
4.	Homogenbereich L4	22.032
5.	Homogenbereich I1	20.736
6.	Homogenbereich MH1	20.412
7.	Homogenbereich SM1	20.160
8.	Homogenbereich SW1	19.584
9.	Homogenbereich B2	18.144
10.	Homogenbereich Maik	17.784
11.	Homogenbereich AT2	14.904
12.	Homogenbereich AT4	14.904
13.	Homogenbereich L1	14.688
14.	Homogenbereich MH3	14.688
15.	Homogenbereich L2	13.608
16.	Homogenbereich MH2	12.960
17.	Homogenbereich EH1	12.853
18.	Homogenbereich L3	12.852
19.	Homogenbereich E3	12.240
20.	Homogenbereich J1	11.664
21.	Homogenbereich E4.2	9.396
22.	Homogenbereich E4.3	9.396
23.	Homogenbereich I2	9.072
24.	Homogenbereich E1	8.568
25.	Homogenbereich AT1	8.424
26.	Homogenbereich T2	6.840
27.	Homogenbereich T1	6.156
28.	Homogenbereich AT3	4.212
29.	Homogenbereich L5	4.032
AT: Außerrotte-Tögisch		L: Ladstatt
B:Bruggen		MH: Maria Hilf
E: Erlach		SM: Stoanamühle
EH: Erlsbach		SW: Stockwald
I: Innerrotte		T: Trogach
J: Jesacher		

Tabelle 1: Das kalkulierte relative Risiko der einzelnen Homogenbereiche entsprechend der Bewertungsmethode nach Mölk et al. (2008) geordnet nach der Größe (absteigend)

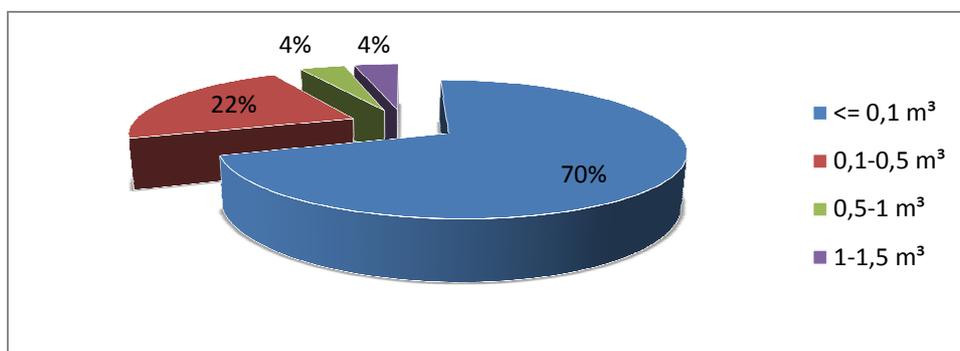
---

## 10 BLOCKGRÖßENANALYSE

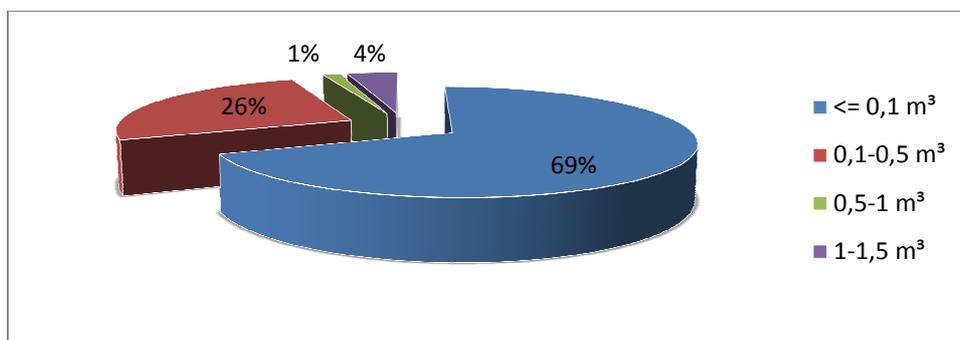
---

Im folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse der Blockgrößenanalyse dargestellt. Vermessen wurden die Blöcke nach den Kriterien des Linienzählverfahrens, bei dem jeder Block, der eine gelegte Linie entlang einer bestimmten Höhenschichtlinie berührt, vermessen wird. Angewandt wurde das Verfahren in den Bereichen Erlsbach, von Erlsbach bis Ladstatt (da hier eine Landesstraße betroffen ist wurde bisher keine Auswertung vorgenommen), Außer- und Innerladstatt und Erlach. Die Auswahl der Gebiete erfolgte in Absprache mit M. Mölk, die Größenverteilung wird in den folgenden Diagrammen dargestellt:

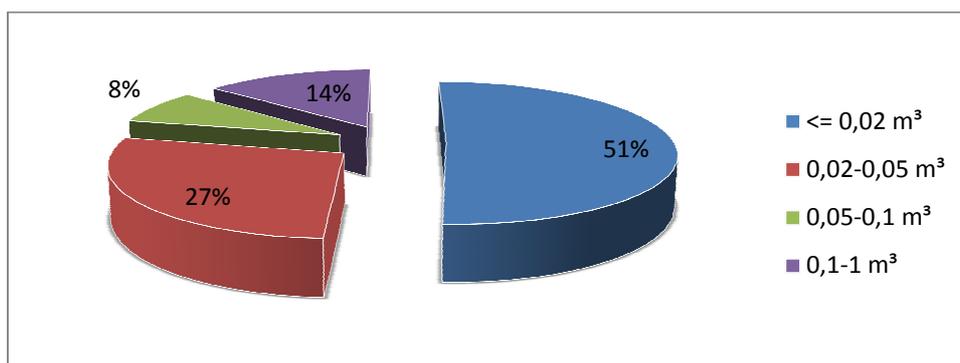
### *Erlsbach*



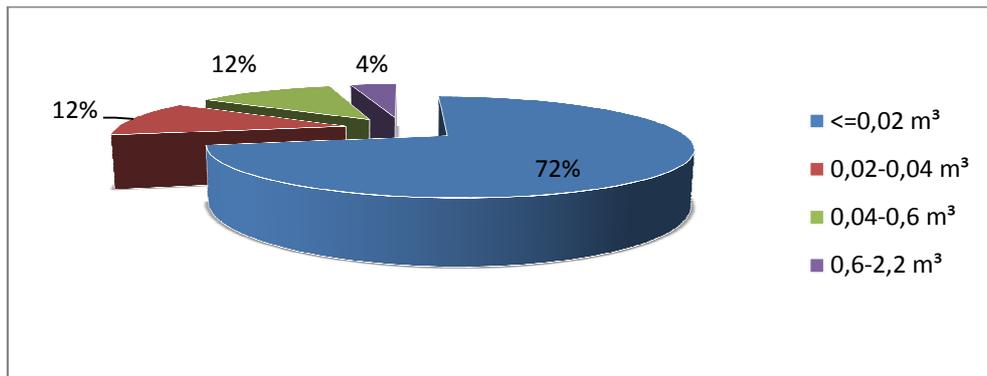
### *Inner Ladstatt*



### *Außer Ladstatt*



*Erlach*



---

## 11 SCHLUSSFOLGERUNGEN

---

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass jene Gebiete mit dem größten relativen Risiko Priorität bei der Planung der Verbauungsmaßnahmen haben. In einem ersten Schritt wurden deswegen in den Gebieten mit dem höchsten relativen Risiko Profile von der Felsunterkante bis zu den Häusern aufgenommen, um in einem weiteren Schritt eine Steinschlagsimulation vorzunehmen. Folgende Gebiete weisen in absteigender Reihenfolge das höchste Risiko auf:

1. Homogenbereich E4.1 (Erlach)
2. Homogenbereich B3 (Bruggen)
3. Homogenbereich B1 (Bruggen)
4. Homogenbereich L4 (Außer Ladstatt)
5. Homogenbereich I1 (Innerrotte)
6. Homogenbereich MH1 (Maria Hilf)
7. Homogenbereich SM1 (Stoanamüle/Steingarten)
8. Homogenbereich SW1 (Stockwald)
9. Homogenbereich B2 (Bruggen)
10. Homogenbereich Maik

Nachdem die Bereiche Bruggen und Maria Hilf bereits verbaut sind, bleiben folgende Gebiete mit dem höchsten Risiko:

1. Homogenbereich E4.1 (Erlach)
2. Homogenbereich L4 (Außer Ladstatt)
3. Homogenbereich I1 (Innerrotte)
4. Homogenbereich SM1 (Stoanamüle/Steingarten)
5. Homogenbereich SW1 (Stockwald)
6. Homogenbereich Maik

In den Homogenbereichen Ladstatt 4, Innerrotte 1 und Stockwald 1 wurden bereits, in Zusammenarbeit mit Mag. M. Mölk von der WLV, Profile erstellt. Zusätzlich dienen die Ergebnisse der Blockgrößenanalysen, sowie die Erhebungen der Volumina der größten Blöcke und die Geländebefunde als Grundlage für die Steinschlagsimulation

Im Gebiet Erlach wurde kein Profil aufgenommen, da hier der Bereich Innerrotte betroffen wäre, in dem bereits ein Profil erstellt wurde. In der Steinschlagsimulation werden jedoch die Geländebefunde sowie die vermessenen Blockgrößen des Homogenbereichs Erlach 4.1 berücksichtigt.

Im Bereich Stoanamühle wurde kein Profil aufgenommen, da die Felsen in diesem Bereich sehr nahe an den Häusern liegen und eine Steinschlagsimulation hier für die Beurteilung nicht erforderlich ist. Diese Situation liegt auch beim Homogenbereich Maik vor.

In folgenden Gebieten wurde demnach eine Steinschlag Simulation durchgeführt:

1. Homogenbereich L4 ( Außer Ladstatt)
2. Homogenbereich I1 (Innerotte)
3. Homogenbereich SW1 (Stockwald)

Die Ergebnisse der Steinschlagsimulation befinden sich in Anhang 8.3, auf die darauf aufbauende Maßnahmenempfehlung wird jedoch in dieser Arbeit nicht Bezug genommen.

---

## 12 RESÜMEE UND DANKSAGUNG

---

### 12.1 Resümee

Im Sommer 2009 wurde die geotechnische, sowie die geologische Kartierung durchgeführt. Begonnen wurde mit der geotechnischen Kartierung, bei der nach einem zuvor definierten „Schema“ vorgegangen wurde. Nach Abschluss dieser Kartierung wurde mit der geologischen Kartierung begonnen, welche zwar auch einer gewissen Struktur folgte, jedoch ein völlig anderes Ziel hatte. Die geotechnische Kartierung hatte zum Ziel Daten zu sammeln, die eine Risikokalkulation und eine Steinschlagsimulation möglich machen. Die geologische Kartierung hatte zum Ziel Strukturen im Gelände zu erkennen und mit Hilfe von wissenschaftlichen Grundlagen zu interpretieren. Die geotechnische Kartierung musste bis Ende 2009 abgeschlossen sein, weswegen es hier wenig Spielraum für eine wissenschaftliche Diskussion gegeben hat. Durch die geologische Kartierung und vor allem durch die Literaturrecherche ergab sich die Möglichkeit den geologischen Hintergrund dieses Gebietes zu erkunden. Aus diesen Überlegungen heraus bin ich zu dem Schluss gekommen, dass das Hauptgefährdungspotenzial für die Gemeinde St. Jakob in Bezug auf den Steinschlag im Rieserferner Pluton zu suchen ist. Im Bereich der Gemeinde St. Jakob weist der Pluton eine tal-parallele steile Schieferung auf, welche definitiv eine vorgegebene Anisotropie im Gestein erzeugt und deswegen eine leicht zu aktivierende Schwachstelle darstellt. Zusätzlich liegt die Gemeinde an der DAV. Die DAV wurde im Oligozän reaktiviert und hat seitdem vermutlich zur Zerrüttung des Gesteins beigetragen. Weiteres kann davon ausgegangen werden, dass Druckentlastung nach dem Abschmelzen der Gletscher der letzten Eiszeit ebenfalls zur Kluftbildung führte. Der bedeutendste Aspekt kommt meiner Meinung nach jedoch trotzdem der Schieferung zu, da diese alle weiteren Faktoren maßgeblich beeinflusst. Die Möglichkeit eine geotechnische und eine geologische Kartierung machen zu können ist in der Praxis meist aus zeitlichen Gründen nicht machbar. Die vorliegende Arbeit hat mir jedoch gezeigt, dass eine Verbindung beider Aspekt zum Verständnis und in weiterer Folge zur Planung und Ableitung von Maßnahmen sinnvoll ist und auch in anderen Gebieten wünschenswert wäre.

## **12.2 Danksagung**

An dieser Stelle möchte ich mich bei meinen Betreuern Prof. Bernhard Fügenschuh und Mag. Michael Mölk für die fachliche Unterstützung bedanken. Mag. Michael Mölk hat mir gezeigt, wie Geologie auf Alltag und Praxis umgelegt wird. Prof. Bernhard Fügenschuh hat mich dazu angehalten über den „Tellerrand“ hinaus zu blicken und größere Zusammenhänge zu verstehen. Von beiden konnte ich profitieren.

Nachdem das Studium der Geologie mein zweiter Bildungsweg ist, möchte ich bei meiner Mutter bedanken, die mir dieses Studium ermöglicht hat und mich in meinem Entschluss dazu bestärkt hat. Auch möchte ich mich bei meiner Großmutter bedanken, die nicht nur während meiner Studienzeit für mein leibliches Wohl gesorgt hat und mir auch in allen anderen Belangen weitergeholfen hat.

Danke an meinen Freund, der in dieser Zeit viel Geduld und immer ein offenes Ohr für meine Sorgen hatte.

Bedanken möchte ich auch bei Andrea, die mich immer unterstützt hat und bei meinen Freunden, die mir in verschiedensten Belangen geholfen haben.

Weiters war ich froh um die fachliche und persönliche Unterstützung von meinen Studienkollegen und von Institutsangestellten, vor allem von Daniela Schmidmair, Isabell Schretter, Sabine Watzdorf, Katharina Stocker, Jeremie Dejean de la Batie, Matthias Eggelseder, Philipp Haas, Andreas Kositz und Christian Garber, Martin Reiser, Prof. Hugo Ortner, Prof. Rainer Brandner, Prof. Karl Krainer und Dr. Hannah Pomella.

---

## 13 LITERATUR

---

- Behrmann, J.H. (1988): Crustal-scale extension in a convergent orogen: The Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. *Geodin Acta* 2: S. 63-73. In: Mancktelow et al. (2001): The DAV and the Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window. *Int. J Earth Sciences (Geol Rundschau)* 90: 593-622, Springer Verlag.
- Belliemi, G., Peccerillo, A., Poli, G. (1981): The Vedrette di Ries (Rieserferner) Plutonic Complex: Petrological and geochemical data bearing on its genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V.78, S.145-156. In: Wagner et al. (2006): Fracture-driven intrusion and upwelling of a mid-crustal pluton fed from a transpressive shear zone - The Rieserferner Pluton (Eastern Alps). *Geological Society of America Bulletin*, V. 118; S. 219-237.
- Bellini, G., Peccerillo, A., Poli, G., Fioretti, A. (1984): The genesis of late Alpine plutonic bodies of Rensen and Monte Alto (Eastern Alps): Inferences from major and trace element data. *Neues Jahrbuch Mineral. Abh.*, 149, 2, S.209-224, Stuttgart, Juni 1984.
- Bianchi, A. (1934): Studi petrografici sull' Alto Adige orientale e regioni limitrofe. *Mem Inst. Geol. Univ. Padova* 10:1-243. In: Mancktelow et al. (2001): The DAV and the Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window. *Int. J Earth Sciences (Geol Rundschau)* 90: 593-622, Springer Verlag.
- Bishop, A.W.: The use of the slip circle in the stability analysis of earth slopes. *Geotechnique* 5, 1955, S. 7-17.
- Bistacchi, A., Massironi, M., Brandner, R., Dal Piaz, G.V., Monopoli, B., Schiavo, A. (2001): The Sprechenstein-Maulser Tal Linie: A new transfer fault of the periadriatic system, eastern alps south of the Tauern Window. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, Band 25, S.40-41.
- Blanckenburg, F. von, Kagami, H., Deutsch, A. (1998): The origin of Alpine plutons along the Periadriatic Lineament. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Vol 78, S. 55-66.
- Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P., Visona, D., Zirpoli, G. (1980): On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina Valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). *Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte* 11: S. 501-514. In: Mancktelow et al. (2001): The DAV and the Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window. *Int. J Earth Sciences (Geol Rundschau)* 90: 593-622, Springer Verlag.
- Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P., Zanferrari, A. & Zirpoli, G. (1978): New geopetrologic and radiometric data on the Alpine History of the Austridic continental margin south of the Tauern Window (Eastern Alps). - *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 32, S. 1-19.
- Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P., Zanferrari, A., Zirpoli, G. (1978): New geopetrologic and radiometric data on the Alpine History of the Austridic continental margin south of the Tauern Window (Eastern Alps). - *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 32, S. 1-19.
- Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P., Zirpoli, G. (1973): Metamorphic Evolution of the Austridic rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps) – radiometric and geopetrologic data.-*Mem.Soc.Geol.Ital.*, 12:549-571, Rom. In: Schulz, B. et al. (2001): *Geologie des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters zwischen Virgental und Pustertal in Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Band 152/2-4, S.261-307, 13 Abb., Stuttgart Nov 2001
- Brandner, R., Reiter, F., Töchterle, A. (2008): Überblick zu den Ergebnissen der geologischen Vorerkundung für den Brenner-Basistunnel. *Geo.Alp*, Vol. 5, S. 165–174.
- Brückl, E. et al. (2010): Crustal structure and active tectonics in the Eastern Alps. *Tectonics*, Vol. 29, TC2011, April.
- Decker, K., Peresson, H. (1996): Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian- Pannonian system – Links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: *Oil and Gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*, Spec. Publ., vol 5 edited by G.Wessely and W. Liebl, pp.69-77, EurAssoc of Geosci. And Eng., Houten, Netherlands.

- Del Moro, A., Notarpietro, A. (1987): Rb-Sr geochemistry of some Hercynian granitoids overprinted by eoalpine metamorphism in the Upper Valtellina, Central Alps. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Vol.67, S. 295-306.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphosed rock using immobile elements. *Chem. Geol*, 21, S. 291-306.
- Frank, W. (1987) Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. In Flügel A.W., Faupl P. (1987): *geodynamics of the Eastern Alps*, Deuticke, Vienna.
- Frank, W., Kralik, M., Scharbert, S., Thöny, M. (1987): Geochronological Data from the Eastern Alps.- In Flügel, H.W., Faupl. P. (Hrg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke: Wien, S. 271-281.
- Frank, W., Schalgler W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps, *Int J Earth Sci (Geol Rundschau)* 95:431-450.
- Frisch, W. (1979): The plate tectonic evolution of the Alps.- *Tectonophysics*, 60:121-134.
- Frisch, W., Neubauer, F., Satir, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. *Geologische Rundschau*, 73, 1, p.47-68, Stuttgart, 1984.
- Fügenschuh, B., Seward, D., Mancktelow, N. (1997): Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. *Terra Nova*, 9, p. 213-217.
- Fügenschuh, B., Seward, D., Mancktelow, N. (1997): Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. *Terra Nova*, 9, 213-217, 1997, Blackwell Science Ltd.
- Goodman R.E., Bray, J.W.: Toppling of rock slopes, *Proc. Conf. Rock Engineering for foundations and slopes*. Vol 2, p.p. 231-234, 1976.
- Goodman R.E., Shi, G.-H.: *Block theory and its application to rock engineering*. New Jersey: Prentice Hall, 1985.
- Hirth, G., Tullis, J. (1992): Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, Vol. 14, No. 2, pp. 145-159.
- Hittinger, M. (1978): Numerical analysis of toppling failures in jointed rock. PH.D. thesis, University of California, Berkeley.
- Hofmann, H. (1972): Kinematische Modellstudien zum Böschungsproblem in regelmäßig geklüfteten Medien. *Veröffentlichungen des Instituts für Bodenmechanik und Felsmechanik der Universität Karlsruhe*, Heft 54.
- Hoinkes, G., Koller, F., Rantitsch, G. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Vol.79.
- Hoke, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps -Basement Crust in a Convergent Plate Boundary Zone. *Jb.Geol.B.-A.*, Band 133, Heft 1, S.5-87, Wien, März 1990.
- Imon, R., Okudaira, T., Fujimoto, A. (2002): Dissolution and precipitation process in deformed amphibolites: an example from ductile shear zone of the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Journal of metamorphic Geology*, 20, 297-308.
- John, K.W., Deutsch, R.: *Die Anwendung der Lagekugel in der Geotechnik*. Festschrift Leopold Müller-Salzburg zum 65. Geburtstag; Herausgegeben von Fleckner, E., Götz, H.P., Sauer, G., Spaun, G.; Karlsruhe 1974.
- Kanaori, Y., Kawakami, S., Yairi, K. (1991): Microstructure of deformed biotite defining foliation in cataclastic zones in granite, central Japan. *Journal of Structural Geology* 13:777-786.
- Kleinschrodt, R. (1987): Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen tauernfensters (Südtirol/Italien). *Erlanger geologische Abhandlungen* 114: 1-82. In: Mancktelow et al. (2001): *The DAV and the Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window*. *Int. J Earth Sciences (Geol Rundschau)* 90: 593-622, Springer Verlag.

- Kruse, R., Stünitz, H. (1999): Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. *Tectonophysics*, Volume 303, Issues 1-4, Pages 223-249.
- Mancktelow, N., Stöckli, D.F., Grollmund, B., Müller, W., Fügenschuh, B., Viola, G., Seward, D., Villa, I.M. (2001): The DAV and the Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window. *Int. J Earth Sciences (Geol Rundschau)* 90: 593-622, Springer Verlag.
- Misch, P (1969): Paracrystalline microboudinage of zoned grains and other criteria of synkinematic growth of metamorphic minerals. *Am J Sci.* In Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (1996): *Microtectonics*. Springer Verlag.
- Mölk, M., Poisl, R., Weibold, J., Angerer, H. (2008): Steinschlagklassifizierungssysteme: Gibt es eine für die Gefahrenzonenplanung geeignete Methode?
- Müller, W., Mancktelow, N.S., Meier, M. (2000): Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 180, Elsevier, p.385-397.
- Neubauer, F und Pistotnik, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographische Beziehung, *Geologische Rundschau* Band 73, S. 47-68, Stuttgart, Enke-Verlag.
- Neubauer, F., Hoinkes, G., Sassi F.P. (1999): Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, Vol 79, 41-62, 1999.
- Nollau, G. (1969): Kleintektonische Strukturen am Südrand des Tauernfensters und ihre Einbeziehung in Großtektonische Konzepte, *Geologische Rundschau*, Band 58, S.755-519, Stuttgart, Enke Verlag
- Ntaflos, T. (1981): Polymetamorphose im Altkristallin der Deferegger Alpen südlich der Rieserferner Intrusion, *Diss. Universität Wien*.
- Oberhauser, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän und Eozänzeit. *JB der Geol. B.-A.*, Band 138, Heft 2, S. 369-432. Wien August 1995.
- Okrusch, M., Matthes, S. (2005): *Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde*. 7. Auflage, Springer Verlag.
- Parce, J.A., Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, Nb variations in volcanic rocks.- *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V.69: S. 33-47. Heidelberg.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J (2005/1996): *Microtectonics*. Springer Verlag
- Pfiffner, O.A. (2009): *Geologie der Alpen*. Hauptverlag, Bern.
- Poisl, R. (1998) Kippen, Sacken, Gleiten- Geomechanik von Massenbewegungen und Felsböschungen, *Felsbau* 16 (1998) NR.3.
- Ratschbacher et al. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps. *Geology* 1989, 17, p. 404-407.
- Ratschbacher, L. (1990): Penninic windows at the eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basins. *Tectonophysics*, 172, S.91-105.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer H.G., Merle, O., (1991): Lateral Extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural Analysis. *Tectonics*, Vol. 10, No. 2, S.257-271, April 1991.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P., Cobbold, P. (1991): Lateral Extrusion in the Eastern Alps, Part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, Vol. 10, No. 2, S.245-256, April 1991.
- Rockenschaub, M. (1991): Vorschlag zur geotechnischen Dokumentation von Felsaufschlüssen, *Mitt. Es. Geol. Bergbaustud.Österr.*, 37, S.37-49, Wien, 1991.
- Romer, R. L., Siegesmund, S. (2003): Why allanite may swindle about its true age. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 146, S. 297–307.

- Rosenberg, C.L. et al. (2007): Oblique indentation in the Eastern Alps: Insights from laboratory experiments. *Tectonics*, Vol 26, TC2003.
- Rosenberg, C.L., Berger, A. (2009): On the causes and modes of exhumation and lateral growth of the Alps. *Tectonics*, Vol 28, TC6001.
- Rosenberg, C.L., Berger, A., Schmid, S.M. (1995): Observations from the floor of a granitoid pluton: Inferences on the driving force of final emplacement. *Geology*, 23, S443-446.
- Rosenberg, C.L., Brun, J.-P., Gapais, D. (2004): Indentation model of the Eastern Alps and the origin of the Tauern Window. *Geology* 2004;32; S. 997-1000.
- Schmid, S.M. et al (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol.Helv.* 97 (2004) 93-117.
- Schmidegg, O. (1936): Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, 86: S. 115-150, Wien.
- Schmidegg, O. (1937): Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, 87: S. 111-132, Wien.
- Schönhofer, R. (1999): Das ostalpine Altkristallin der westlichen Lasörlinggruppe (Osttirol, Österreich): Kartierung, Stoffbestand und tektonometamorphe Entwicklung. – *Erlanger geol. Abh.*, 130, 1-128. In: Schulz, B., Siegesmund, S., Steenken, A., Schönhofer, R., Heinrichs, T. (2001): *Geologie des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters zwischen Virgental und Pustertal in Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Band 152/2-4, S.261-307, 13 Abb., Stuttgart Nov 2001.
- Schönlaub, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich - Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*. Band 33, Wien.
- Schulz B., Steenken, A., Siegesmund S. (2008): Geodynamic evolution of an Alpine terrane the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window as a part of the Adriatic plate (eastern Alps). *Geological Society*, London, Special Publications 2008, v.298, p.5-44
- Schulz, B. (1988): Deformation, Metamorphose und Petrographie im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich), Diss. Universität Erlangen-Nürnberg.
- Schulz, B. (1989): Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegger-antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). *Jb.Geol.B.-A.*, Band 132, Heft 4, S.775-789, Wien, Dezember 1989.
- Schulz, B. (1994): Microstructural Evolution of Metapelites from the Austroalpine Basement North of Staller Sattel during Pre-alpine and Alpine Deformation and Metamorphism (Eastern Tyrol, Austria). *Jb.Geol.B.-A.*, Band 137, Heft 1, Wien, S.197-212.
- Schulz, B., Bombach, K. (2003): Single Zircon Pb-Pb Geochronology of the Early-Palaeozoic Magmatic Evolution in the Austroalpine Basement to the South of the Tauern Window. *Jb. Geol. B.-A.*, Band 143, Heft 2, S.303-321, Wien, August 2003.
- Schulz, B., Klemd, H., Brätz, H. (2006): Host rock compositional controls on zircon trace element signatures in metabasites from the austroalpine basement. *Geochemica et cosmochimica Acta*, Journal of the geochemical society and the meteoritical society, Vol 70, Number 3, February 1, 2006.
- Schulz, B., Nollau, G., Heinisch, H., Godizart, G.. (1993): Austro-Alpine basement complex to the south of the Tauern Window. In: von Raumer J., Neubauer F. (eds): *Pre-Mesozoic geology of the Alps*. Springer, Berlin-Heidelberg- New York, p.495-514.
- Schulz, B., Siegesmund, S., Steenken, A., Schönhofer, R., Heinrichs, T. (2001): *Geologie des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters zwischen Virgental und Pustertal in Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Band 152/2-4, S.261-307, 13 Abb., Stuttgart Nov 2001

- Schulz, B.; Bombach, K. (2003): Single Zircon Pb-Pb Geochronology of the Early-Palaeozoic Magmatic Evolution in the Austroalpine Basement south of the Tauern Window, *Jb.Geol. B.-A.*, Band 143, Heft 2, S. 303-321, Wien, August 200.
- Schuster, R, Frank, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauernwindow: indications for Jurassic strike slip tectonics, *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 42:37-58, Wien 1999.
- Schuster, R. et al. (2001): Permo-Triassic extension and related HAT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 45, S.111-141, Wien 2001.
- Schuster, R., Koller, F., Hoeck, V., Hoinkes, G., Bousquet, R. (2004): Explanatory Notes to the Map: Metamorphic structure of the Alps Metamorphic evolution of the Eastern Alps. *Mitt. Österr.Minerges.* 149, S.175-197.
- Schuster, R., Stüwe, K. (2008): Permian metamorphic event in the Alps. *Geology*, August, V.36, no 8, S. 603-606.
- Selverstone, J. (1988): Evidence for East-West crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. *Tectonics*, 7, 87-105.
- Senarcens-Grancy,W. (1965): Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Defregger Alpen und ihrer Umgebung.. *Verh. Geol .B.-A., Sonderheft G.*, S.246-255, Wien, Oktober 1965.
- Simpson, C., Schmid, S.M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am, Bull.*, v. 94, no. 11: 1281-1288, Boulder. CO.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Letters* 196, S. 17-33.
- Steenken A., Siegesmund S., Heinrichs T., Fügenschuh B. (2002): Cooling and Exhumation of the Rieserferner Pluton (Eastern Alps, Italy/Austria). *Int J Sci (Geol Rundschau)* 91:799-817
- Steenken, A., Siegesmund, S. (2000): Evidence for an Alkaline-Basaltic Volcanism at the Northern Margin of Gondwana within the Austroalpine Basement Complex of the Eastern Alps (Austria/Italian Border), *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, Band 142, Heft 2, S. 235-247, Wien, Oktober 2000.
- Stesky. R.M., Brace, W.F., Riley, D.K., Robin, P.Y.F.: (1974): Friction in faulted rock at high temperature and pressure. *Tectonophysics* 23: 177-203. In: Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (2005): *Microtectonics*. Springer Verlag
- Stipp, M., 2001. Dynamic recrystallization of quartz in fault rocks from the Eastern Tonale Line (Italian Alps). Ph.D. thesis, 184 pp., University of Basel.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M. (2002): Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. In: De Meer, S., Drury, M.R., De Bresser, J.H.P., Pennock, G.M. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, vol. 200, pp. 171-190.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M. (2002): The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, Vol. 24, No. 12, pp. 1857-2026.
- Stöckhert B. (1984): K-Ar determinations on muscovites and phengites from deformed pegmatites, and the minimum age of the Old Alpine deformation in the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Ahrn Valley, southern Tyrol, Eastern Alps). *Neues Jahrbuch Mineralogie/Abhandlungen*
- Stockhert, B. (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin S' des westlichen Tauernfensters (Südtirol). Dissertation an der Naturwissenschaftlich Fakultät Erlangen-Nürnberg.
- Stöckhert, B. (1985): Pre-Alpine history of the Austridic basement to the South of the western Tauern window (Southern Tyrol, Italy) – Caledonian versus Hercynian event. *Neues Jahrbuch Geol. Paläont. MH.*, 1985 (10), S.618-642, Stuttgart.

- Thöni, M., Jagoutz, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southern Austria).-Geochim. Cosmochim. Acta, 56:347-368.
- Thöny, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps.-Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt., 79/1, S. 209-230, Zürich.
- Von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Borel G., Bussy, F. (2002): Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. Int.J. Earth Sciences (Geol. Rundschau) 91: S.35-52).
- Wagner, R., Rosenberg, C.L., Handy, M.R., Möbus, C., Albrecht, M. (2006): Fracture-driven intrusion and upwelling of a mid-crustal pluton fed from a transpressive shear zone - The Rieserferner Pluton (Eastern Alps). Geological Society of America Bulletin, V. 118; S. 219-237.
- Waibl, A.F., Frisch, W. (1989): The Lower Engadine Window sediment deposition and accretion in relation to the plate tectonic evolution of the Eastern Alps. Tectonophysics 162: 229-241.

### ***Karten***

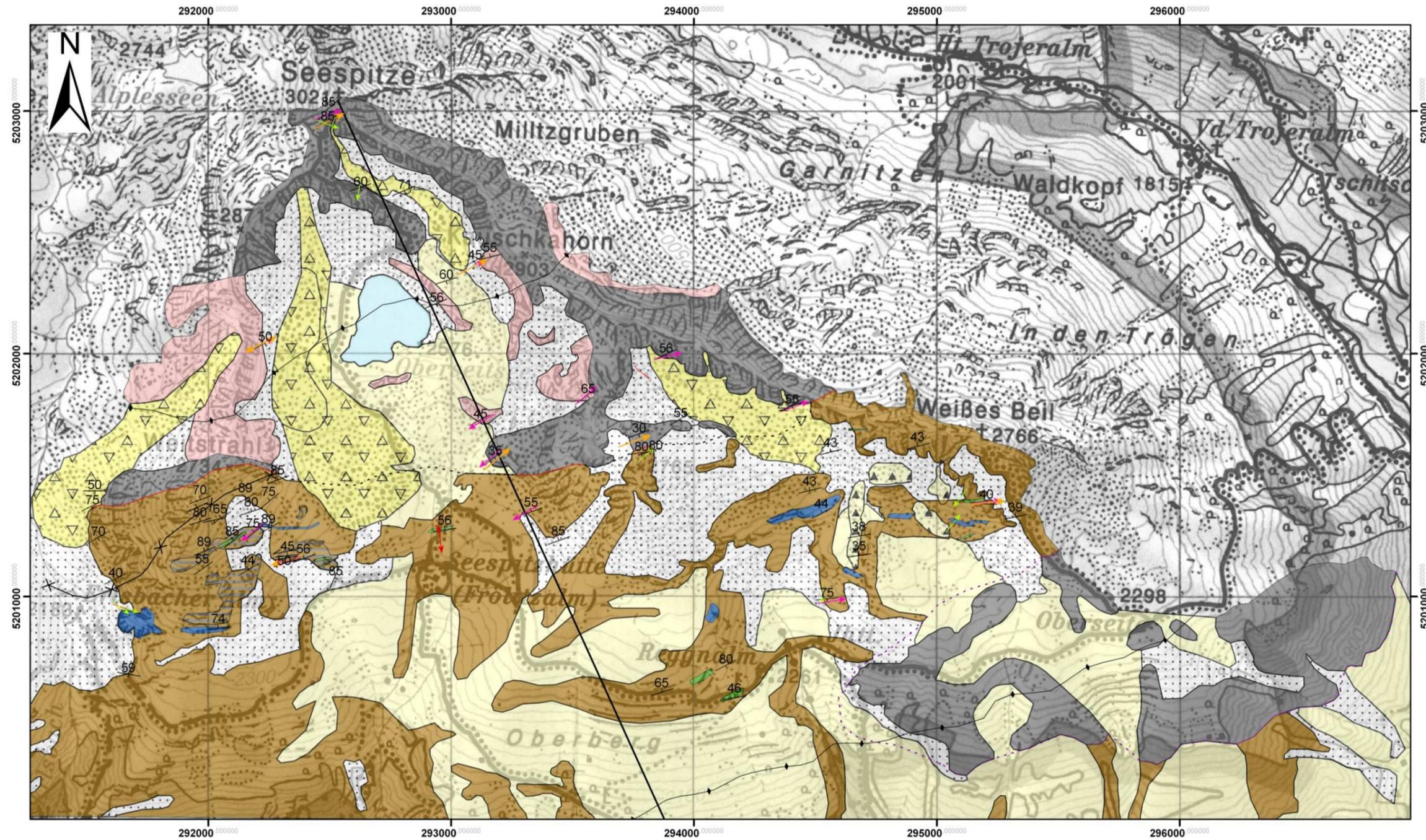
- Geofast, Provisorische geologische Karte der Republik Österreich, 177 St. Jakob i. Def. Kompiliert von M-Moser, GBA, 2006.
- Senarcens-Grancy, W. (1972): Geologische Karte der westlichen Deferegger Alpen, Osttirolm 1:25000., Verlag der geologischen Bundesanstalt, Wien.
- Topographische Karte ÖK 50: Sankt Jakob in Deferegggen 3010, Bundesamt für Eich und Vermessungswesen, Schiffamtsgasse 1-3, A-1025 Wien.

---

## **14 ANHANG**

---

# 14.1 Geologische Karte



Maßstab 1:15.000



### **14.3 Steinschlagsimulation**

Siehe Daten CD.

### **14.4 Steinschlagkartierung**

Siehe Daten CD