

**Modellierung der Veränderung des Risikos
für gravitative Massenbewegungen
in den Hochgebirgslagen der Alpen
unter dem Einfluss des Klimawandels**

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
an der Fakultät für Mathematik, Informatik und Naturwissenschaften
Fachbereich: Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von:

Maren Horn

2017
Hamburg

Dedicated to:

Markus Ahrens

Danksagung

Ich bedanke mich für Möglichkeit der Bearbeitung des interdisziplinären Forschungsvorhabens bei Herrn Prof. Dr. J. Böhner und Herrn Prof. Dr. C. Betzler.

Des Weiteren danke ich für die Probenpräparation sowie die Bereitstellung der Laborkapazitäten und Apparaturen insbesondere der Institute für: Mineralogie, Geologie, Bodenkunde und Geographie der Universität Hamburg.

Einen besonderen Dank möchte ich für die enge Zusammenarbeit und Kooperation mit den Mitarbeitern Dr. O. Schulze, F. Schulte, W. Mohns, Dr. R. Dohrmann und I. Plischke der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) aussprechen.

Schließlich danke ich den Schweizer Kollegen für die Bereitstellung von Geodaten und zusammen mit Dr. O. Conrad und J. Weidinger (Mitarbeiter des geographischen Institus der Univeristät Hamburg) für den wissenschaftlichen Austausch sowie den Mitarbeitern der physischen Geographie der Universität Hamburg und Freunden für die Diskussionsbereitschaft.

Zusammenfassung

Das Klima ist eine essentielle Einflussgröße in der Analyse und Bewertung von Naturgefahren. Es stellt in der Risikobewertung auf der Grundlage des Dispositionsmodells bisher einen stabilen Faktor der Grunddispositionen dar. Doch die in den letzten Dekaden beobachteten Klimaveränderungen und Häufungen von Extremwetterereignissen, einhergehend mit einer Erhöhung der Anzahl von gravitativen Massenbewegungen in den Hochgebirgslagen der Alpen, führen zu Überlegungen einer neuen Bewertung des klimatischen Einflusses auf Georisikopotenziale. Die Einbeziehung der Verwitterung als dynamischen bzw. variablen Faktor in der Georisikobewertung von potenziell durch gravitative Massenbewegungen gefährdeter Hochgebirgslagen stellt eine Erweiterung des aktuellen Standards dar.

Hierfür wird neben der zerstörungsfreien Analyse der Frostverwitterungsresistenz von Gesteinsproben unterschiedlicher Petrographien u. a. mittels Ultraschall, ein Verwitterungsindikator (PVI) aufgestellt. In Verbindung mit den für das Jahr 2070 prognostizierten Klimaszenarien, RCP 4.5 und RCP 8.5, werden die potenziellen Verwitterungsdynamiken der Gesteinsproben unter der Einbeziehung des PVI abgeleitet. Schließlich wird durch die Verknüpfung mit weiteren ausgewählten Grund- und variablen Dispositionsfaktoren die Identifizierung von Flächen, welche unter dem Einfluss des Klimawandels ein potenziell verändertes Georisiko für gravitative Massenbewegungen erfahren, erreicht. Die GIS - gestützte Analyse bedient sich vorrangig einer trennscharfen Methode der Klassifizierungen und Verschneidung der ausgewählten Geofaktoren. Darüber hinaus wird beispielhaft die Fuzzy - Methode vorgestellt, um auf das Potenzial einer unscharfen Georisikoanalyse hinzuweisen. Für die Identifizierung und Darstellung von potenziellen Georisikogebieten für gravitative Massenbewegungen in Form einer Georisikopotenzialkarte zeigt eine trennscharfe Methode Vorteile hinsichtlich des Aufwandes der Generierung sowie der Interpretation der Ergebnisse. Im Vergleich dazu ist eine Fuzzy - basierte Methode zeitintensiver. Gleichzeitig beinhaltet sie einen komplexeren Informationsgehalt. Beide Methoden führen zur Ausweisung von Flächen, welche infolge einer lokalen Zunahme der Verwitterungsintensität bis zum Jahr 2070 ein zum Teil vielfach höheres Georisikopotenzial für gravitative Massenbewegungen im Vergleich zum aktuellen Stand aufzeigen.

Abstract

This thesis highlights the effects of climate change in geohazard analysis in the Swiss Alps, with the aim to improve the accuracy of gravitational massmovement event predictions. Climate models based on two different representative concentration pathways (RCPs) were used, projected for the year 2070, from the Intergovernmental Panel on Climate Change (CMIP 5). The climate model scenarios are available from the web platform WorldClim (Version 1.4), that releases global climate data for spatial modeling and mapping in a geographic information system (GIS).

Climatic monitoring of the last 30 decades in the Swiss Alps has shown an increase in the average temperature in high altitude regions. Changes in the average temperature in these areas related to climate change reduces the number of days where temperatures remains below zero degree Celsius and therefore results in an increase in the number of days where freezing and thawing can occur. Most notably, after extreme weather events, an increase in the number of gravitational massmovements (rockfalls, rockslides) have been observed. Therefore, a number of research projects were undertaken to gauge to what degree permafrost degradation is a trigger for gravitational massmovement events. As the number of days with freeze - thaw cycles increases, the effect of frost weathering must also be considered as preparing agent and a trigger of rockfalls and rockslides. Specifically, the effect of intensive frost weathering increases the instability of rock masses through the development of ice induced cracks or the enlargement of joints in rocks as a response to frost wedging. The weathering and instability of rock masses pose a significant risk to human life and infrastructure in the highmountain regions of the Alps, and therefore are the leading causes of gravitational massmovements. The degree to which freeze-thaw cycles affect the instability of rock masses is most strongly controlled by the frequency by which they occur. If the increasing of warming of the Swiss Alps remains or continues in the coming decades, large mountainous regions will continue to be affected by an increase in frost weathering.

To predict the effects of frost weathering in such scenarios a small number of rock samples of various lithologies taken from three regions in the Swiss Alps were analyzed in regard to their resistance against frost weathering. The technical analysis consisted of calculating the Young's modulus of elasticity through non - destructive ultrasonic examination as well as measurements of the porosity and permeability before and after an exposure to 50 laboratory driven freeze - thaw cycles. An index was conceived to express the frost weathering susceptibility of the different rock lithologies; called PVI (germ. Petrographischer Verwitterungsindex; petrographical weathering index). This index was then adapted to the climate models RCP 4.5 and RCP 8.5. The PVI is shown to vary in respect to the predicted number of freeze - thaw - cycles and the specific rock susceptibility for frost weathering.

On the basis of a geohazard analysis methodology called the disposition model, other geofactors such as slope, curvature and groundcover have been taken into account to assess the risk of gravitational mass movement for the climate scenarios in three chosen Swiss Alp study areas. With a crisp classification method maps predicting the risk of gravitational mass movement were generated in a GIS. For one study area geohazard maps were also developed using a fuzzy classification method. Together, maps developed from both methods allow a comparison of their relative advantages, disadvantages, and their overall applicability. The incorporation of the dynamic aspect of frost weathering of different rock types shows potential to enhance the current metho-

dology applied in georisk analysis of areas that are affected by the developing effects of climate change, specifically gravitational mass movements. This thesis shows that the susceptibility of frost weathering varies significantly between the rock types. Therefore, this thesis advocates that PVI data bases should be built using a large number of different lithologies allowing for an application of the methodology to other areas worldwide affected by gravitational mass movements.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	i
Zusammenfassung	ii
Abstract	iii
Inhaltsverzeichnis	v
Abbildungsverzeichnis	vii
Tabellenverzeichnis	x
Anhang - Verzeichnis	xii
Abkürzungsverzeichnis	xiii
Mathematische, physikalische und chemische Kenngrößen	xv
1. Einleitung	1
2. Problemstellung und Zielsetzung	4
2.1. Klimawandel	5
2.1.1. Klima und Klimawandel im Alpenraum	5
2.1.2. Permafrostvorkommen im Alpenraum.....	7
2.2. Veränderung des Georisikopotenzials	10
2.2.1. Auswirkungen der Klimaveränderungen	10
2.2.2. Stand des Risikomanagement in der Schweiz	12
2.2.3. Zielsetzung.....	16
3. Stand der Forschung	18
3.1. Grundlagen der Frostverwitterung und Messverfahren	18
3.1.1. Frostverwitterungsrelevante Gesteinseigenschaften.....	18
3.1.2. Theorien und Konzepte zur Frostverwitterung	20
3.1.3. Techniken und Verfahren zur Untersuchung von Frostverwitterung an Naturstein.....	24
3.2. Methoden der GIS - basierten Georisikopotenzialanalyse	30
3.2.1. Parametrisierung ausgewählter Dispositionsfaktoren	30
3.2.2. Modellierungsansätze von Georisikopotenzialen.....	34
3.2.3. Optimierung der Vorhersage für Georisikopotenziale	36
4. Beschreibung der Untersuchungsgebiete	37
4.1. Untersuchungsgebiet: Gemmi	37
4.2. Untersuchungsgebiet: Gruben	42
4.3. Untersuchungsgebiet: Grimsel	46
5. Methoden	52
5.1. Verfahren zur Bestimmung der Frostverwitterung	52
5.1.1. Genutzte Verfahren zur Analyse der Gesteinseigenschaften	53
5.1.2. Bestimmung des Frostwiderstandes (DIN EN 12371:2010).....	54

5.2. GIS - gestützte Anwendungen zur Georisikoanalyse	58
5.2.1. Datenherkunft und Datenaufbereitung.....	59
5.2.2. Generierung und Klassifizierung der Dispositionsfaktoren	60
5.2.3. Ermittlung und Klassifizierung des Georisikos der variablen Disposition.....	63
5.2.4. Faktorisieren und verknüpfender Dispositionsfaktoren.....	66
6. Ergebnisse.....	70
6.1. Ergebnisse der Proben des UG Gemmi	70
6.1.1. Optische und physikalische Gesteinsanalyse.....	70
6.1.2. Ergebnisse der Frostverwitterungsuntersuchungen	74
6.2. Ergebnisse der Proben des UG Gruben.....	76
6.2.1. Optische und physikalische Gesteinsanalyse.....	76
6.2.2. Ergebnisse der Frostverwitterungsuntersuchungen	78
6.3. Ergebnisse der Proben des UG Grimsel	80
6.3.1. Optische und physikalische Gesteinsanalyse.....	80
6.3.2. Ergebnisse der Frostverwitterung	82
6.4. Überführung der Resultate in die Georisikobewertung.....	84
6.4.1. Temperaturentwicklung bis 2070 unter Berücksichtigung der RCP 4.5 und RCP 8.5	84
6.4.2. Veränderungen des zukünftigen Georisikopotenzials.....	89
6.4.3. Georisikopotenziale generiert mit der Fuzzy - Methode.....	95
7. Diskussion	108
7.1. Methoden zur Bestimmung der Frostverwitterungsdynamik von Festgestein.....	108
7.2. Implementierung der Verwitterungsdynamik in die Georisikobewertung	110
8. Fazit.....	115
Literaturverzeichnis.....	117
Anhang.....	131
Eidesstattliche Erklärung:.....	153

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	<i>Sommerliche Temperaturabweichung im Jahr 2000. (übernommen aus: VON DER MÜHLL ET AL., 2001:50)</i>	6
Abbildung 2:	<i>Schematische Darstellung eines Permafrostkörpers und dessen Temperaturprofil. (übernommen aus: NOETZLI & GRUBER, 2005:112)</i>	8
Abbildung 3:	<i>Hinweiskarte der potenziellen Permafrostverbreitung in der Schweiz. (übernommen aus: Web - GIS BLW des BAFU (1))</i>	9
Abbildung 4:	<i>Legende zur Hinweiskarte der potenziellen Permafrostverbreitung in der Schweiz. (übernommen aus: Web - GIS BLW des BAFU (1))</i>	9
Abbildung 5:	<i>Potenzielle Auswirkungen der Klimaveränderungen auf das Anstehenden. (e.E.)</i>	12
Abbildung 6:	<i>Dispositionsmodell. (übernommen aus: HAGEN, 2008:14, nach KIENHOLZ, 2005:12)</i>	15
Abbildung 7:	<i>Übersicht über Auslösemechanismen gravitativer Massenbewegungen. (e.E.)</i>	16
Abbildung 8:	<i>Unterschiedliche Porenzwischenräume in Abhängigkeit der Kompaktion des Gesteins. (übernommen aus: SIEBER, 2012:12)</i>	19
Abbildung 9:	<i>Schematischer Fluidfluss im Gestein (aus: HORNBERGER ET AL., 1998:125)</i>	19
Abbildung 10:	<i>Wassermolekül (H₂O) und flüssiger sowie fester Aggregatzustand schematisch dargestellt. (e.E.)</i>	21
Abbildung 11:	<i>Schematische Darstellung thermodynamischer Aspekte beim langsamen Gefrieren eines wassergesättigten Porensystems mit Makro- und Mesopore. (e.E.)</i>	23
Abbildung 12:	<i>Schematischer Aufbau der Poro.Perm - Anlage „Z4“. (übernommen aus: SCHULZE (a), 2011)</i>	27
Abbildung 13:	<i>„Ausbreitung von Primär- und Scherwellen in Festkörpern“. (übernommen aus: IFFERT - SCHIER, 2000:21, 22)</i>	29
Abbildung 14:	<i>Auswirkungen des Einfallwinkels sowie der Einfallsrichtung. (e. E.)</i>	32
Abbildung 15:	<i>Kartenausschnitt des Untersuchungsgebietes und umliegender Gemeinden. (übernommen von: Web - GIS des BAFU (2), 2013)</i>	37
Abbildung 16:	<i>Tektonische Übersicht: Berner Oberland und nördliches Wallis. (übernommen aus: BRANDT, 1981:35)</i>	38
Abbildung 17:	<i>Landschaftselemente des Furggentälti. (e. A.)</i>	39
Abbildung 18:	<i>Furggentälti mit eingezeichneten Blockgletschern. (übernommen aus: MIHAJLOVIC ET AL., 2003:765)</i>	40
Abbildung 19:	<i>Permafrosthinweiskarte des Furggentälti. (übernommen von: Web - GIS BLW des BAFU (1), 2015)</i>	41
Abbildung 20:	<i>Kartenausschnitt des UG und umliegender Gemeinden (übernommen von: Web - GIS des BAFU (2), 2013)</i>	42
Abbildung 21:	<i>Tektonische Übersichtskarte des südwestlichen Penninikums und der nordöstlichen Grajischen Alpen (Wallis), verändert nach: STECK ET AL. (1999) und BIGI ET AL. (1990). (übernommen aus PLEUGER ET AL., 2007:231)</i>	43
Abbildung 22:	<i>Landschaftselemente Gruben. (vgl. Google Earth, Satellitenbild - links; e.A. rechts)</i>	44
Abbildung 23:	<i>Permafrosthinweiskarte (übernommen von: Web - GIS BLW des BAFU (1), 2013)</i>	45
Abbildung 24:	<i>Kartenausschnitt des UG und umliegender Gemeinde. (übernommen aus: KAUFMANN ET AL., 1951: Anhang; Karte rechts: übernommen von: Web - GIS des BAFU (1), 2013)</i>	47
Abbildung 25:	<i>Petrographisch - geologische Kartenskizze des Grimselgebietes. (übernommen aus: STALDER, 1964:Tafel XV)</i>	48
Abbildung 26:	<i>Gesteinsformationen im UG Grimsel. (e. A.)</i>	49
Abbildung 27:	<i>Permafrosthinweiskarte. (übernommen von: Web - GIS BLW des BAFU (1), 2013)</i>	50
Abbildung 28:	<i>Probenquader präparierter für die Oberflächenanalyse mittels Auflichtmikroskopie. (e.A.)</i>	53

<i>Abbildung 29: Temperaturprofil der Frost - Tauzyklen innerhalb von 48h. (Temperaturüberprüfung durch HoBo Logger).....</i>	<i>55</i>
<i>Abbildung 30: Versuchsaufbau der Ultraschallmessung. (e. E.)</i>	<i>57</i>
<i>Abbildung 31: Querschnitt der Zylinderprobe Gruben1/4/01. (Scan, Auflösung 1200 dpi, e. A.)</i>	<i>58</i>
<i>Abbildung 32: Durchschallungsrichtungen der metamorphen Gesteinsproben. (e.E.).....</i>	<i>58</i>
<i>Abbildung 33: (links) Skala des PVI, (rechts) Übertragung des PVI auf die Frostverwitterungsfähigkeit bzw. dem wahrscheinlichen Auftreten gravitativer Massenbewegungen. (e.E.).....</i>	<i>62</i>
<i>Abbildung 34: Aktuelle Bediungen: Anzahl der FTZ/ Jahr ; Grundlage WORLDCLIM 1.4. (e.E.)</i>	<i>64</i>
<i>Abbildung 35: Darstellung des Fuzzy - Sets Hangneigung mit der Zugehörigkeit zum Georisikopotenzial 1. (e.E.).....</i>	<i>69</i>
<i>Abbildung 36: Ausschnitte der Gesteinsoberfläche der Quaderproben vor und nach 50 FTZ. (e.U.).....</i>	<i>74</i>
<i>Abbildung 37: Ausschnitte der Gesteinsoberfläche der Quaderproben vor und nach 50 FTZ. (e.U.).....</i>	<i>78</i>
<i>Abbildung 38: Ausschnitte der Gesteinsoberfläche der Quaderproben vor und nach 50 FTZ. (e.U.).....</i>	<i>82</i>
<i>Abbildung 39: Zeitreihendarstellung der Nullgradisotherme. (e.E.)</i>	<i>85</i>
<i>Abbildung 40: Vergleich der Anzahl von FTZ: aktueller Stand und prognostiziert für 2070 mit dem Szenario RCP 4.5. (e.E.).....</i>	<i>86</i>
<i>Abbildung 41: Zunahme der Anzahl von FTZ bis 2070, RCP 8.5. (e.E.).....</i>	<i>88</i>
<i>Abbildung 42: PVI in absoluten und klassifizierten Werten im Vergleich zwischen dem aktuellen und prognostizierten Klimaszenario: RCP 4.5, 2070. (e.E.).....</i>	<i>92</i>
<i>Abbildung 43: PVI in absoluten und klassifizierten Werten des aktuellen Klimas sowie der prognostizierten Klimaszenarien RCP 4.5 und RCP 8.5, 2070. (e.E.).....</i>	<i>94</i>
<i>Abbildung 44: Dispositionsfaktoren, klassifiziert entsprechend des Georisikopotenzials im UG Grimsel. (e.E.).....</i>	<i>96</i>
<i>Abbildung 45: Grimsel: aktuelles und prognostizierte Georisikopotenziale vor dem Hintergrund der Klimaszenarien: RCP 4.5 und RCP 8.5 (e.E., Permafosthinweiskarte: BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAFIE swisstopo).....</i>	<i>97</i>
<i>Abbildung 46: UG Gruben: Dispositionsfaktor Bodenbedeckung und Georisikopotenzialkarten im Vergleich. (e.E.)</i>	<i>99</i>
<i>Abbildung 47: Gemmi: Veränderungen der FTZ - Anzahl pro Jahr und des Gefahrenpotenzials. (e.E., Permafosthinweiskarte: BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAFIE swiss topo).....</i>	<i>101</i>
<i>Abbildung 48: Gemmi: Georisikopotenzial (aktuell) und Dispositionsfaktor Hangneigung. (e.E.).....</i>	<i>102</i>
<i>Abbildung 49: UG Gemmi: Georisikopotenzialkarten im Vergleich und Dispositionsfaktor Bodenbedeckung (e.E.).....</i>	<i>103</i>
<i>Abbildung 50: UG Gemmi: Georisikopotenzialkarten im Vergleich. (e.E.).....</i>	<i>104</i>
<i>Abbildung 51: Grimsel: Georisikopotenzial der Stufe 2, trennscharf und unscharf dargestellt. (e.E.)... </i>	<i>105</i>
<i>Abbildung 52: Überblick für das Georisikopotenzial prognostiziert für das RCP 4.5, 2070. (e.E.)</i>	<i>106</i>
<i>Abbildung 53: Kombinationen aus unterschiedlichen Risikokategorien der einzelnen Dispositionsfaktoren prognostiziert für das RCP 8.5, 2070. (e.E.).....</i>	<i>107</i>
<i>Abbildung 54: Temperaturabweichungen in °C im ganzjährigen Mittel nach vergleichenden Analyse zwischen den Normperioden. (METEOSCHWEIZ, letzte Änderung: 2014)</i>	<i>131</i>
<i>Abbildung 55: Abweichungen der Niederschlagssummen im ganzjährigen Mittel nach der vergleichenden Analyse zwischen den Normperioden. (METEOSCHWEIZ, letzte Änderung: 2014)</i>	<i>131</i>
<i>Abbildung 56: Schlüssel zur Permafrostverbreitung. (übernommen aus: HAEBERLI, 1975:221).....</i>	<i>132</i>
<i>Abbildung 57: Schadenübersicht in Franken (CHF) klassifiziert nach Art der Naturgefahren zwischen 1972 und 2014. (übernommen aus: ANDRES ET AL., 2014:2).....</i>	<i>134</i>
<i>Abbildung 58: Überblick über die vier Karten, welche dem Naturgefahrenmanagement der Schweiz als Grundlage dienen. (übernommen aus: PLANAT, 2012:1, 3)</i>	<i>135</i>
<i>Abbildung 59: Vertikal und Horizontale Hangkrümmungsformen. (übernommen aus: DIKAU, 1988:25).....</i>	<i>136</i>
<i>Abbildung 60: Bodenbedeckung in der alpinen bis nivalen Höhenstufe. (übernommen aus: ELLENBERG, 1982:517)</i>	<i>138</i>

<i>Abbildung 61: Verteilung der vier Erdbebengefährdungszonen in der Schweiz (Karte rechts, Datenstand 2003) und „regionaler Auszug aus dem ECOS 09 - Katalog“: ausgewählte historische Erdbeben mit einer Mindestintensität von VI. (übernommen von: Web - GIS BLW des BAFU (3))</i>	139
<i>Abbildung 62: Klimaregionen der Schweiz nach MÜLLER. (übernommen aus: BEGERT ET AL., 2007:36) ...</i>	140
<i>Abbildung 63: Arbeitsablauf „Modellierung der Veränderung des Risikos für gravitative Massenbewegungen in der alpinen Höhenstufe unter dem Einfluss des Klimawandels“. (e.E.).....</i>	141
<i>Abbildung 64: Darstellung der Fuzzy - Zugehörigkeitsfunktionen zum Georisikopotenzial 1 und 2 am Beispiel des Hangneigungswinkels. (e.E.).....</i>	144
<i>Abbildung 65: Streichlinien und Isohypsen an der Schichtgrenze Quarzphyllit - Tone / Silte / Sande. (e.E.)</i>	150
<i>Abbildung 66: Klassifizierte Dispositionsfaktoren im Hinblick auf ihr Georisikopotenzial. (e.E.).....</i>	151
<i>Abbildung 67: PVI des UG Gruben. (e.E.)</i>	152

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	<i>Gefahrenindizes zur Quantifizierung des Gefahrenpotenzials von Rutschungen. (übernommen aus GRIFFITHS, 2001:48)</i>	33
Tabelle 2:	<i>Fuzzylogik, Beispiel für die Definition von linguistischen Termen und Regelwerk. (e.E.)..</i>	35
Tabelle 3:	<i>Einteilung der Geofaktoren in Gefahrenklassen. (e. E.).....</i>	61
Tabelle 4:	<i>Einteilung der Geofaktorenwerte in Gefahrenklassen. (e. E.).....</i>	64
Tabelle 5:	<i>Gewichtung nach Grund- und variabler Disposition; kombinierte Gewichtung. (verändert nach RUFF & CZURDA, 2008:236).....</i>	67
Tabelle 6:	<i>Fuzzy - Sets des Faktors Hangneigung in Bezug auf das Georisikopotenzial der Klassen 1 - 4 für gravitative Massenbewegungen. (e.E.).....</i>	69
Tabelle 7:	<i>Beispiele für die Verknüpfung linguistischer Variablen in einem Regelwerk. (e.E.).....</i>	69
Tabelle 8:	<i>Gesteinsmerkmale des Probenmaterials Gemmi entsprechend der Polarisationsmikroskopie. (e.U.)</i>	70
Tabelle 9:	<i>Massezugewinn der Quaderproben nach dem Wasserbad. (e.U.)</i>	71
Tabelle 10:	<i>Ergebnisse der physikalischen Untersuchung der Zylinderproben vor den FTZ.</i>	72
Tabelle 11:	<i>Messwerte der Ultraschalllaufzeiten des Probengesteins Gemmi. (Messungen: SCHULTE & HORN, BGR Hannover)</i>	73
Tabelle 12:	<i>Ergebnisse der dynamischen E - Modulberechnung vor und nach den Befrostungsversuchen des quarzhaltigen Kalkarenits. (e.U.).....</i>	75
Tabelle 13:	<i>Permeabilität und Porosität, vor- und nach 50 FTZ. (Messungen: SCHULZE, BGR - Hannover)</i>	75
Tabelle 14:	<i>Gesteinsmerkmale des Probenmaterials Gruben entsprechend der Polarisationsmikroskopie. (e.U.)</i>	76
Tabelle 15:	<i>Massezugewinn der Quaderproben nach dem Wasserbad. (e.U.)</i>	77
Tabelle 16:	<i>Ergebnisse der physikalischen Untersuchung der Zylinderproben vor den FTZ. (e.U.)</i>	78
Tabelle 17:	<i>Ergebnisse der dynamischen E-Modulmessung vor und nach den Befrostungsversuchen des chloritführenden Quarzphyllites. (e.U.).....</i>	79
Tabelle 18:	<i>Permeabilität und Porosität, vor- und nach 50 FTZ. (Messungen: SCHULZE, BGR - Hannover)</i>	80
Tabelle 19:	<i>Massezugewinn der Quaderproben nach dem Wasserbad (e.U.)</i>	81
Tabelle 20:	<i>Ergebnisse der physikalischen Untersuchung der Zylinderproben vor den FTZ.</i>	82
Tabelle 21:	<i>Ergebnisse der dynamischen E - Modulmessung vor und nach den Befrostungsversuchen des aplitischen leukokraten Granits (e.U.).....</i>	83
Tabelle 22:	<i>Permeabilität und Porosität, vor- und nach 50 FTZ (Messungen: SCHULZE, BGR - Hannover)</i>	83
Tabelle 23:	<i>Überblick über die zugrunde liegenden Werte der Verwitterungsdynamik. (e.E.)</i>	89
Tabelle 24:	<i>Übersicht über die schwersten Naturkatastrophen zwischen 1356 bis 2005. (übernommen aus: BAFU / BFS (Hrsg.): Umwelt Schweiz, 2007:101)</i>	133
Tabelle 25:	<i>Klassifizierung von Verwitterungsgraden von Festgestein. (übernommen aus: DIN DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG e.V., 2003 (DIN EN ISO 14689-1:2003))</i>	137
Tabelle 26:	<i>Dokumentierte Großereignisse gravitativer Massenbewegungen im Turtmann- und benachbarten Tälern. (NATIONALE PLATTFORM NATURGEFAHREN).....</i>	139
Tabelle 27:	<i>Überblick über die Datenprovenienz</i>	142
Tabelle 28:	<i>Indizes für die Gewichtung der Ebenen in der Analyse. (übernommen aus: RUFF & CZURDA, 2008:236)</i>	143
Tabelle 29:	<i>Fuzzy - Sets des Faktors Hangkrümmung in Bezug auf das Georisikopotenzial 1 bis 4 für gravitative Massenbewegungen. (e.E.).....</i>	144
Tabelle 30:	<i>Fuzzy - Sets des Faktors Bodenbedeckung in Bezug auf das Georisikopotenzial 1 bis 4 für gravitative Massenbewegungen. (e.E.).....</i>	145

<i>Tabelle 31:</i>	<i>Fuzzy - Sets des Faktors PVI bzw. der FTZ - Exposition in Bezug auf das Georisikopotenzial 1 bis 4 für gravitative Massenbewegungen. (e.E.)</i>	<i>145</i>
<i>Tabelle 32:</i>	<i>Messwerte der Ultraschalllaufzeiten des Probengesteins Gemmi. (e.U.).....</i>	<i>145</i>
<i>Tabelle 33:</i>	<i>Quantitative XRD - Ergebnisse der Proben (Gew.-%). (DOHRMANN, BGR - Hannover)</i>	<i>146</i>
<i>Tabelle 34:</i>	<i>Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse. (DOHRMANN, BGR - Hannover).....</i>	<i>147</i>
<i>Tabelle 35:</i>	<i>RFA nach Beendigung der FTZ - Kampagne. (Dohrmann, BGR - Hannover).....</i>	<i>148</i>
<i>Tabelle 36:</i>	<i>Messwerte der Ultraschalllaufzeiten des Probengesteins Gruben. (e.U.)</i>	<i>148</i>
<i>Tabelle 37:</i>	<i>Messwerte der Ultraschalllaufzeiten des Probengesteins Grimsel. (e.U.).....</i>	<i>149</i>

Anhang

Anhang 1:	<i>Temperatur- und Niederschlagsveränderungen in der Schweiz</i>	131
Anhang 2 :	<i>Permafrostverbreitung: Schlüssel nach HAEBERLI (1975)</i>	132
Anhang 3:	<i>Überblick über die Naturkatastrophen in der Schweiz</i>	133
Anhang 4:	<i>Kartentypen des Gefahrenmanagement der Schweiz</i>	135
Anhang 5:	<i>Hangwölbung und Hangkrümmung</i>	136
Anhang 6:	<i>Verwitterungseinheiten nach DIN EN ISO 14689-1</i>	137
Anhang 7 :	<i>Vegetation als Erosionsschutz</i>	138
Anhang 8:	<i>Überblick über gravitative Massenbewegungen im Wallis</i>	139
Anhang 9 :	<i>Seismische Aktivitäten im Schweizer Alpenraum</i>	139
Anhang 10:	<i>Klimaregionen der Schweiz</i>	140
Anhang 11:	<i>Arbeitsablauf im Hinblick auf die Generierung von Georisikokarten</i>	141
Anhang 12:	<i>Aufstellung der Datenprovenienz</i>	142
Anhang 13:	<i>Methoden der Gewichtung von Dispositionsfaktoren</i>	143
Anhang 14:	<i>Fuzzy - Set - Zugehörigkeitsfunktionen</i>	144
Anhang 15:	<i>Schallwellenlaufzeiten Probengestein Gemmi vor der FTZ -Kampagne</i>	145
Anhang 16:	<i>Ergebnisse der chemischen Analyse der Gesteinsproben</i>	146
Anhang 17:	<i>Ergebnis der Mineralbestandsanalyse am Ende der FTZ - Kampagne</i>	148
Anhang 18:	<i>Schallwellenlaufzeiten Probengestein Gruben Korrektur vor der FTZ -Kampagne</i>	148
Anhang 19:	<i>Schallwellenlaufzeiten Probengestein Grimsel vor der FTZ - Kampagne</i>	149
Anhang 20:	<i>Einfallrichtung und Einfallswinkel</i>	150
Anhang 21:	<i>Dispositionsfaktoren zur Erstellung von Georisikopotenzialkarten</i>	151
Anhang 22:	<i>PVI des untersuchten Anstehenden im UG Gruben</i>	152

Abkürzungsverzeichnis

Abb.	Abbildung
AE	Acoustic Emission (Schallemissionen)
ANN	artificial neural network
ArcGIS	Softwareprodukt des Unternehmens ESRI
BAFU	Bundesamt für Umwelt
BgMG	Beurteilung von durch gravitative Massenbewegungen gefährdeter Gebiete
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften
bspw.	beispielsweise
bzw.	beziehungsweise
ca.	circa
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
DGM	digitales Geländemodell
d. h.	daher
DHM	digitales Höhenmodell
DIN	Deutsches Institut für Normung
e. A., e. E., e.U.	eigene Aufnahme, eigener Entwurf, eigene Untersuchungen
E - Modul, E_{dyn}	dynamischer Elastizitätsmodul
EN	Europäische Norm
E_{stat}	statischer Elastizitätsmodul
et al.	et alii (und andere)
etc.	et cetera
FTZ	Frost - Tau - Zyklus
ggf.	gegebenenfalls
Gew.	Gewichtung
GIS	Geoinformationssystem
GSZ	Gneis - Schiefer - Zwischenzone
IPPC	Climate Change
ISO	Internationalen Organisation für Normung
IRB	Informationszentrum Raum und Bau
Lingu.	linguistisch
MAAT	Mean annual air temperature (mittlere jährliche Lufttemperatur)
MAGST	Mean annual ground surface temperature
MPI - ESM - LR	Max Planck Institutes für Meteorologie
N.N.	Bezugsniveau mittlerer Meeresspiegel (Normal Null)

NAO	Nordatlantische Oszillation
NMP	Normausschuss Materialprüfung
NO	Nord - Ost
PERMOS	Swiss Permafrost Monitoring Network
PERMAKART	Automatisierte Kartierung von Permafrost im Gebirge (GIS -Software)
PERMAP	GIS Software zur Modellierung von Permafrostvorkommen
Poros.Perm.	Porosität und Permeabilität
P- Welle	Ultraschallwellenlaufzeit der Primärwelle
PVI	Petrographischer Verwitterungsindikator
RCP	Representative Concentration Pathways
RD	Röntgendiffraktometrie
REM	Rasterelektronen Mikroskopie
RFA	Röntgenfluoreszenzanalyse
u. a.	unter anderem
s.	siehe
SAGA	System für Automatisierte Geowissenschaftliche Analysen
sog.	sogenannt
SW	Süd - West
S- Welle	Ultraschallwellenlaufzeit der Sekundärwelle
UG	Untersuchungsgebiet(e)
&	und
UTM	Universal Transverse Mercator Projektion
v	Verwitterungsgrad
vgl.	vergleiche
VS	Valais (französisch) = Wallis (deutsch)
WGS 84	World Geodetic System 1984 (geodätischen Referenzsystem)
XRD	Röntgenpulverdiffraktometrie
ZAGr	Zentralen Aaregranits
z. B.	zum Beispiel
ZfP	zerstörungsfreie Prüfverfahren
zit.	zitiert
z.T.	zum Teil
ZZA	zero annual amplitude

Mathematische, physikalische und chemische Kenngrößen

Abklingkonstante	α
Aluminiumoxid (molekular dargestellt)	Al_2O_3
Breite	B
Dehnung / Verformung	ε
Dichte / Druck	ρ
Durchmesser / Durchschnitt (E - Modul)	\varnothing
dynamische Viskosität des Durchflussmediums	η
Eisenoxid (molekular dargestellt)	Fe_2O_3
Fläche / Querschnittsfläche der Messstrecke	A
Gaskonstante	R
Gasvolumen oberhalb der Probe	V_1
Gasvolumen unter der Probe	V_2
Gesamtvolumen	V_{Ges}
Gewichtsprozent	Gew. %
gleich	=
Grad	°
Grad Celsius	°C
Grad Kelvin	K
Gramm	g
Gramm pro Kubikzentimeter	g/cm^3
größer als	>
größer gleich	\geq
Hertz	Hz
Kilohertz	kHz
Kilometer	km
kleiner als	<
kleiner gleich	\leq
Höhe	H
Kompressibilität (Pa^{-1})	β
Kraft	F
Kubikmeter, Kubikzentimeter	m^3, cm^3
Länge	L
Masse	m
Megahertz	MHz
Meter	m
Mikrosekunden	μs
Mikrometer	μm

milliDarcy	md (1md $\approx 10^{-15}$ m ²)
milliEquivalent (Milliäquivalent)	meq
Millimeter	mm
Molzahl (mol)	n
Momenten - Magnitude (Symbol)	M _W
Nanometer	nm
Newton pro Quadratmeter	N /mm ²
Pascal, Gigapascal	Pa, GPa
Permeabilität	k
Phi	π
Poisson - Zahl	ν
Porendruck	ρ_E
Porenradius	r _P
Porosität	Φ
Porenvolumen	V _{Por}
Prozent	%
Quadratmeter, Quadratkilometer	m ² , km ²
Radius	r
Referenzvolumen / Ausgangsvolumen	V ₀
Richterskala (Symbol)	M _L
Spannung	σ
Stunde(n)	h
Temperatur	T
Siliziumoxid (molekular dargestellt)	SiO ₂
Summe	Σ
Ultraschallwellenlaufzeit der Primärwelle	V _p
Ultraschallwellenlaufzeit der Sekundärwelle	V _s
Volumen	V
Volumen der Festsubstanz	V _m
Volumen - inklusive Totvolumen (oben)	V _{STo}
Volumen - inklusive Totvolumen (unten)	V _{STu}
Wasser (molekular dargestellt)	H ₂ O
Wurzel	$\sqrt{\quad}$
Zentimeter	cm

1. Einleitung

Das Promotionsvorhaben hat die übergeordnete Zielsetzung zu einer substantiellen, modellgestützten Abschätzung und Bewertung von Risikopotenzialen für gravitative Massenbewegungen beizutragen.

Die Tragweite des Promotionsvorhabens liegt in der Tatsache, dass Risikopotenziale ausgehend von gravitativen Massenbewegungen räumlich zuverlässiger identifiziert werden können und dass in Folge dessen präventive Maßnahmen zum Schutz von ökonomischen und ökologischen Gütern frühzeitig gefasst werden können. Hochgebirgslagen werden seit ihrer Besiedlung vielfältig genutzt und sind dem ständigen ökonomischen und gesellschaftlichen Wandel ausgesetzt. Insbesondere die Hochgebirgslagen des Alpenraumes¹ sind von den Auswirkungen der globalen Klimaerwärmung betroffen. In diesem Zusammenhang sind Forschungen zu Veränderungen des Naturraumes und den damit verbundenen Naturgefahren von Bedeutung.

Seit Anfang der 1990er Jahre werden Risikopotenziale durch gravitative Massenbewegungen verstärkt untersucht. Aufgrund der Häufung von Extremwetterereignissen mit hohen Schadensereignissen, insbesondere in den Hochgebirgsregionen der Alpen, verlagerte sich der Fokus der Forschung auf durch Klimaveränderungen hervorgerufene Georisiken (vgl. GRUBER & HAEBERLI, 2007; ENDLICHER, 2007). Petrographisch-geologische Untersuchungen von dynamischem Prozessverhalten mit sich ändernden Umweltbedingungen wie der Permafrostdegradation und dem Abschmelzen von Eis- und Schneemassen sowie Gletschern im Alpenraum sind dementsprechend vergleichsweise jung. Gravitative Massenbewegungen werden als eine durch Schwerkraft hangabwärts gerichtete Umlagerung von Lockermaterial und / oder Festgestein (Boden- und / oder Gesteinsmassen sowie Mischformen) definiert, daher bilden sie die größte Georisikogefahr im steilen Gelände. Entsprechend der Kinematik des Prozesses werden gravitative Massenbewegungen im Allgemeinen in fünf verschiedene Grundtypen unterteilt: fallen (stürzen), gleiten, kippen, fließen und driften, wobei Mischformen ebenso auftreten und teils unter dem Begriff „komplexe Massenbewegung“ fallen. Das Zerstörungspotenzial steht in Abhängigkeit zu der Geschwindigkeit der Massenbewegung sowie des Volumens des bewegten Materials, wobei die Kinematik eine untergeordnete Rolle spielt. Aufgrund der verbreiteten wirtschaftlichen- und touristischen Nutzung der Hochgebirgslagen erhalten Untersuchungen zur Beurteilung von Georisiken zusätzlich gesellschaftliche Relevanz.

Vor dem Hintergrund der zurzeit weltweit geführten Debatten über potenzielle Veränderungen von Frequenz und Magnitude extremer Witterungsereignisse sowie transienter Klimaveränderungen und klimatisch determinierter Georisiken, zielt das Promotionsvorhaben auf die Untersuchung der durch den Klimawandel bedingten langfristigen petrographischen Auswirkungen in den Hochgebirgsregionen der Alpen ab, welche zu einer Häufung gravitativer Massenbewegungen von Fest- oder Lockergestein führen kann. Die mit dem Klimawandel einhergehenden Prozessstypen (atmosphärisch - hydrologische und oberflächennahe Prozesse) rufen in besonders sensiblen Hochgebirgslagen Risikopotenziale hervor, welche in ihrem Ausmaß und Schadenspotenzial bisher wenig erforscht sind. Eine klimatische Veränderung ruft

¹ Als Alpenraum werden im Folgenden die Schweizer Gebiete: Chablais, Waadtländer und Freiburger Alpen, Berner Oberland, nördliche Zentralschweiz, Urner Alpen, Glarner Alpen, St. Galler - Appenzeller Alpen, Wallis, Tessin und Graubünden bezeichnet.

Anpassungsvorgänge im Geo- wie auch Biotop hervor, hier von sind insbesondere die subalpine, alpine und nivale Höhenstufe betroffen. Die subalpine Höhenstufe ist charakterisiert durch einen mit zunehmender Höhe abnehmenden Waldbestand, welcher mit der Baumgrenze endet. Entsprechend der geographischen Lage liegt sie zwischen 1500 m – 2500 m N.N. (in den Schweizer Alpen). Die Nullgradisotherme charakterisiert den Übergang zwischen sub- und alpiner Höhenstufe, aktuell schließt sie sich in einer Höhe zwischen 2000 m - 3000 m N.N. an die subalpine Höhenstufe an. In der nivalen Höhenstufe verbleibt die mittlere Jahresdurchschnittstemperatur $< - 3 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Eine zunehmende Temperaturerhöhung würde die Verlagerung der Höhenstufen hervorrufen, so dass die nivale Höhenstufe inklusive der geotopinhärent Charakteristiken verschwindet. Im pessimistischsten Fall hätte das weitgehend komplette Abschmelzen von Schnee-, Eis- und Permafrost in der aktuellen alpinen und nivalen Höhenstufe eine Freilegung des anstehenden Festgesteins (im Folgenden auch als "Anstehendes" bezeichnet) zur Folge. Frostverwitterungsprozesse könnten am zuvor durch Eis- und Schnee geschützten Gestein intensiv wirken und petrographiespezifisch kurz- bis mittelfristig das Georisikopotenzial für gravitative Massenbewegungen um ein Vielfaches erhöhen.

Das Promotionsvorhaben ist eine interdisziplinäre Forschungsarbeit, welche geophysikalische-, geologisch - petrographische, klimatologische und landschaftsökologische Ansätze sowie Analysemethoden kombiniert. Durch die Verschneidung von petrographischen Untersuchungsbefunden mit alternativen Klimaszenarien wird das Risikopotenzial der Frostverwitterung des anstehenden Gesteins in Abhängigkeit der Petrovarianz untersucht. Aufgrund der hohen Petrovarianz eignet sich besonders der Alpenraum für eine Untersuchung gesteinspezifischer Frostverwitterungsfragestellungen. In der angewandten Naturgefahren- und Risikoforschung steht die Methodenentwicklung für Gefahren-, Schadenpotenzial-, Vulnerabilitätsanalysen und ihre Folgen für quantitative Risikoanalysen im Vordergrund. Methodische Beiträge leisten hier die Geländeanalysen und -auswertungen sowie als Neuerung geophysikalische Untersuchungen und alternative GIS - Techniken.

Folgende Fragestellungen sollen im Rahmen der Dissertation beantwortet werden:

- Ist die zerstörungsfreie Bestimmung des Frostwiderstandes von Festgestein praktikabel im Hinblick auf eine Weiterverarbeitung der Ergebnisse?
- Wie beeinflusst die Petrovarianz die Beurteilung des Risikos für gravitative Massenbewegung?
- Wie können die Petrovarianz sowie Klimadaten in die Erstellung von Georisikopotenzialkarten integriert werden.

Diese Untersuchungen werden ergänzt durch Fragestellungen der räumlich - zeitlichen klimaabhängigen Risikoentwicklung. Die Beantwortung dieser Fragen erfolgt in Synthese mit den Ergebnissen der Promotionsstudie. Die intensive Forschungsarbeit hat den Anspruch der Generierung praxisorientierter Ergebnisse, welche nicht nur in den hier angeführten Untersuchungsbioten repräsentativ sind, sondern weltweit für ähnliche Fragestellungen in ökonomisch genutzten Höhenlagen, mit dem Risikopotenzial von gravitativen Massenbewegungen zukunftsweisend genutzt werden können.

Im Fokus der Forschung steht die Praktikabilität von ausgewählten zerstörungsfreien Verfahren zur Prüfungen der Verwitterungsbeständigkeit gegenüber Frost - Tauzyklen

ausgewählter Gesteinsarten. Die Überführung der technisch gewonnenen Daten in die Georisikoanalyse, -bewertung und Visualisierung mittels GIS macht den Anwendungsbereich dieser Forschung deutlich. Das Ziel ist eine gesteinspezifische Optimierung der Prognose für gravitative Massenbewegungen ausgelöst durch die Veränderung des hochalpinen Gebirgsklimas, einhergehend mit der Freilegung von Anstehendem durch Abschmelzvorgänge von Permafrost und ewigem Schnee sowie der Erhöhung der Frequenz von Frostwechselfvorgängen. Nach der Erläuterung der Problemstellung und der Zielsetzung des Promotionsvorhabens an Hand aktueller Erkenntnisse werden in Kapitel drei der Stand der Forschung in Bezug auf die Verwitterungsdynamik von Festgestein unter Frost- und Kälteklimaten und Möglichkeiten der zerstörungsfreien technischen Untersuchung von Gesteinsproben sowie Methoden der GIS - basierten Georisikoanalyse beleuchtet. Die Untersuchungsgebiete (UG), welche im Fokus der Studie stehen werden anschließend vorgestellt. Kapitel fünf schildert die angewendeten Methoden der petrographischen- und Frostverwitterungsanalysen der untersuchten Festgesteinsproben. Die Beschreibung der Zusammenführung der technischen- und Geodaten für die Georisikobewertung von gravitativen Massenbewegungen mittels GIS unter Verwendung zweier unterschiedlicher Herangehensweisen auf der Grundlage des Dispositionsmodells beschließt das Kapitel. Die Auswertung der Resultate der technischen Gesteinsanalysen sowie die Modellierung, Beurteilung und Visualisierung des sich verändernden potenziellen Georisikos für gravitative Massenbewegungen vor dem Hintergrund zweier prognostizierter Klimaszenarien für das Jahr 2070 sind Gegenstand des sechsten Kapitels. Schließlich werden die Methoden zur Bestimmung der Frostverwitterungsdynamik von Festgestein evaluiert und Perspektiven erörtert. Des Weiteren werden die Zusammenführung der technischen- und Geodaten unter dem Aspekt der Optimierung GIS - gestützter Risikopotenzialanalysen für gravitative Massenbewegungen in den Hochgebirgslagen der Alpen unter dem Einfluss des Klimawandels diskutiert. Kapitel acht fasst die wichtigsten Erkenntnisse zusammen und gibt ein Fazit.

2. Problemstellung und Zielsetzung

Das folgende Kapitel erläutert die Brisanz der Klimaerwärmung in den Hochgebirgslagen der Alpen für das Auftreten von gravitativen Massenbewegungen und ihre Folgen für Mensch und Umwelt und präzisiert vor diesem Hintergrund die Zielsetzung des Promotionsvorhabens.

Nach CRUDEN (1991) sind gravitative Massenbewegungen eine hangabwärtsgerichtete Bewegung von Festgestein, Boden oder Lockermaterial sind. Demnach sind gravitative Massenbewegungen Prozesse, welche auf einem Festigkeitsabfall der Reliefsphäre basieren. Unter dem Einfluss der Schwerkraft wird Material hangabwärts transportiert und abgelagert. Die Abtragungsorte befinden sich an geneigten bis steilen Hängen, wobei die Auslösemechanismen ein vielfältiges Spektrum aufweisen und in ihrem zeitlichen Wirkungsgrad von kurz- (z. B. Starkniederschlagsereignis, Erdbeben) über mittel- bis langfristig (z. B. Auflockerung des Gesteinsverbandes durch Verwitterung, Destabilisierung durch tauenden Permafrost) reichen. Neben der Hangneigung sind weitere Faktoren für das Auftreten von gravitativen Massenbewegungen Bedingung, dies können Druckentlastungsvorgänge, die Entfernung von Widerlagern, regionale klimatische und geologische Spezifika, welche in ihrer Kombination zu Gleithorizonten führt aber auch die Thixotropie² bestimmter Substrate (z. B. Tonminerale) sein. Bewegt bzw. verlagert werden Massen in Form von Festgestein oder Lockermaterial mit mehr oder minder umfangreichen liquiden Phasen (vgl. CRUDEN & VARNES, 1996; GLADE & DIKAU, 2001; ZEPP, 2002). VARNES (1978) unterteilt gravitative Massenbewegungen in Abhängigkeit des bewegten Materials. Er unterscheidet Massen von Festgestein, Boden, Erdreich (zu 80 % bestehend aus Partikeln kleiner als 2 mm), Schlamm und Schutt bzw. Ablagerungen bestehend aus unterschiedlichen Partikelarten und Korngrößen. Des Weiteren unterscheidet er fünf Formen der Kinesis: fallen, kippen, rutschen, fließen und driften, wobei Letzteres eine laterale Bewegungen in Kombination mit einem Bruchverhalten darstellt (vgl. VARNES, 1978). Das Gefahrenpotenzial einer Massenbewegung liegt in ihrer Magnitude, d. h. wie viel Material verlagert wird, den Trajektorien der Bewegungen sowie in ihrer Unberechenbarkeit. Obwohl gefährdete Gebiete als solche häufig identifiziert werden können, ist der Zeitpunkt für das Auftreten einer bestimmten Massenbewegung kaum bzw. nicht vorhersehbar. Inwiefern eine Massenbewegung von einem Naturereignis zu einer Naturgefahr oder Naturkatastrophe wird, bestimmen maßgeblich die Größe des Ereignisses und das Einzugsgebiet der Bewegungsbahn. Naturgefahren definiert VARNES (1984) als Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines potenziell schadenbringenden Naturereignisses innerhalb einer bestimmten Zeit und eines bestimmten Ortes. Aus dem Naturereignis wird dementsprechend eine Gefahr, wenn Siedlungen, Infrastrukturen oder Nutzflächen im Einzugsgebiet der potenziellen Massenbewegung liegen und somit Menschen, Tiere und Güter bedroht sind.

² Das Einwirken von Schubspannung auf ein dafür anfälliges Substrat (z. B. tonhaltige Böden) hat ein Abnehmen der Viskosität bzw. der Konsistenz zur Folge. Es kommt zur Verflüssigung oder plastischem Verhalten des ursprünglich festen Substrates (vgl. OKRUSCH & MATTHES, 2009).

2.1. Klimawandel

2.1.1. Klima und Klimawandel im Alpenraum

Das Klima in den Alpen ist durch großklimatische Bedingungen gesteuert, das sind feucht milde Atlantikluft aus westlicher, warme Mittelmeerluft aus südlicher, kalte Polarluft aus nördlicher und den kontinentalen Luftmassen aus östlicher Richtung. Parallel werden vom Atlantik und vom Mittelmeer anströmende Sturmtiefs über den Alpen wetterwirksam. Die inhomogene Orographie, die Richtung des Streichens einzelner Bergrücken des Gebirgskomplexes sowie die Bodenbedeckung haben Einfluss auf Mikro- und Mesoklimate innerhalb der Alpen und der angrenzenden Regionen. Dieser Einfluss drückt sich u. a. in der Entstehung von Berg- und Talwindssystemen, Kälte- und Wärmesenken und Fallwinden aus. Die Orographie der Alpen verstärkt den Klimagradienten zwischen dem Mittelmeerraum und Mitteleuropa, so dass sich ausgeprägte Temperaturunterschiede zwischen Nord- und Südhanglagen ergeben. Die relative Trockenheit der Zentralalpen im Zusammenhang mit der Sonneneinstrahlung führen unter anderem zu einer Erwärmung der Atmosphäre. Typischer Weise sind die Temperaturen der Atmosphäre in den Zentralalpen im Vergleich zum restlichen Alpenraum erhöht. Abschattungseffekte verstärken kleinräumige Temperaturunterschiede. Die größten Temperaturdifferenzen entstehen in den Wintermonaten, da der Winkel der Sonneneinstrahlung niedrig und die Dauer der Sonneneinstrahlung am geringsten sind. Der Alpenraum weist somit sehr spezifische kleinräumige Lokalklimate entsprechend der geographischen Lage und Höhenstufe auf (vgl. BARRY, 1992).

Die Niederschlagsverteilung und -amplitude in den Alpen ergeben sich aus der Lage zum Alpenhauptkamm, sie weist einen Ost - West - Gradient auf. Für die Westalpen sind größere Niederschlagsmengen charakteristisch, hingegen weisen die inneralpiner Gebiete einen trockeneren, kontinentalen Charakter auf. Südhänge in den Südalpen spiegeln die typische Niederschlagsverteilung der nördlichen Mittelmeerregion wider. Gleichzeitig sind die südlichen Gebirgrücken von Schauern, begleitet von Gewittern und Hagel stärker betroffen als die Gebirgrücken der Zentralalpen. Diese Tatsache ist den aus südöstlicher Richtung anströmenden Luftmassen, welche vergleichsweise hohe Feuchtigkeits- und Temperaturgrade als Luftmassen aus nördlicher Richtung aufweisen, geschuldet (vgl. AGRAWALA, 2007). Es zeigt sich, dass der Höhengradient in den unterschiedlichen Regionen der Alpen stark variiert und es aufgrund der Beschaffenheit des Gebirgskomplexes keine lineare Korrelation zwischen diesem und der Niederschlagsintensität gibt. Die Intensität der Niederschläge hängt dementsprechend von der Lage und Höhenstruktur eines Gebietes ab und ist wesentlich stärker räumlich differenziert als die Temperaturen. Allerdings ist festzuhalten, dass gemeinhin Lulagen im Vergleich zu den Leelagen aufgrund des Staueffektes der herangeführten Luftmassen häufiger Starkniederschläge und Schneeakkumulation zur Folge haben. Generell fallen ab einer Höhe von 1500 m N.N. alle Niederschläge in den Wintermonaten als Schnee, zusammenhängende Schneedecken halten sich ab einer Höhe von 2000 m N.N. von November bis Ende Mai (vgl. AGRAWALA, 2007).

Die Messungen und vergleichenden Analysen der Klimaelemente durch das Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz belegen Veränderungen im Klimaregime mit einer deutlichen Tendenz zur Zunahme von jährlichen Durchschnittstemperaturen und Niederschlägen sowie punktuellen Extremwetterereignissen (s. Anhang 1: Abbildung 54 und Abbildung 55). Zu Tage tritt eine mittlere ganzjährige

Temperaturdifferenz zwischen den beiden Normperioden 1961 bis 1990 und 1981 bis 2010 von 0,2 °C bis < 1 °C, wobei die zentralen Alpenregionen (Berner Oberland, Glaner- und St. Galler - Appenzeller und der nördliche Teil der Urner Alpen) sowie weite Teile Graubündens im Mittel Temperaturerhöhungen zwischen 0,6 °C und 0,8 °C verzeichnen. Temperaturerhöhungen von 0,8 °C bis < 1 °C werden in der Tessiner Alpenregion sowie in punktuellen Gebiete des Oberwallis, im nord-östlichen Teil Mittelländens und im Süden der Urner Alpen registriert (vgl. METEOSCHWEIZ).

Neben den in Teilen regional sehr ausgeprägten Temperaturerhöhungen sind gleichzeitig Veränderungen der Niederschlagssummen zwischen den beiden Normperioden gemessen worden (s. Anhang 1: Abbildung 55). Grundsätzlich ist ein Anstieg des Normniederschlags zwischen 0,95 % und < 1,1 % der durchschnittlichen Niederschlagssummen im gesamten Schweizer Staatsgebiet zu verzeichnen (vgl. METEOSCHWEIZ).

Extremwetterereignisse treten in den letzten Dekaden gehäuft auf. Die Jahre zwischen 1995 und 2006 zeichneten sich Vergleich zum Mittel nicht nur durch besondere Hitze- bzw. Wärmeereignisse aus, sondern auch durch überdurchschnittlich milde Herbste und Winter, Starkniederschläge, kurze und spätere Perioden des Schneefalls sowie eine geringere Anzahl an Frosttagen. Im Jahr 2000 wurden im Schweizer Alpenraum lokale Temperaturabweichungen von bis zu +2,5 °C gemessen. Die folgende Abbildung 1 zeigt die Abweichung der Sommertemperaturen im Jahr 2000 im Vergleich zum langjährigen Mittel Anfang des 20. Jahrhunderts. Jede Region ist von einer Temperaturzunahme betroffen, jedoch in unterschiedlicher Ausprägung, d. h. zwischen +0,5 °C und +2,5 °C (vgl. VON DER MÜHLL ET AL., 2001).

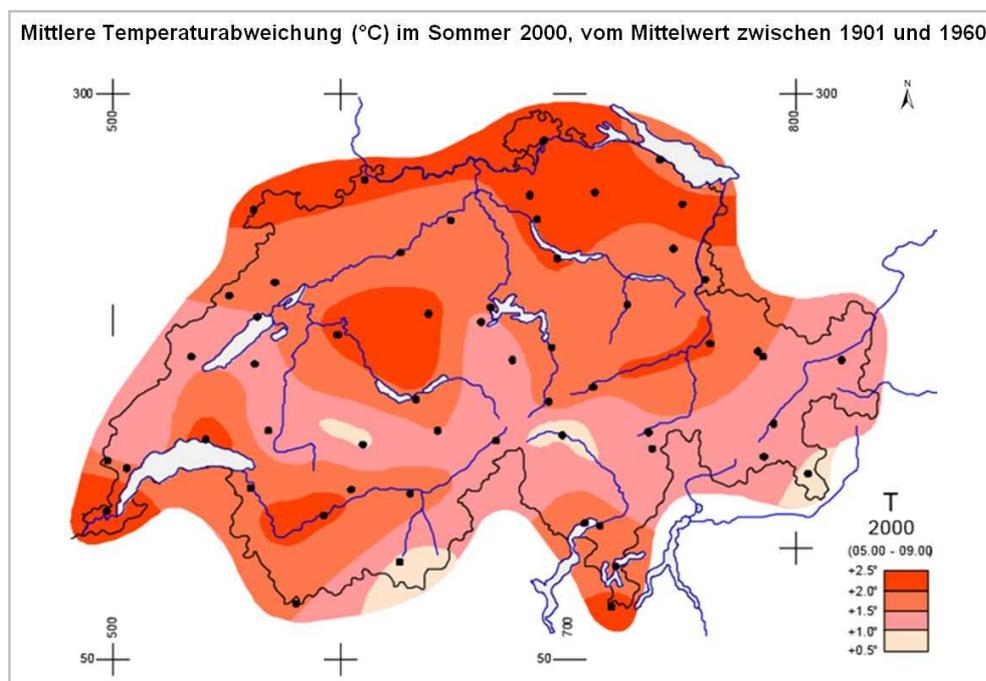


Abbildung 1: Sommerliche Temperaturabweichung im Jahr 2000. (übernommen aus: VON DER MÜHLL ET AL., 2001:50)

Entsprechend des Klimamonitorings und der zugrunde gelegten globalen und Klima beeinflussenden Emissionen werden unterschiedliche Szenarien der zukünftigen Klimaentwicklung angenommen. Obwohl sich Zahlen im Einzelnen unterscheiden, wird dennoch ein weiterer Temperaturanstieg bis zum Ende dieses Jahrhunderts erwartet. Dabei wird von einer mittleren Temperaturzunahme in allen Landesteilen der Schweiz

ausgegangen, einhergehend mit einer Häufung von intensiven Hitzewellen (vgl. STOCKER ET AL., 2013). Der Bericht „Umwelt Schweiz 2015“ schließt sich den Prognosen der Temperaturgänge an, allerdings sind im Bezug auf die Niederschlagsmengen derzeit noch keine eindeutigen langfristigen Trends prognostizierbar (vgl. BAFU, 2013; SCHWEIZERISCHER BUNDESRAT, 2015).

2.1.2. Permafrostvorkommen im Alpenraum

Im Allgemeinen ist Permafrost auf die periglaziale Höhenstufe in Gebirgsregionen und Periglazialzonen der hohen Breiten beschränkt (ab dem 60. Breitengrad), d. h. unterscheidet man nach Herkunft zwischen polarem-, Hochgebirgs- sowie submarinem Permafrost³ (vgl. KARTE, 1979). Permafrost bezeichnet ein spezielles, temperaturbedingtes Untergrundverhältnis. Allen Formen von Permafrost ist gemein, dass sie erst als solche bezeichnet werden, wenn ihre Temperatur mehr als zwei aufeinander folgende Jahre unter dem Gefrierpunkt bleibt, dementsprechend spricht man von dauerhaftem also permanentem Frost. Gesteinskomplexe (z. B. Felsformationen) können entsprechend ihrer Merkmale ebenso als Permafrost bezeichnet werden wie Böden (vgl. MULLER, 1943).

Des Weiteren wird nach HARRIS (1979) zwischen kontinuierlichem, diskontinuierlichem und sporadischem Permafrost unterschieden. Sie heben sich aufgrund ihrer flächenhaften Verbreitung sowie Tiefgründigkeit von einander ab (vgl. BAFU, 2005). Diese Dreiteilung ist begründet im jährlichen Temperaturgang, der sich entscheidend auf die flächenhafte Ausdehnung und die Mächtigkeit des Permafrostes auswirkt. So bildet sich bei einer mittleren jährlichen Lufttemperatur (MAAT) zwischen -1 °C und -2 °C sporadischer, zwischen -2 °C und -8 °C diskontinuierlicher und unter -8 °C kontinuierlicher Permafrost aus (vgl. SCHROTT, 1999). Die MAAT beeinflusst die Oberflächentemperatur (MAGST) im Gelände. Der Permafrost kann ebenso entsprechend der MAGST in drei Zonen unterteilt werden: die Zone saisonalen Frostes, d.h. mit einer mittlere jährliche Oberflächentemperatur von $> 0\text{ °C}$, die Zone aktiven Permafrostes (MAGST $< 0\text{ °C}$) und eine Übergangszone, welche einige Jahre eine MAGST von $< 0\text{ °C}$ aufweist (vgl. GRUBER ET AL., 2004). Die Ausbildung von Permafrost wird neben der MAAT ebenfalls von der Intensität und Dauer der Sonneneinstrahlung, der Beschaffenheit des Untergrundes im Sinne des Albedo - Effektes und der Bodenbedeckung (Vegetation, Schnee) beeinflusst. Diese Faktoren haben Auswirkungen auf die Oberflächentemperatur. So erhitzt sich aufgrund der geringen Albedo ein dunkler Untergrund schneller als ein heller. Festgestein leitet Kälte schneller in tiefere Schichten als lockeres Erdreich. Die höhere Dichte und thermische Leitfähigkeit des Gesteins⁴ führt zu einer zügigen Abkühlung desselbigen, bei entsprechendem Temperaturgang begünstigt dies die Entstehung von Permafrost (vgl. FRENCH, 2007). Eine Bodenbedeckung kann das Auftauen des Permafrostes minimieren oder verhindern. Die Bildung von Permafrost ist nicht an gefrorenes Wasser gebunden. So wird zwischen eisunter-, eisüber- und eisgesättigten Permafrost unterschieden. Gänzlich eisfreier Permafrost wird auch als trockener Permafrost bezeichnet (vgl. HARRIS ET AL., 1988). Ein erhöhter Feuchtigkeitsgehalt des Bodens bzw. des Gesteins begünstigt allerdings die Bildung von Permafrost (vgl. HOELZLE, 1996).

³ Der submarine Permafrost wird Vollständigkeitshalber genannt, es wird nicht näher darauf eingegangen (vgl. BOCKHEIM, 1994).

⁴ Aufgrund der Terminologie in der Materialprüfung wird für Gestein auch der Begriff Naturstein im Folgenden benutzt.

Neben den klimainduzierten Parametern wirken sich topographische Faktoren auf die Bildung von Permafrostvorkommen aus. So beeinflussen die Hangexposition und die Hangneigung durch Abschattungseffekte den Einfallswinkel und somit die Intensität der eingehende Strahlung auf den Untergrund. Dies führt dazu, dass die Verteilung von Permafrostvorkommen vor allem in Gebieten mit ausgeprägter Topographie sehr heterogen ist, so dass Permafrost auch an „untypischen“ Standorten vorkommt (vgl. NOETZLI & GRUBER, 2005; BIRKHAUER, 1980). Teilweise haben diese Reliefparameter einen langlebigen mikroklimatischen Einfluss, so dass lokale Permafrostvorkommen auf einen eiszeitlichen und somit reliktschen Ursprung zurückgehen. Die Geländebeschaffenheiten verhindern in diesen Fällen ein Auftauen, obwohl die gegenwärtige meso- bis makroskalige Klimasituation des Großraumes das Vorhandensein von Permafrost verhindert. Dieses Phänomen ist unter anderem auch bei Blockgletschern zu beobachten (vgl. BARSCH, 1996).

Die Abbildung 2 zeigt die dem Permafrostkörper entsprechende innere Struktur sowie ein schematisches Temperaturprofil (rechts), welches den Temperaturverlauf mit zunehmender Tiefe der Boden- bzw. Gesteinsschicht zeigt. Die kältesten Temperaturen pro Jahr sind durch die blaue, die Wärmsten durch die rote Kurve im Temperaturprofil dargestellt. Permafrostkörper werden in drei Abschnitte gegliedert. Die Auftauschicht bezeichnet die Schicht, welche unmittelbar den saisonalen Temperaturschwankungen ausgesetzt ist. Entsprechend des Untergrundes und der klimatischen Gegebenheiten variiert die Mächtigkeit der Auftauschicht. Die mittlere jährliche Oberflächentemperatur (MAGST) steuert die Tiefe der Auftauschicht. Der Permafrostspiegel bezeichnet die Grenze zwischen der Auftauschicht und dem eigentlichen Permafrost. Bis zu einer gewissen Tiefe sind die Temperaturen des Permafrostes ebenfalls vom Jahresgang der Temperaturen beeinflusst, allerdings bleiben diese ganzjährig unter dem Gefrierpunkt und rufen keine Auftautendenzen des Permafrostes hervor. Unterhalb dieser Eindringtiefe der jährlichen Temperaturschwankungen (ZAA) bleiben die Temperaturen im Minusbereich, bis sie an der Permafrostbasis die Nullgradgrenze überschreiten und sich ungefrorener Boden bzw. ungefrorenes Gestein dem Permafrost anschließt. Die Permafrostmächtigkeiten variieren in Abhängigkeit der klimatischen Einflussparameter, des Untergrundes sowie der Bodenbedeckung. In den Alpen können die Permafrostmächtigkeiten zwischen einigen zehn bis mehreren hundert Metern betragen (vgl. NOETZLI & GRUBER, 2005; FRENCH, 2007).

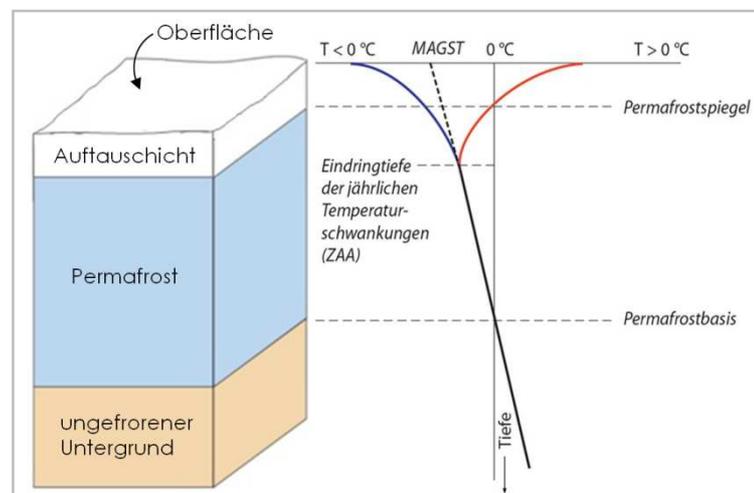


Abbildung 2: Schematische Darstellung eines Permafrostkörpers und dessen Temperaturprofil. (übernommen aus: NOETZLI & GRUBER, 2005:112)

Für die Kartierung von Permafrost im Gelände hat sich die von HAEBERLI (1975) veröffentlichte „Faustregel zur Erkennung von potenziellen Permafrostvorkommen im Gelände“ bewährt (s. Anhang 2). Auf der Grundlage unter anderem dieser Indikatoren werden potenzielle Permafrostverbreitungskarten für den Schweizer Alpenraum erstellt. Die Karten sind über das Bundesamt für Umwelt (BAFU) der Schweizerischen Eidgenossenschaft abrufbar. Die Abbildung 3 zeigt beispielhaft die potenzielle Permafrostverbreitung in der Schweiz und im angrenzenden Alpenraum. Bisherigen Schätzungen zu Folge ist in ca. 5 % der Landesfläche der Schweiz Permafrost nachweisbar, vornehmlich ab einer Höhe von 2300 m N.N. (vgl. GRUBER ET AL., 2004).

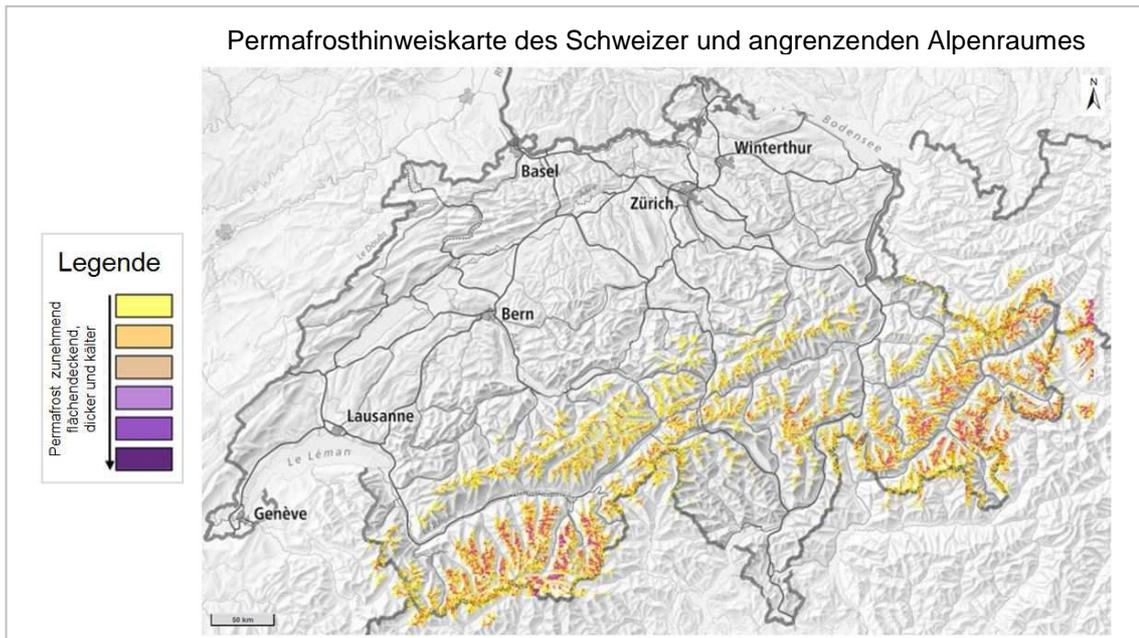


Abbildung 3: Hinweiskarte der potenziellen Permafrostverbreitung in der Schweiz. (übernommen aus: Web - GIS BLW des BAFU (1))

Die Kartenlegende umfasst eine relative Einteilung. Sie gibt Aufschluss über die flächenhafte Ausdehnung des Permafrosts sowie seiner Mächtigkeit und Temperatur (Web - GIS BLW des BAFU (1)). Der folgenden Abbildung 4 ist der genaue Farbschlüssel zu entnehmen.

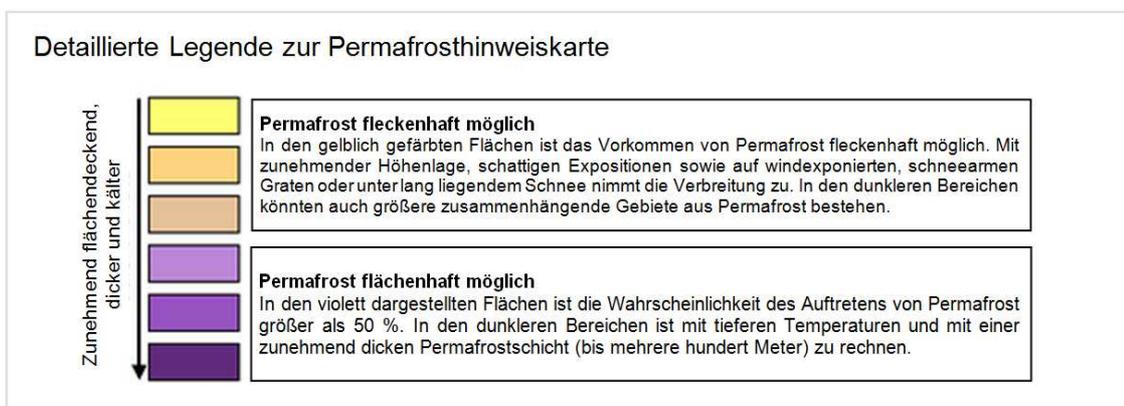


Abbildung 4: Legende zur Hinweiskarte der potenziellen Permafrostverbreitung in der Schweiz. (übernommen aus: Web - GIS BLW des BAFU (1))

Diese Hinweiskarten dienen als Grundlage für die Auswahl der Areale, welche für die Modellierung der Veränderung des Risikos für gravitative Massenbewegungen in den Hochgebirgslagen der Alpen unter dem Einfluss des Klimawandels beispielhaft untersucht werden.

2.2. Veränderung des Georisikopotenzials

Im Folgenden wird auf den mit dem Klima in Zusammenhang gebrachten naturräumlichen Wandel und seine Auswirkungen auf die Kultur- und Naturlandschaft⁵ eingegangen. Die Veränderung des Naturraumes erzwingt raumplanerisches Handeln, da in Folge der messbar fortschreitenden klimatischen Veränderungen in den Hochgebirgslagen der Alpen den menschlichen Nutzungen vermehrt potenzielle Naturgefahren entgegen stehen. Die Notwendigkeit einer die gesamte Hochgebirgsregion umfassenden Aufbereitung von Naturgefahrenkarten für gravitative Massenbewegung wird erörtert.

2.2.1. Auswirkungen der Klimaveränderungen

Wesentliche Folgewirkungen des beobachteten Klimatrends in den Hochgebirgslagen des Alpenraumes sind eine Verschiebung der Schneegrenze sowie von Permafrostvorkommen in höhere Lagen N.N.. Entsprechend des zu Grunde gelegten Klimaszenarios wird bis zum Ende des Jahrhunderts eine Verlagerung dieser von einigen bis mehreren hundert Metern erwartet (vgl. BAFU, 2013; STOCKER ET AL., 2013).

Die Reaktionszeit von Permafrost auf klimatische Veränderungen kann Schätzungen zu Folge je nach Substrat, Aufbau und Mächtigkeit des Permafrostkörpers, der MAAT sowie der zeitlichen Verteilung der Schneebedeckung wenige Jahre aber auch Jahrhunderte dauern, eine progressive Erwärmung bis zur Permafrostbasis auch Jahrtausende. Gleichzeitig hat sich gezeigt, dass weniger mächtige kontinuierliche und diskontinuierliche Permafrostvorkommen auf kurzfristige Wetterereignisse intensiv reagieren (vgl. LUETSCHG ET AL., 2008). Die Annahme, dass Gletscher- und Permafrostschwund durch Kältejahre, wie bspw. die schneereichen Jahre 2007 und 2008 verlangsamt oder umgekehrt werden können, hat sich bisher nicht bestätigt. Wintern mit großen Schneefallperioden folgten in den letzten Dekaden zunehmend ungewöhnlich warme und trockene Sommermonate, so wurde 2013 ein kalter Winter mit tiefen Temperaturen und hohen Niederschlagsraten in Form von Schnee registriert. Der anschließende Sommer war der siebt Wärmste seit Messbeginn und gleichzeitig sehr trocken (vgl. PAUL ET AL., 2014).

In den letzten Dekaden wurde das Monitoring von Permafrostvorkommen im gesamten Alpenraum durch Bohrlochanalysen erweitert und qualitativ verbessert. Die Evaluationen der Permafrostentwicklung bestätigen die Auftautendenzen in Gebieten diskontinuierlichen aber auch kontinuierlichen Permafrostes (vgl. HARRIS ET AL., 2009). In permafrostreichen Felswänden der alpinen Höhenstufe wurden signifikante Temperaturzunahmen insbesondere der tiefgründigen, kalten Permafrostvorkommen registriert (vgl. BROWN & ROMANOVSKY, 2008). Es konnte weiterhin beobachtet werden, dass sich eine Temperaturzunahme von Permafrost nahe 0 °C weniger schnell zu vollziehen scheint als von kälteren Permafrost. Das bedeutet, dass sich Permafrostkörper auch von ihrer Basis langsam erwärmen. Verantwortlich hierfür sind inhärente Faktoren des

⁵ Die Kulturlandschaft wird hier als anthropogen überprägte Landschaften verstanden, welche vorrangig privat- oder staatswirtschaftliche Nutzfunktionen aufweisen.

Permafrostkörpers wie die Dichte, die thermische Leitfähigkeit, der Eisgehalt, die Mächtigkeit des Gefrierhorizontes sowie die Ausbildung der Auftauschicht (vgl. BROWN & ROMANOVSKY, 2008).

Untersuchungen zur Ausbildung von Stein- und Blockschlagaktivitäten weisen auf den Einfluss das verstärkt zu beobachtenden Auftauen von Permafrostvorkommen in Gesteinskomplexen hin. (vgl. GRUBER & HAEBERLI, 2007; GRUBER ET AL., 2004; HAEBERLI, 1997). Verantwortlich für die Destabilisierung von Felswänden und Festgestein ist v.a. das saisonale großflächige und mit einer großen Eindringtiefe einhergehende Auftauen von Permafrost. Hierbei kann frei zirkulierendes Wasser in stark zerklüfteten Gesteinspartien Gleithorizonte durch Infiltration ausbildet. Die sich ausprägenden Gleithorizonte verringern die Kohäsion⁶, was zum einen zu einer weiteren Zerklüftung des Gesteins, zum anderen zu einer Verringerung des Scherwiderstandes mit beiderseits einer zunehmenden Wahrscheinlichkeit für gravitative Massenbewegungen einhergeht (vgl. SCHMELZER, 2000; ROULLIERS ET AL., 1997). Inwiefern es aufgrund der Verwitterungs- und Destabilisierungsvorgänge zu gravitativen Massenbewegungen kommt, wird durch Spannungsverhältnisse innerhalb des jeweiligen Gesteinskomplexes gesteuert (vgl. ULRICH, 2012). Parallel dazu wird auch eine Intensivierung von Frostverwitterungsprozessen, hauptsächlich durch frequentere Frost - Tau - Zyklen (FTZ), für das erhöhte Aufkommen von gravitativen Massenbewegungen verantwortlich gemacht. Die Verwitterungsfront agiert sowohl an oberflächennahen Gesteinsschichten, als auch bis in einige Meter Gesteinstiefe (vgl. GRUBER & HAEBERLI, 2007).

Die Abbildung 5 skizziert den Verwitterungsverlauf eines Festgesteinskörpers angesichts des sich abzeichnenden Klimatrends in drei Phasen. Zunächst ist ein stabiles System dargestellt, genannt aktuell (s. Abbildung 5: Darstellung links). Die Schneedecke übernimmt eine schützende, also stabilisierend Wirkung gegenüber exogenen Verwitterungsprozessen. Die jährliche Permafrostaftauschicht ist oberflächennah und konstant, es kommt zu keinem Permafrostverlust in den Sommermonaten. Das anstehende Gestein verbleibt in einem in situ Zustand. Die zweite Skizze (genannt: Tendenz) zeigt einen möglichen Verwitterungsverlauf, welcher sich aufgrund der aktuellen Analysen von Klima- bzw. Wetterdaten zukünftig abzeichnen könnte bzw. bereits lokal abzeichnet. Eine sporadische Schneedecke schützt das Gestein sowie den Permafrost kaum vor exogenen Verwitterungs- bzw. Degradationsprozessen (dargestellt durch die Abwesenheit einer Schneedecke). Der Permafrost entwickelt eine zunehmend tiefer in das Gestein reichende Auftauschicht, dargestellt durch den bis zur Permafrostbasis reichenden roten Pfeil. Wärmere Temperaturen fördern das Auftauen eisgefüllter Hohlräume und somit eine Destabilisierung des Gesteins. Eine vermehrte Wasserverfügbarkeit begünstigt die Frostverwitterung des Gesteins zusätzlich. Diese Prozesse sind durch eine erhöhte Anzahl von Klüften und Rissen sowie Regentropfen dargestellt. Konsekutiv setzt sich der Trend fort (s. Abbildung 5: Skizze rechts oben). Die Wasseraufnahmefähigkeit infolge der Auftautendenzenzen des Permafrostes sowie des Rückgangs von Eistagen⁷ zu Gunsten von Frostwechseltagen führt zur progressiven Zerklüftung des Anstehenden durch eine Intensivierung der Frostverwitterung (dargestellt

⁶ Kohäsion, c: In einem Lockergesteinsboden wird mit der Kohäsion die innere Scherfestigkeit bezeichnet (kN / m^2); die nicht von der Normalspannung abhängt (zit. THALPARPAN, 2000:89).

⁷ Eistage werden hier als Tage definiert, an denen die Lufttemperatur ein Tagesmaximum von $< 0 \text{ }^\circ\text{C}$ aufweist. Frostwechseltage sind frostverwitterungswirksame Tage mit einer Tagesminimumtemperatur von $< 0 \text{ }^\circ\text{C}$ (vgl. METEOSCHWEIZ, 2012).

durch die Anzahl von Klüften, Rissen und Regentropfen). Gravitative Massenbewegungen z. B. Felsabbrüche, Stein- und Blockschläge sind die Folge, welche in der Darstellung durch die unregelmäßige Form des Festgesteinskörpers visualisiert ist.

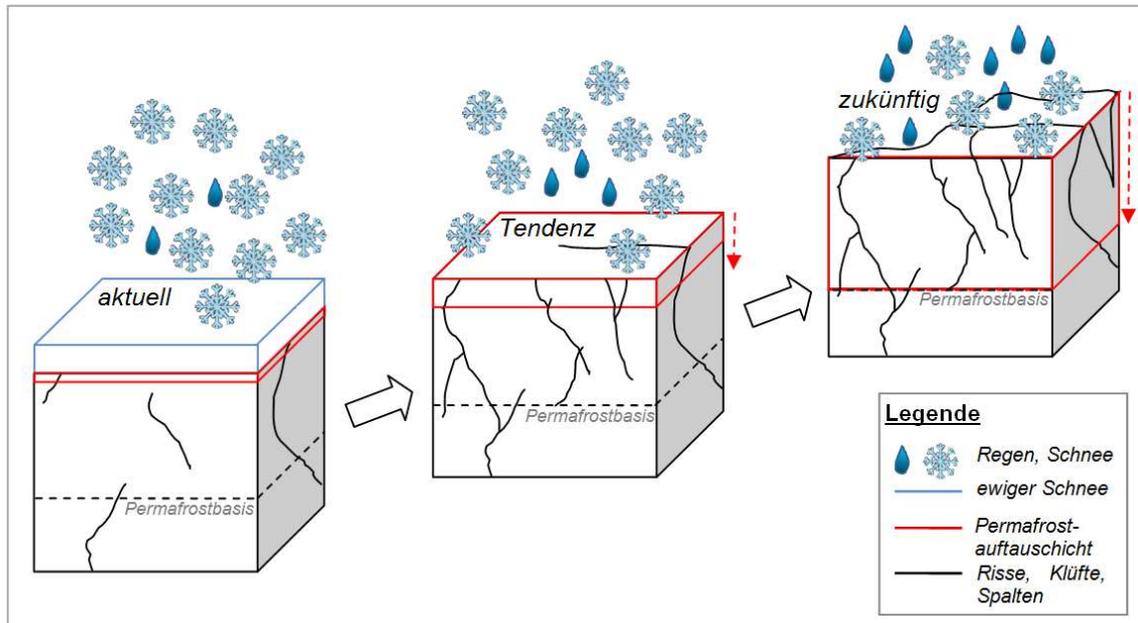


Abbildung 5: Potenzielle Auswirkungen der Klimaveränderungen auf das Anstehende. (e.E.)

Weitere Auswirkungen der Klimaveränderungen in den kalten Hochgebirgslagen entstehen durch Thermokarstseen, welche sich durch das Auftauen von eisübersättigtem Permafrost und dem anschließenden Senken des Bodenmaterials bilden. Das sich in den Senken sammelnde Wasser führt bei einem plötzlichen Wasseraustritt durch das Aufweichen oder dem Wasserübertritt der Uferlinie zu Überschwemmungen. Schmelzwasserseen bergen die gleiche Gefahr (vgl. HAEBERLI ET AL., 2001).

Die Folgen der klimainduzierten Morphodynamik für die Naturlandschaft sind unbestritten. Die Konsequenzen dieser Veränderungen der Naturlandschaft spiegeln sich im steigenden Gefahrenpotenzial für Georisiken gegenüber der Kulturlandschaft und dem Wirkungsbereich des Menschen wider. Das Bundesamt für Umwelt der Schweiz (BAFU) erwartet in den kommenden Jahrzehnten noch deutlichere Auswirkungen der Klimaveränderungen im Schweizer Landesgebiet mit Folgen für Menschen, die Land- und Forstwirtschaft, den Wintertourismus und die Wasserkraftproduktion (vgl. BAFU, 2013).

2.2.2. Stand des Risikomanagement in der Schweiz

In der Schweiz dehnt sich der Siedlungsraum immer weiter aus. Insbesondere durch die Erschließung von Wirtschaftsräumen in den Hochgebirgslagen sind diese immer häufiger dem anthropogenen Einfluss ausgesetzt (vgl. SCHWEIZERISCHER BUNDESRAT, 2012). Seit den 1970er Jahren hat sich sowohl die Anzahl der Schadensereignisse gehäuft als auch ihre Intensität zugenommen. Schwere Unwetter, Hochwässer und lokale Sturzprozesse forderten Todesopfer und verursachten Schäden in Milliardenhöhe, wobei die räumlichen Ausprägungen der Ereignisse sich lokal sehr unterschiedlich darstellten. Insbesondere seit der Jahrtausendwende wurden Höchstschäden verzeichnet, vorwiegend weil mehrere schadenauslösende Prozesse gehäuft und simultan auftraten

(s. Anhang 3: Tabelle 24 und Abbildung 57). Rutschungen und Sturzprozesse verursachten Schäden, die im Umfang jährlich bis zu dreistellige Millionenbeträge umfassten (vgl. BAFU, 2013 a; ANDRES ET AL., 2014).

Mit den zu Tage tretenden Auswirkungen des Klimawandels hat sich die Situation des Risikomanagements in der Schweiz verändert. Naturgefahren wird in der Schweiz ein hoher Stellenwert beigemessen. Es wird seit langem versucht, Schutzmechanismen gegenüber Massenbewegungen und raumplanerische Überlegungen bautechnisch umzusetzen. Dabei liegen die Schwerpunkte in der Gefahrenabwehr, u. a. durch eine Verbesserung der Warnung und Alarmierung vor Naturgefahren sowie Präventivmaßnahmen, wie eine angepasste Nutzung des Naturraums zur Vermeidung bzw. Minimierung des Risikos von Schäden an Gütern durch gravitative Massenbewegungen. Die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten unterschiedlicher Naturgefahren ist im Staatsgebiet der Schweiz lokal verschiedenartig ausgeprägt. Um die Naturgefahren zu erfassen, sind die Kantone gesetzlich verpflichtet, Gefahrenkarten für gravitative Georisiken zu erstellen sowie Schutzbauten und Interventionsmaßnahmen zu realisieren. Insgesamt werden entsprechend des Bedarfes vier Kartentypen zu den jeweiligen Georisiken, welche sich in ihren Informationsgehalten und Adressaten unterscheiden, erstellt. Die Karten enthalten quantitative und qualitative Informationen zu den einzelnen gefährdeten Räumen (vgl. BAFU, 2005 b). Sie sind im Folgenden aufgelistet (vgl. BAFU, 2005 a; PLANAT, 2012).

Informationsgehalt von Gefahrenhinweiskarten:

- Jede Naturgefahr wird gesondert in einer Karte dargestellt: z. B. Lawine, Sturz, Murgang, Rutschungen.
- Gekennzeichnet sind Flächen, welche auf mögliche Gefährdungen durch Massenbewegungen verweisen. Schutzbauten werden nicht berücksichtigt.
- Im Zuge des Risikomanagements für gravitative Massenbewegungen sollen Flächen im Hinblick auf Raumnutzung und -planung vor beurteilt werden und Gebiete / Flächen identifiziert werden, welche aufgrund von Nutzungsbestreben Gefahrenkarten bedürfen.

Informationsgehalt von Intensitätskarten:

- Intensitätskarten bilden die Grundlage für die Erstellung von Gefahren- und Risikokarten. Sie sind gleichzeitig Basis für die Planung von kleinräumigen Maßnahmen zum Schutz vor Naturgefahren.
- Die Karten führen Wahrscheinlichkeit und Stärke eines Naturereignisses zusammen. Die Intensitätsstufen sind in schwach, mittel und stark gegliedert.

Informationsgehalt von Gefahrenkarten:

- Die Gefahrenhinweiskarte bildet die Grundlage für die Auswahl der Gebiete, für welche Gefahrenkarten erstellt werden. Die Gefahrenkarten dienen konkreten raumplanerischen Zwecken und Baubewilligungsverfahren.
- Jede Naturgefahr wird gesondert in einer Karte dargestellt: z. B. Lawine, Sturz, Murgang, Rutschungen.
- Die zu erwartende Intensität und die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines eintretenden Prozesses sind farblich abgegrenzt, Schutzbauten werden berücksichtigt.
- Die fünf Gefahrenklassen sind an raumplanerische Handlungsschwerpunkte gekoppelt, so ist ein als „erheblich gefährdet“ gekennzeichnetes Gebiet, gleichzeitig mit baulichen Auflagen versehen, wie beispielsweise anzulegende technische Schutzmaßnahmen oder ein Bauverbot. Weitere Gefahrenhinweise sind: „mittlere-, geringe, Rest- und keine Gefährdung.

Hydrologisch bedingte Gefährdungen durch Oberflächenabfluss, Kanalisationsrückstau oder Grundwasseranstieg werden nicht berücksichtigt.

Informationsgehalt von Risikokarten:

- Die Gefahrenkarte sowie die Intensitätskarte bilden die Grundlage für die Auswahl der Gebiete, für welche Risikokarten erstellt werden.
- Die Risikokarte bildet das Schadenspotenzial (Magnitude) sowie die Häufigkeit eines eintretenden Prozesses ab. Die Karten dienen der Einschätzung, ob und welche Maßnahmen gegen Naturgefahren zu treffen sind. Hierbei findet eine Priorisierung der Maßnahmen statt.
- Klassiert werden 6 Risikoklassen, entsprechend des monetären Schadenpotenzials, welches sich kalkuliert durch Magnitude, Intensität und Häufigkeit eines Prozesses. Die vier Wahrscheinlichkeitsklassen werden nach Jahren definiert zwischen einer sehr geringen Eintretenswahrscheinlichkeit (mehr als 300 Jahre / Ereignis) bis häufig mit einem wahrscheinlichen Auftreten zwischen 1 und 30 Jahren.

Im Anhang 4 sind die vier Kartentypen zur Veranschaulichung dargestellt (vgl. PLANAT, 2012). Ziel des BAFU für die kommenden Jahre ist es die Kartierungsgrundlagen an veränderte Situationen anzupassen sowie bestehende Karten regelmäßig zu überprüfen und zu überarbeiten, so dass eine größtmögliche Aktualität gewährleistet wird. Die bisher bei der Georiskoanalyse berücksichtigten klimainduzierten Parameter sind das Abschmelzen von Permafrostvorkommen in Felswänden sowie den Gletscherrückgang (vgl. BAFU & BFS, 2007; BAFU, 2013).

Das sog. Dispositionsmodell bildet die methodische Grundlage für die Identifizierung potenzieller Naturgefahren bzw. für durch Naturgefahren gefährdeter Gebiete. Das beobachtete System wird nach seiner Anfälligkeit für einen ausgewählten Prozess analysiert. Die Einteilung des Eintretens einer Gefahr geschieht auf der Grundlage rückwärts gerichteter Indikatoren, d. h. wird betrachtet, inwiefern das erneute Auftreten eines Ereignisses wahrscheinlich wird. Hierfür werden abgelaufene Ereignisse erfasst und entsprechend ihrer Häufigkeit sowie des zeitlichen Rahmens ihres Auftretens klassifiziert. Schließlich kann eine Eintretenswahrscheinlichkeit für gefährliche Geoprozesse extrapoliert und für eine Zukunftsprognose genutzt werden. Als Wiederkehrperioden eines Ereignisses können bspw. 1 bis 10 Jahre als sehr hoch, 10 bis 30 Jahren als hoch, 30 bis 50 Jahren als mäßig, 70 bis 100 selten und über 100 Jahren als sehr selten definiert werden. Der Bezugsrahmen kann allerdings ebenso eine feste zeitliche Größe z. B. 100 Jahre aufweisen. In diesem Fall liegt der Fokus auf der Betrachtung der Dispositionen und möglicher Auslöser innerhalb des betrachteten Zeitraumes. Die Wahrscheinlichkeit der Wiederkehrperioden eines bestimmten Ereignisses kann anschließend berechnet werden (vgl. HEINIMANN ET AL., 1998).

Die Abbildung 6 veranschaulicht das Dispositionskonzept. Die aktuelle Disposition beschreibt die Kombination aus den Grund- und variablen Dispositionen zu einem definierten Zeitpunkt. Die eines Einzugsgebietes umfasst verschiedene Parameter, welche sich durch längerfristige Beständigkeit auszeichnen, wobei eine langfristige Variabilität im Rahmen von Jahrzehnten bis Jahrhunderten möglich ist. Diese Parameter sind z. B. Relief, Geologie und Klima. Die Magnitude eines potenziellen Ereignisses wird von der Grunddisposition des Einzugsgebietes bestimmt. Die Beurteilung der variablen Disposition erfolgt anhand von kurz- bis mittelfristiger Einflussgrößen mit einem Veränderungspotenzial von Stunden, Tagen bis hin zu einigen Jahren. Diese Größen können ein Geosystem so verändern, dass sich die Bereitschaft zu einem bestimmten Ereignis entwickelt. Das bedeutet, dass im Laufe der Zeit sich ändernde Ge-

bietsseigenschaften (zum Beispiel meteorologische Situationen) den Schwellenwert für ein prozessauslösendes Ereignis beeinflussen. Die variable Disposition definiert das Auftreten und die Wiederkehr von Ereignissen (Frequenz). Die aktuelle Disposition dient als Grundlage für die Einteilung eines Gebietes in eine bestimmte Gefahrenzone. Prozessauslösende Faktoren, d. h. auf einen kurzen Zeitraum von unter einem Jahr begrenzte Belastungen auf das System werden ebenso analysiert. Inwiefern gravitative Massenbewegungen zu erwarten sind oder nicht, hängt mit dem Schwellenwert (s. Abbildung 6: rotgezackte Markierung) des prozessauslösenden Ereignisses zusammen. Die Systembelastung stellt im Dispositionsmodell das Gefahrenpotenzial von auslösenden Ereignissen dar. Der Schwellenwert der Systembelastung ist dann erreicht, wenn das Ausmaß eines prozessauslösenden Ereignisses mit der aktuellen Disposition zusammenfällt. Es kommt zu einem kritischen Systemzustand (Grenzgleichgewicht). Die Abbildung 6 verdeutlicht den entscheidenden Einfluss der variablen Disposition auf den Schwellenwert für ein auslösendes Ereignis. Je höher die variable Disposition, desto niedriger ist der Schwellenwert für die Belastung. Im Umkehrschluss bedarf es bei niedriger Disposition einen hohen Schwellenwert für ein auslösendes Ereignis. Sind Schwellenwerte für einzelne auslösende Faktoren bekannt, können Gefahrenpotenziale konkret ab- und eingeschätzt werden (vgl. HAGEN, 2008).

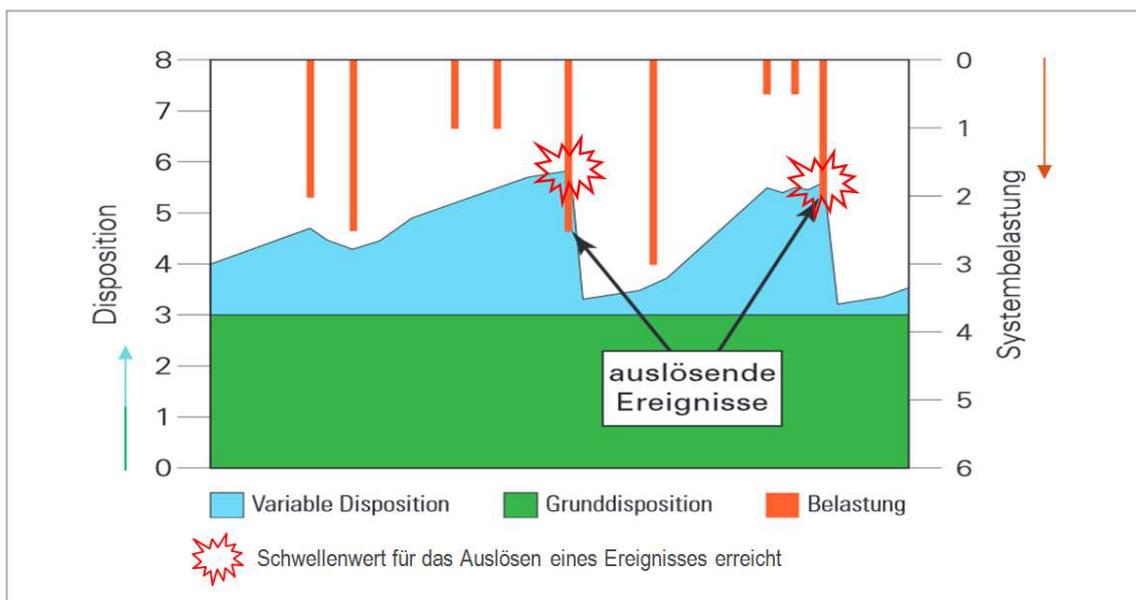


Abbildung 6: Dispositionsmodell. (übernommen aus: HAGEN, 2008:14, nach KIENHOLZ, 2005:12)

Das Dispositionsmodell ist für Georisiken insofern ein geeigneter methodischer Ansatz, als dass es durch die Bestimmung der aktuellen Disposition eines belasteten Systems für ein oder mehrere Ereignisse sowie durch progressive Beobachtungen und Auswertungen von dynamischen bzw. veränderlichen potenziell gefahrenauslösender Ereignisse (bspw. Hitzesommer, Überschwemmungen, Erdbeben) eine permanente Überwachung des interagierenden Systems möglich macht. Sind die Interdependenzen innerhalb des beobachteten Systems festgestellt und bewertet, können durch das Zusammenführen der einzelnen Dispositionsfaktoren potenziell gefährdete Gebiete oder die Gefahren zeitnah identifiziert, ggf. visualisiert und / oder modelliert werden. Eine computergestützte Automatisierung der Aktualisierung von Georisiken ist auf der Grundlage entsprechender Fernerkundungsdaten möglich. Die Auslösemechanismen

für gravitative Massenbewegungen können nach ihren Ursachen, wie in folgender Abbildung 7 dargestellt, eingeteilt werden.

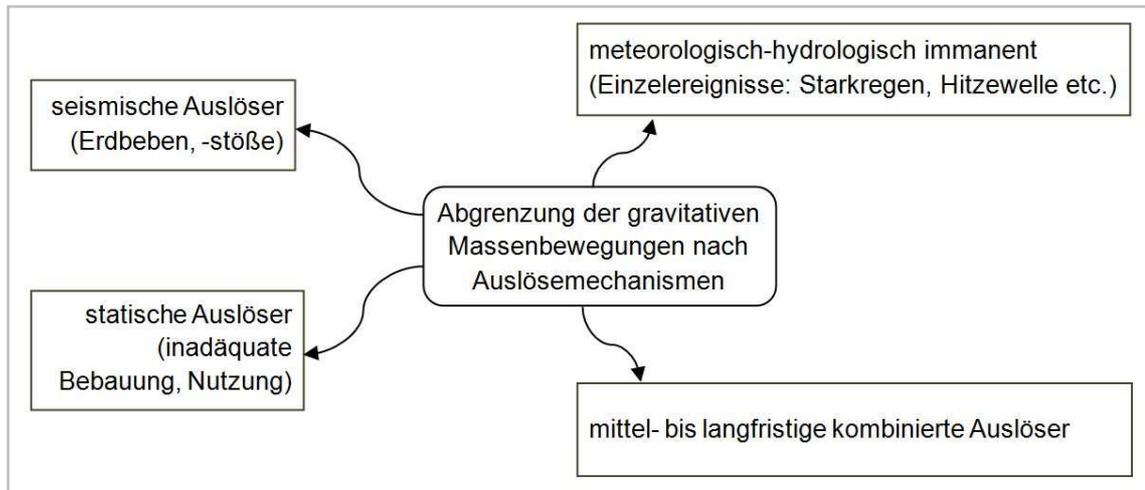


Abbildung 7: Übersicht über Auslösemechanismen gravitativer Massenbewegungen. (e.E.)

2.2.3. Zielsetzung

Die Frage hinsichtlich einer Verschiebung von zunächst als Grunddisposition definierter Parameter (Geologie und Klima) hin zur Gruppe der variablen Disposition ist vor dem Hintergrund der klimatischen Veränderungen in den Hochgebirgslagen der Schweizer Alpen berechtigt. Verwitterungsbedingte Georisiken werden derzeit hauptsächlich als Grunddisposition behandelt, jedoch können verkürzte Verwitterungszeiträume aufgrund veränderter Klimabedingungen dies ändern und Verwitterung als eine verstärkt variable Disposition erkennen lassen.

Durch den anhaltenden Trend der Klimaveränderung werden klimainduzierte prozessauslösende Ereignisse im Alpenraum wahrscheinlicher, da Faktoren der variablen Disposition sich verändern und Auslösemechanismen häufen. Eine Verwitterungsprognose des Anstehenden, welche das Georisiko für gravitative Massenbewegungen auf der Grundlage von prognostizierten Klimaszenarien vorhersagt, ist bislang nicht Bestandteil der Gefahrenhinweiskarten. Das Einbeziehen eines solchen Parameters bedeutet einen zusätzlichen Sicherheitsaspekt in der Georisikoanalyse und kann dazu beitragen, das Georisikopotenzial genauer abzuschätzen. Die aktuelle Gefahrenhinweiskarte kann so komplettiert werden.

Die Schwerpunktsetzung der vorliegenden Arbeit ist die Betrachtung der Rolle der Frostverwitterung von anstehendem Festgestein als variabler Dispositionsfaktor für gravitative Massenbewegungen sowie der Transfer in eine Georisikobewertung. Zur Charakterisierung der im Rahmen dieser Studie betriebenen Gesteinsbeprobung werden im Verlauf der vorliegenden Arbeit physikalische-, geotechnische und chemische Analyseverfahren entsprechend dem Stand der Technik erörtert. Parallel dazu werden gegenwärtige Methoden der GIS basierten Georisikoanalyse vorgestellt und diskutiert. Aufgrund verschiedener Geologien in den Alpen und dem Ziel der Übertragbarkeit der Resultate in ähnliche Hochgebirgsregionen werden die Untersuchungen an magmatischen-, metamorphen- und Sedimentgesteinen vorgenommen. Die drei UG, für welche die Georisikoanalyse unter Einbeziehung von zwei prognostizierten Klimaszenarien für das Jahr 2070 durchgeführt wird, werden ausführlich beschrieben. Die angewendeten

technischen, chemischen und lichtoptischen Untersuchungsmethoden sowie GIS-Verfahren werden beleuchtet. Anschließend werden die Ergebnisse der Laboruntersuchungen resümiert und im Hinblick auf die Erkenntnisgewinnung von Frostverwitterungsprozessen erläutert. Hiernach wird ein Verwitterungsindikator als petrographie-spezifischer variabler Dispositivfaktor für gravitative Massenbewegungen vorgestellt. Ausgewählte Grund- und variable Dispositionen der einzelnen UG werden mittels einer trennscharfen und vergleichsweise mit einer unscharfen GIS - Methode (beispielhaft für ein UG) verknüpft. Gefahrenpotenzialkarten werden so entsprechend den zugrunde liegenden Klimaszenarien generiert.

Schließlich werden die verschiedenen Untersuchungsmethoden sowie die GIS - Anwendungen evaluiert und diskutiert. Perspektiven hinsichtlich der petrographischen und technischen Herangehensweise werden aufgezeigt. Die Einbeziehung der Verwitterungsdynamik in die Georisikoanalyse sowie ihre Übertragbarkeit in ähnliche Hochgebirgsräume werden diskutiert. Die angewendeten GIS - Methoden werden verglichen und im Hinblick auf eine Optimierung der Gefahrenabschätzung von gravitativen Massenbewegungen im Hochgebirge vor dem Hintergrund der prognostizierten Klimaszenarien betrachtet. Das Fazit beschließt die Dissertationsstudie.

3. Stand der Forschung

Die folgenden Ausführungen geben einen Überblick über den Stand der Forschung in den Bereichen der Frostverwitterung und der Materialprüfung von Festgesteinen sowie im Bereich der GIS - basierten Erstellung von Georisikokarten wieder.

Es wird gezielt auf verschiedene Theorien und Konzepte zur Wirkung von Wasser in unterschiedlichen Aggregatzuständen im Festgestein eingegangen. Techniken und Verfahren zur Charakterisierung von Festgesteinen sowie zur Bestimmung der Frostverwitterungsresistenz werden erläutert und in Bezug auf ihre Anwendungsmöglichkeiten bewertet. Die Parametrisierung ausgewählter Geofaktoren zur Identifizierung von durch gravitative Massenbewegungen gefährdeter Gebiete in Hochgebirgslagen sowie ein scharfer und ein unscharfer Ansatz der Georisikokartenerstellung werden vorgestellt. Ausgewählte Gesteinsparameter, welche bei Frostverwitterungsprozessen relevant sind, werden im Vorfeld der Vollständigkeit halber zusätzlich erläutert.

3.1. Grundlagen der Frostverwitterung und Messverfahren

3.1.1. Frostverwitterungsrelevante Gesteinseigenschaften

Die Frostverwitterung gehört zu den physikalischen Verwitterungsprozessen. Sie bewirkt einen mechanischen Gesteinszerfall. Dabei ist Frostverwitterung an Klimaregime, in denen Frost - Tauwechsel statt finden sowie an das Vorhandensein von Wasser gekoppelt. Die Wirkungen der Frostverwitterung hängen maßgeblich von Gesteinseigenschaften ab (vgl. LESER ET AL., 1995; GEBHARDT ET AL., 2007).

Sie werden maßgeblich durch die chemische und mineralogische Zusammensetzung des Gesteins sowie seines Gefüges gesteuert. Zu den Gefügemerkmalen zählen u. a. die Art des mineralogischen Gesteinsaufbaus (Grad der Kristallinität, Korngestalt, -größe, -größenverteilung, -bindung) sowie die Gesteinstextur, welche folgende Aspekte beinhaltet: Porosität, räumliche Verteilung und Orientierung der Gefügeelemente (vgl. OKRUSCH & MATTHES, 2009). Die Festigkeit bzw. das Bruchverhalten eines Gesteins ist an physikalisch - mechanische Eigenschaften des Gesteins sowie an äußere Bedingungen (z. B.: Belastungen durch Verwitterungsprozesse, Auflast etc.) geknüpft (vgl. SCHÖN, 1996). Im Umkehrschluss geben Festigkeitsverhältnisse eines Gesteins Informationen über die Härte der gesteinsbildenden Minerale sowie ihren Erhaltungszustand, ihre Kornbindung, -größe und -größenverteilung wieder. Des Weiteren verweisen sie auf das Vorhandensein von Mikrorissen und die Porosität (vgl. PESCHEL, 1983).

Die Härtegrade (Mohs'sche Härteskala: 1 - 10) und Anteile der ein Gestein aufbauenden Minerale beeinflussen seine Härte. Dabei weisen Minerale häufig anisotrope Eigenschaften auf, was sich in der Richtungsabhängigkeit ihrer vektoriellen physikalischen Eigenschaften (Spaltbarkeit) bemerkbar macht (vgl. OKRUSCH & MATTHES, 2009). SERRA (1984) definiert die Porosität (Φ) als den Teil des Gesamtvolumens eines Gesteins, welches nicht von festen Bestandteilen eingenommen wird. Die Ausprägung des Porensystems ist von der Form, der Größe und dem Abstand der das Gestein konstituierenden Mineralaggregate abhängig (vgl. SERRA, 1984). Da ein Gestein aus Mineralaggregaten mit unterschiedlichen räumlichen Ausdehnungen besteht, die diagenetisch mehr oder weniger eng gepackt sein können, entstehen lokal mehr oder min-

der große Porenräume. Die Poren bieten den größten Volumenanteil für das Speichern von Fluiden im Gestein. Es wird generell zwischen offenem Porenraum, d. h. der gas- oder fluidzugänglichen Porosität, und dem geschlossenen Porenraum unterschieden. Durch Porenhälse, kleinere Hohlräume, welche die Poren untereinander verbinden, ergeben sich Kanäle im Gestein. Zusammenhängende Poren beeinflussen maßgeblich den Fluidfluss im Gestein (vgl. SCHÖN, 1983). Die Abbildung 8 veranschaulicht dies.

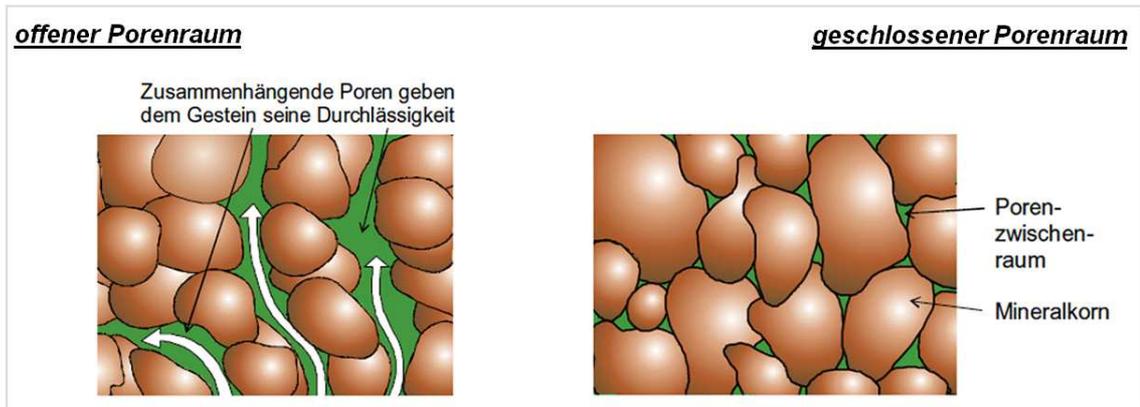


Abbildung 8: Unterschiedliche Porenzwischenräume in Abhängigkeit der Kompaktion des Gesteins. (übernommen aus: SIEBER, 2012:12)

Die Permeabilität (k) beschreibt, in welchem Umfang ein poröses Gestein von Fluiden durchströmt werden kann, d. h. seine Durchlässigkeit. Dominanten Einfluss auf die Durchströmbarkeit haben die Porosität und die Topologie des Porensystems eines Gesteins (vgl. SCHÖN, 1996). Abbildung 9 zeigt einen schematischen Fluidfluss. Es sind zwei beispielhafte Wege eines Fluides durch ein poröses Material zweidimensional abgebildet. Tatsächlich ist der Fluidfluss in einer dreidimensionalen Matrix ebenso dreidimensional ausgeprägt (vgl. HORNBERGER ET AL., 1998). Generell gilt, dass die Permeabilität mit steigender Porosität, aber auch mit größer werdender Korngröße zunimmt. Hingegen nimmt sie mit größer werdender Kompaktion, d. h. Verdichtung eines Gesteins ab (vgl. SCHÖN, 1996).

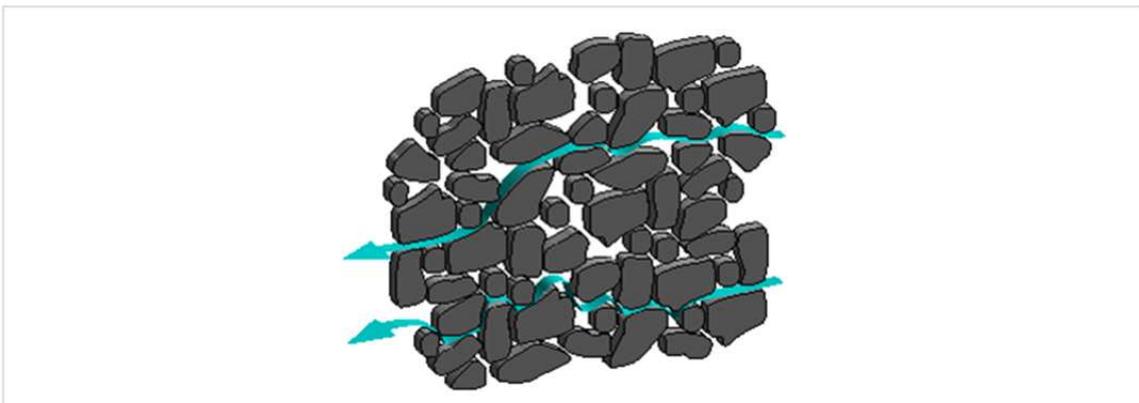


Abbildung 9: Schematischer Fluidfluss im Gestein (aus: HORNBERGER ET AL., 1998:125)

Die Dichte (ρ) beschreibt das Verhältnis aus der Masse (m) und dem Volumen (V) eines Körpers. Die Mineralzusammensetzung und das Poren- und Bruchgefüge beeinflussen maßgeblich die Dichte eines Gesteins. Man unterscheidet verschiedene Dichten. Die Rohdichte, welche die Durchschnittsdichte inklusive Porenraum eines betrachteten Gesteins ausdrückt (z. B. Dichte von magmatischem Gestein), die Dichte einzel-

ner das Gestein aufbauender Bestandteile (z. B. Dichte von Quarz), die Durchschnittsdichte der festen Gesteinsmatrix (ohne Porenraum) und die Durchschnittsdichte von Flüssigkeiten aus Poren oder Brüchen (z. B. Porenwasser) (vgl. SCHÖN, 1983). Es ist somit möglich von der Mineralzusammensetzung und der jeweiligen spezifischen Dichte einzelner Minerale auf die Dichte des Gesteins zu schließen (vgl. SCHÖN, 1983).

Die thermophysikalischen Eigenschaften einzelner Gesteine sind abhängig von den spezifischen Gesteinseigenschaften, dem Feuchtegehalt, der Gesteins- und Umgebungstemperatur. Diese Faktoren bestimmen die Dynamik der Wärmaufnahme, -speicherung sowie -abgabe des Gesteins. Gleichzeitig gilt: Je größer die Wärmeleitfähigkeit und geringer die Wärmekapazität, desto größer ist die Tiefenwirkung der atmosphärischen Temperatur im Gestein. Dies ist insbesondere der Fall bei gering porösen, dichten Gesteinen (z. B. Granit, Marmor). Mit der Zunahme der Porosität verringern Luft- und / oder Wassereinschlüsse die Wärmeleitfähigkeit eines Gesteins, so dass seine Wärmekapazität steigt (vgl. LUTZ ET AL., 1985).

3.1.2. Theorien und Konzepte zur Frostverwitterung

Folgende Theorien und Konzepte werden im Hinblick auf die Verwitterungswirkung in Festgesteinskörpern erläutert:

- *die Volumenexpansionstheorie,*
- *das Konzept der Gesteinsschädigung durch hydraulischen Druck,*
- *die Theorie des linearen Wachstumsdrucks,*
- *das Konzept des "Ordered Water" - Models,*
- *das Kapillardruck - Modell und*
- *Thermodynamische Theorien.*

Volumenexpansionstheorie: Wasser hat die Eigenschaft beim Phasensprung Wasser-Eis mit einer Volumenzunahme zu reagieren. Diese Anomalie des Wassers entsteht durch die Dipoleigenschaft des Wassermoleküls (H_2O), welche sich durch die Bindungsenergie des Sauerstoffatoms im Verhältnis zu den Wasserstoffatomen ergibt, so dass die Schwerpunkte der positiven Kernladungen und negativen Elektronenladungen nicht zusammenfallen. Die Wasserstoffatome sind unter einem Winkel von $104,45^\circ$ zum Sauerstoffatom angeordnet, dadurch ergibt sich die asymmetrische Ausbildung des Moleküls (s. Abbildung 10: a)). Aufgrund der Anziehungskräfte der sich ausbildenden Wasserstoffbrücken zwischen benachbarten Wassermolekülen entstehen bei flüssigem Wasser Strukturen in Form von großen H_2O - Aggregaten, auch Polymere oder Cluster genannt (s. Abbildung 10: b)). Diese Wasserstoffbrückenbindungen sind relativ instabil, zerfallen und bilden sich neu, daher sind im flüssigen Aggregatzustand auch Einzelmoleküle des H_2O zu finden. Mit dem Übergang von flüssigem Wasser zu Eis, bleiben diese Wasserstoffbrückenbindungen stabil, es entsteht die typische tetraedrische Ausbreitung der H_2O - Moleküle (s. Abbildung 10: c)). Diese Struktur benötigt Platz, so ist die Volumenausdehnung von ca. 9 % unter Atmosphärendruck beim Phasensprung von flüssigem Wasser zu Eis zu erklären (vgl. WEISS, 1992; GUTMANN & HENGGE, 1990).

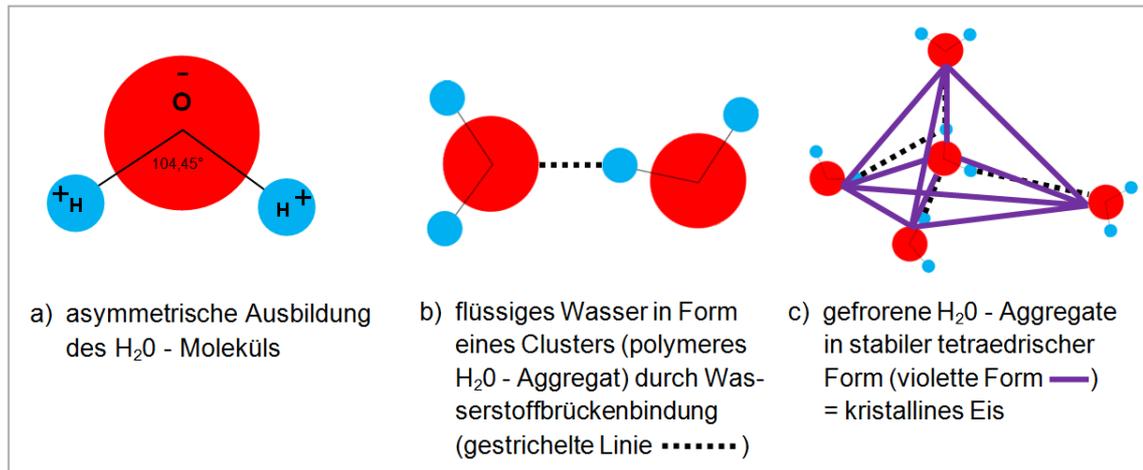


Abbildung 10: Wassermolekül (H_2O) und flüssiger sowie fester Aggregatzustand schematisch dargestellt. (e.E.)

Untersuchungen zur Sprengwirkung beim Phasensprung von Wasser zu Eis in Gesteinen zeigen, dass die Wirkung des Expansionsdrucks von verschiedenen Faktoren abhängt: der Temperatur unter dem Gefrierpunkt, dem Umgebungsdruck, dem Sättigungsgrad mit Wasser eines geschlossenen oder teilweise offenen Hohlräume (Poren, Klüfte, Spalten), der Druckausgleichsmöglichkeit bei unvollkommen geschlossenen Hohlräumen sowie der Abkühlungsgeschwindigkeit (vgl. PESCHEL, 1983).

MELLOR (1970) untersuchte gesteinspezifische Gelifraktionsauswirkungen und fand heraus, dass sich Drücke aufbauen, die teilweise sechs bis zehn Mal der Zugspannung der Gesteine entsprachen. Hierbei spielte ebenso die Geschwindigkeit des Gefriervorgangs eine entscheidende Rolle (vgl. MELLOR, 1970). Die Volumenexpansionstheorie impliziert, dass es zu keiner Frostverwitterung kommt, sofern der Sättigungsgrad an Wasser der im Gestein enthaltenen Hohlräume unter 91 % bleibt (vgl. WEISS, 1992). Am Gestein manifestieren sich die Auswirkungen der Frostverwitterung in mikro- bis makroskaliger Form, bspw. durch Riss-, Spalten- und Kluftebildung, Abplatzung bis hin zum Zerfall (vgl. TRICART, 1956).

In vollständig wassergefüllten, aber offenen Gesteinsporen kann im Gegensatz dazu langsames Abkühlen unter den Gefrierpunkt bei der Eisbildung zu plastischem Verhalten führen. Durch plastisches Fließen des Eises kommt es dann zu keiner Gefügeschädigung durch Frostsprengung (vgl. HIRSCHWALD, 1908; FITZNER, 1970).

Konzept der Gesteinsschädigung durch hydraulischen Druck: Unter gefügeschädigenden Aspekten kann ebenso der hydraulische Druck betrachtet werden, der nach POWERS (1955) durch eine gerichtete Gefrierfront von der wassergesättigten Gesteinsoberfläche nach Innen maßgeblich bestimmt wird. Demnach gefrieren die Gesteinsoberfläche und oberflächennahe Bereiche zuerst. Das Porensystem, welches einen Austausch mit der Atmosphäre ermöglicht, wird durch die Bildung von Eis verschlossen. Die Eiskristalle verdrängen durch Volumenexpansion nach und nach noch nicht gefrorenes Wasser in das Innere des Gesteins. Es kommt zu einem Reibungswiderstand zwischen dem verdrängten Wasser und der Gesteinsmatrix. Der aufgebaute hydraulische Druck kann in Abhängigkeit des Gesteins gefügeschädigend wirken, er ist maßgeblich von der Porosität, Permeabilität und Wassersättigung des Gesteins abhängig (vgl. KNÖFEL, 1980).

Den gerichteten *linearen Wachstumsdruck* von Kristallen, der sich über die Einwirkung eines äußeren Gegendruckes fortsetzen kann (z. B. durch begrenzende Porenwände), wird bereits von THOMSON (1862) beschrieben. Messungen ergaben, dass dieser durch das gerichtete Kristallwachstum von Eiskristallen entstehende Druck relativ gering ist (ca. $0,2 \text{ N/mm}^2$) und im Fall von Eiskristallen vor allem in Bereichen von bereits bestehenden Schwächezonen schädigende Wirkungen erzielen kann (vgl. SCHUH, 1987, MCGREEVY, 1981).

Ordered Water - Model: Gesteinsspezifische Wirkungen zeigen Befeuchtungs- und Trocknungsprozesse bei niedrigen Temperaturregimen. In tonmineralhaltigen und silikatischen Gesteinen ist festgestellt worden, dass der Wechsel von Befeuchtung und Trocknung des Gesteins zur physikalischen Verwitterung (Abplatzungen, Ablösungen, Spaltenbildung) beiträgt. Eine Ursache dieser Gesteinsverwitterung kann mit einem möglichen Druckaufbau, der durch den Effekt der sich ordnenden Wassermoleküle in Clustern bei niedrigen Temperaturen entsteht, erklärt werden. Der Aufbau der orientierten Wasserschichten, welche sich aufgrund ihrer Dipoleigenschaften an negativ geladene Oberflächen (d.h. die Affinität zu Tonmineralen) legen, ist umso intensiver je höhere die Anzahl von Befeuchtung - Trocknungswechsel und je niedriger die Temperatur ist (wobei es nicht zur Eiskristallbildung kommt). Zurückgeführt wird der Druckaufbau im Gestein und den damit verbundenen Gefügeschädigungen auf elektrostatische Abstoßungskräfte zwischen den angelagerten orientierten Wasserschichten (vgl. OLLIER, 1984). Die Stärke der Wirkung kann nach WHITE (1976) Kräfte von bis zu 2000 N/mm^2 freisetzen. Aufgrund der Gesteinsspezifität ist das Modell im begrenztem Umfang tragfähig. Dennoch sollte es bei der Auseinandersetzung mit den Veränderungen des Risikos für gravitative Massenbewegungen in den Hochgebirgsregionen unter dem Einfluss des Klimawandels nicht gänzlich außer Acht gelassen werden.

Kapillardruck - Modell: WEISS (1992) weist in diesem Zusammenhang explizit auf die Porengröße hin. Demnach steuert die Porengröße maßgeblich das Gefrierverhalten von Wasser. Im Verhältnis zu feinen Poren bildet sich bei abnehmender Temperatur in großen wassergesättigten Poren Eis schneller, da durch Oberflächenkräfte des Wassers der Gefrierpunkt in Kapillarporen herabgesetzt wird. Je kleiner die Pore, desto größer ist die Gefrierpunktabenkung. Bezogen auf unterschiedliche Gesteinsarten bedeutet dies, dass die Porengrößenverteilung sowie die Gesamtporosität einen erheblichen Effekt auf die Congelifraktion (Frostverwitterung) haben. Ist ein Gestein gekennzeichnet durch eine hohe Porosität mit insgesamt kleinen Porenradien, ist die Wahrscheinlichkeit umso höher, dass freies Wasser und Eis auch bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt nebeneinander vorliegen. In diesem Fall kommt es nicht zu einer vollständigen Eisbildung, ein Teil des Wassers liegt in unterkühlter Form vor. Das Kapillardruck-Modell weist die Poren- sowie die Porengrößenverteilung als einen entscheidenden Parameter bei Abläufen von Congelifraktionsprozessen aus (vgl. WEISS, 1992).

Thermodynamische Theorien: Unter thermodynamischen Aspekten weisen STOCKHAUSEN (1981) und EVERETT (1961) auf die Wechselwirkung zwischen dem Phasenübergang Wasser - Eis und dem Einfluss der Porenstruktur, Feuchteverteilung und Abkühlungsrate in Natursteinkörpern hin. Die Verbindungen zwischen den einzelnen Poren (Makro-, Meso- und Mikropore) beeinflussen die Abkühlungsrate des Wassers und das Eiskristallwachstum im System. Diese Tatsache ist durch den Temperaturgradienten

zwischen den Poren und unterschiedlichen Druckverhältnissen in den einzelnen Poren zu erklären, die veränderten Oberflächenspannungen des Wassers und der Grenzflächenspannungen zwischen dem Wasser und den gekrümmten Porenwänden (Kapillareffekt) sorgen für eine deutliche Gefrierpunktniedrigung in Abhängigkeit des Porenradius. Demnach gefriert in einem wassergesättigten porösen Gestein oberflächennah eine mit Wasser gefüllte Makropore infolge ihrer Beschaffenheit als erstes. Ist die Makropore mit einer Mesopore verbunden, diffundiert aufgrund des Temperaturgradienten zwischen beiden Poren das noch flüssige H₂O aus der Mesopore an die Eiskristalle der Makropore. Der kleinere Porenradius der Mesopore führt zur Verringerung der Abkühlungsgeschwindigkeit des Wassers, somit liegt unterkühltes Wasser in der Mesopore vor. Es entsteht ein Wasserfilm im Nanometerbereich zwischen der Porenwand und den Eiskristallen. Nach MATSUOKA (1991) beginnt ein unterkühlter Wasserfilm aufgrund seiner geringeren freien Energie erst ab einer Temperatur $-5\text{ °C} < 0\text{ °C}$ zu frieren. Das angelagerte unterkühlte Wasser friert an das Eiskristall der Makropore an. Thermodynamisch kommt es dadurch zu einem Ungleichgewicht, so dass, um ein Gleichgewicht herzustellen, weiteres Wasser aus der Mesopore nachgesogen (Frost-sog) wird. Die Diffusion kann bis zur vollständigen Leerung der Mesopore erfolgen. Das Eiskristallwachstum in der Makropore setzt sich durch die sich wieder anlagernde und am Eiskristall anfrirende Wasserschicht fort, der Sprengdruck in der Makropore erhöht sich. Können die Porenwände der Makropore durch Elastizität diesem Druck widerstehen, setzt sich das Eiskristallwachstum in die Mesopore fort (s. Abbildung 11). Ist das Gestein wenig elastisch, bauen der Wasserfilm und das Eiskristallwachstum einen gefügeschädigenden Druck auf die Porenwand auf (vgl. STOCKHAUSEN, 1981; EVERETT, 1961).

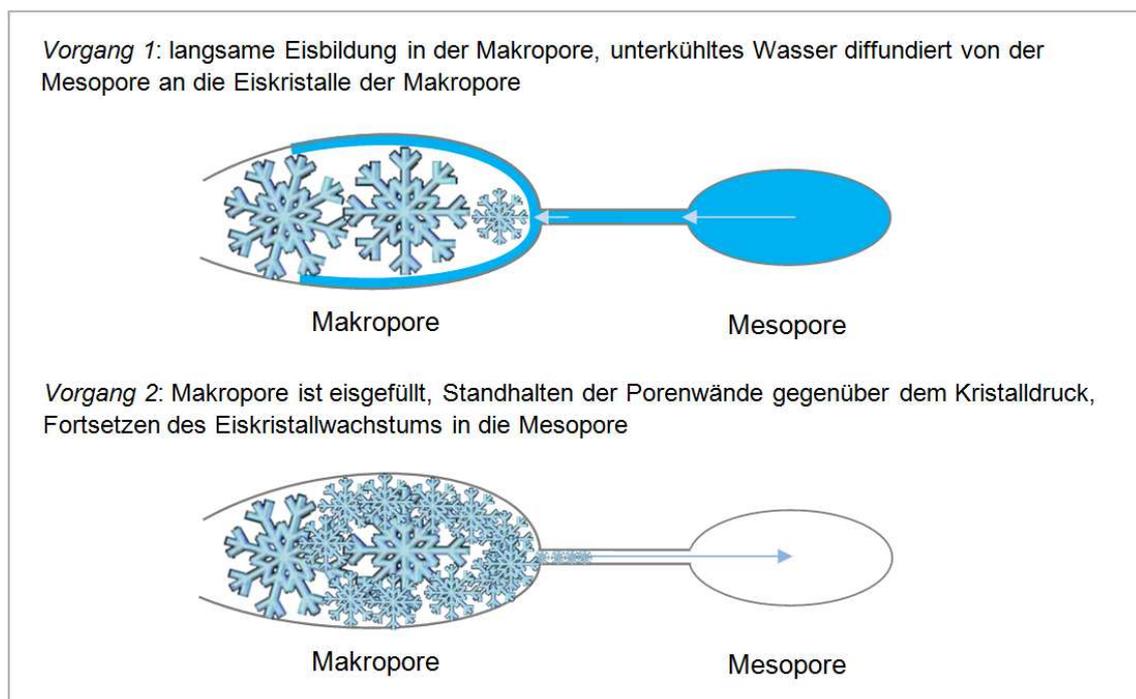


Abbildung 11: Schematische Darstellung thermodynamischer Aspekte beim langsamen Gefrieren eines wassergesättigten Porensystems mit Makro- und Mesopore. (e.E.)

Das Phänomen stellt sich ebenso ein, wenn wassergesättigte Mikro- und Mesoporen mit einer leeren Makropore verbunden sind. Tiefe Temperaturen bewirken zunächst den Phasensprung in der Mesopore. Aufgrund der Volumenexpansion setzt sich die

Eiskristallbildung in die Makropore fort. Das unterkühlte Wasser der Mikropore ($r_p < 0,04 \mu\text{m}$) diffundiert parallel dazu über die Eiskristalle der Mesopore hinaus an die Eiskristalle der Makropore. Solange sich Wasser an die Eiskristalle anlagern und gefrieren kann, wachsen diese, der potenziell schädigende Druck auf die Porenwände wächst. Voraussetzung für dieses Phänomen sind: ein langsamer Abkühlungsvorgang über einen länger dauernden Zeitraum, eine Porosität und Permeabilität sowie freies Wasser im Porensystem des Gesteins (vgl. WEISS, 1992).

Thermodynamisch ist hingegen bei einem rapiden Phasensprung von Wasser zu Eis in einer wassergesättigten Makropore ($r_p > 0,10 \mu\text{m}$) ein anderer Effekt zu erwarten. Das schnelle Eiskristallwachstum versiegelt die Verbindung zur nächstgelegenen Mesopore ($0,04 \mu\text{m} < r_p < 0,1 \mu\text{m}$), das unterkühlte Wasser in der Mesopore tendiert zum Phasensprung, der Volumenexpansionsdruck steigt und kann zu Gefügeschäden führen. In diesem Fall erzielt ein schnelles Durchfrieren eine maximale Sprengwirkung (vgl. EVERETT, 1961).

3.1.3. Techniken und Verfahren zur Untersuchung von Frostverwitterung an Naturstein

Da die Wirkung der Frostverwitterung im Speziellen von der mineralogischen Zusammensetzung, der Porosität, Permeabilität und Dichte eines Gesteins abhängig ist (vgl. SCHÖN, 1996), werden im Folgenden Verfahren hinsichtlich der Überprüfung dieser Gesteinseigenschaften vorgestellt. Des Weiteren werden Methoden zur Bestimmung der Gesteinsfestigkeit beschrieben. Da die vorliegende Studie das Ziel verfolgt, Gesteinsproben Wiederholungsprüfungen zu unterziehen, werden weitestgehend zerstörungsfreie Prüfverfahren (ZfP) bevorzugt. Ausschließlich die für diese Studie relevanten Anwendungsbereiche sind neben den Messverfahren aufgelisteten:

Mineralogische und chemische Verfahren zur Charakterisierung der Gesteinsprobe:

- Röntgendiffraktometeranalyse (XRD):
Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung (vgl. ALLMANN, 2003; MARKL, 2015)
- Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA):
Bestimmung der Zusammensetzung der chemische Elemente (vgl. GILL, 1993)

Lichtoptische Verfahren zur Charakterisierung der Gesteinsproben:

- Rasterelektronenmikroskopie (REM):
Bestimmung der Oberflächentopographie, Kristallausbildung und Orientierung in Proben (vgl. TESCH, 2006; MARKL, 2015)
- Polarisationsmikroskopie:
Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung und mineralogischer Merkmale (u. a. Defekte, Kornform, Korngrößenverteilung, Undulation) einer Probe (vgl. MAC KENZIE & ADAMS, 1995; MARKL, 2015)
- Auflichtmikroskopie: Untersuchung der Gesteinsoberflächen bzw. Gefügeanalyse (vgl. BAUMANN & LEEDER, 1991)

Technische Verfahren:

- Porositäts-, Permeabilitäts- und Dichtemessung
- Festigkeitsmessung: Durchschallungsverfahren

Die *Röntgendiffraktometrie (XRD)* wird zur Bestimmung der Kristallstruktur und zur Bestimmung Minerale verwendet und basiert auf Brechungseffekte der Röntgenstrahlen an Kristall-, Quasikristallstrukturen. Hierfür werden Pulverproben mit Röntgenstrahlen bestrahlt. Die Röntgenreflektionen stehen in Beziehung zum auftreffenden Winkel der Strahlung auf die Kristallgitterebenen. Minerale bzw. Mineralgruppen zeigen charakteristische Gitterabstände ihrer Kristallnetzebenen. Diese Abstände werden durch die XRD bestimmt und können dann konkreten Mineralen bzw. Mineralphasen zugeordnet werden. Neben der Zusammensetzung und Bestimmung der einzelnen Materialphasen ist schließlich auch eine Quantifizierung des Mineralbestandes möglich (Diffraktogramm). Basierend auf der Identifizierung der Minerale wird die Berechnung der Phasenanteile in Prozent durchgeführt, auf dieser Grundlage ist die exakte Gesteinsbestimmung möglich. Zur Identifizierung kristalliner Substanzen und zur Quantifizierung von Gemischen wird die Pulverdiffraktometrie angewendet (vgl. ALLMANN, 2003; MARKL, 2015).

Eine *Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)* ermöglicht die Bestimmung einzelner Haupt-, sowie Neben- und Spurenelemente und ihre Häufigkeitsverteilung in einer Pulverprobe. Das Verfahren basiert auf der intensiven Bestrahlung des Probenmaterials mit Röntgenstrahlen, wodurch das Material zur Eigenstrahlung angeregt wird. Die spezifischen Wellenlängen, die aufgrund der Bestrahlung von den einzelnen das Material aufbauenden Elementen emittiert werden, können qualitativ bestimmt und somit einzelnen Elementen zugeordnet werden. Eine quantitative Bestimmung der Elemente erfolgt durch die Betrachtung der Intensität der emittierten elementspezifischen Wellenlängen, so wird ihre Konzentration in der Probe festgestellt (vgl. GILL, 1993).

Die *Rasterelektronenmikroskopie (REM)* nutzt einen feingebündelten Elektronenstrahl für das Abrastern von Dünnschliffpräparaten. Der Elektronenstrahl erzeugt an der Probe Rückstreuielektronen. Diese werden, neben den von der Probe emittierten Sekundärelektronen, von einem Detektor registriert. Die durch das flächenhafte Abrastern gewonnenen Punktinformationen werden automatisiert in ein Bild umgewandelt. So wird die Morphologie von Probenoberflächen visualisiert. Die REM - Methode zeichnet sich durch eine große Tiefenschärfe und eine Auflösung im Nanometerbereich aus (vgl. TESCH, 2006; MARKL, 2015). Generell ist das REM aufgrund der Möglichkeit einer topographischen Strukturanalyse von Gesteinsoberflächen sinnvoll. Die Methode ist hier jedoch nicht zielführend, da sie auf der Basis von Dünnschliffen beruht und somit nicht zerstörungsfrei arbeitet.

Die *Polarisationsmikroskopie* dient der Identifizierung von Gesteinsproben durch die Bestimmung und Charakterisierung des Mineralphasen an Dünnschliffpräparaten. Mikroskopisch können dementsprechend der Modalbestand und weitere Gefügemerkmale (z. B. Mineral- bzw. Kornform, Korngröße, -größenverteilung, -kontakte, räumliche Anordnung und Ausrichtung der Minerale, Zementation, Risse) einer Gesteinsprobe analysiert werden. Bei diesem Verfahren ist eine bis zu 2000 - fache Vergrößerung möglich (vgl. MARKL, 2015). Der Lichtpolarisation kommt hierbei eine besondere Rolle zu, da die Lichtbrechung an Mineralgrenzen charakteristisch für diese ist und Minerale somit eindeutig identifiziert werden können. Hierbei geben Eigenschaften wie Farbe, Lichtbrechung, Spaltbarkeit, Vergesellschaftung, Umformung, Deformation Aufschluss über die gesteinsbildenden Minerale und über Bildungs-, Überprägungs- sowie Beanspruchungsvorgänge (vgl. MAC KENZIE & ADAMS, 1995).

In der *Auflichtmikroskopie* steht die Analyse von Gefüge und Gefügeveränderungen der Auflichtpräparate im Vordergrund. Hierbei wird die Probe mit weißem Licht bestrahlt. Das an der Probenoberfläche reflektierte Licht spiegelt in seiner Leuchtstärke und Leuchtdichte einzelne Materialeigenschaften wider. Unterschiedliche Mineralphasen haben spezifische Lichtabsorptionsvermögen, dadurch sind sie identifizierbar. Weitere Oberflächenstrukturen wie Risse sind durch das hohe Lichtabsorptionsvermögen sichtbar. Der Vorteil der Auflichtmikroskopie besteht in der Analyse von mehreren quadratzentimetergroßen Gesteinsoberflächen. Die Probenkörper können ebenfalls zu Anschlussuntersuchungen verwendet werden und bei Bedarf wiederholt unter dem Auflichtmikroskop betrachtet werden (vgl. BAUMANN & LEEDER, 1991).

Porositäts- und Permeabilitätsprüfung: Für die Bestimmung der Gesteinsporosität und Permeabilität werden klassischerweise Verfahren angewendet, die auf Fluid- oder Gasverdrängung basieren (vgl. MARKL, 2015). Die Abbildung 12 zeigt den schematischen Aufbau einer Porositäts- und Permeabilitätsmessanlage (Poro.Perm. - Anlage), welche auf der Grundlage der Gasverdrängung mittels Stickstoff arbeitet. Die Anlage besteht aus zwei Teilen, zum einen aus der Messapparatur (im Schema links als Funktionsplan dargestellt), zum anderen aus der Probenkammer (rechts im Schaubild). Das Verfahren zur Bestimmung der Permeabilität basiert auf dem Prinzip des Gasdruckausgleichs durch Diffusion. Das prozentuale gaszugängliche Porenvolumen der Gesteinsproben wird mittels der Technik des Ausliterns bestimmt. Hierbei wird die Festgesteinsprobe in der Probenkammer eingespannt (V_{Probe}) und ein einheitlicher Gasdruck von 5 bar vor und hinter der Gesteinsprobe erzeugt (s. Abbildung 12: Probenkammer: V_{STo} und V_{STu} , im Funktionsplan: V_1 und V_2). Absperrventile verhindern zunächst das Abströmen des Gases (s. Abbildung 12: Positionen: V_1 und V_2). Anschließend wird das Ventil V_2 hinter der Probe geöffnet und mittels Durchflussmessgerät das Volumen des ausströmenden Gases gemessen. Hiernach wird das Absperrventil V_2 wieder verschlossen und ein erneuter Druckausgleich vor und hinter der Probe abgewartet. Der Druckausgleich zwischen den beiden Volumina wird aufgezeichnet, was schließlich die Durchlässigkeit des Gesteins anzeigt. Um Fehler durch den Einfluss unterschiedlicher Druckverhältnisse auf das Gasvolumen des Stickstoffs während der Messungen zu vermeiden, enthält die Anlage mehrere Temperaturprüfeinrichtungen, so dass optimale Messergebnisse gewährleistet werden können (vgl. SCHULZE (b), 2011).

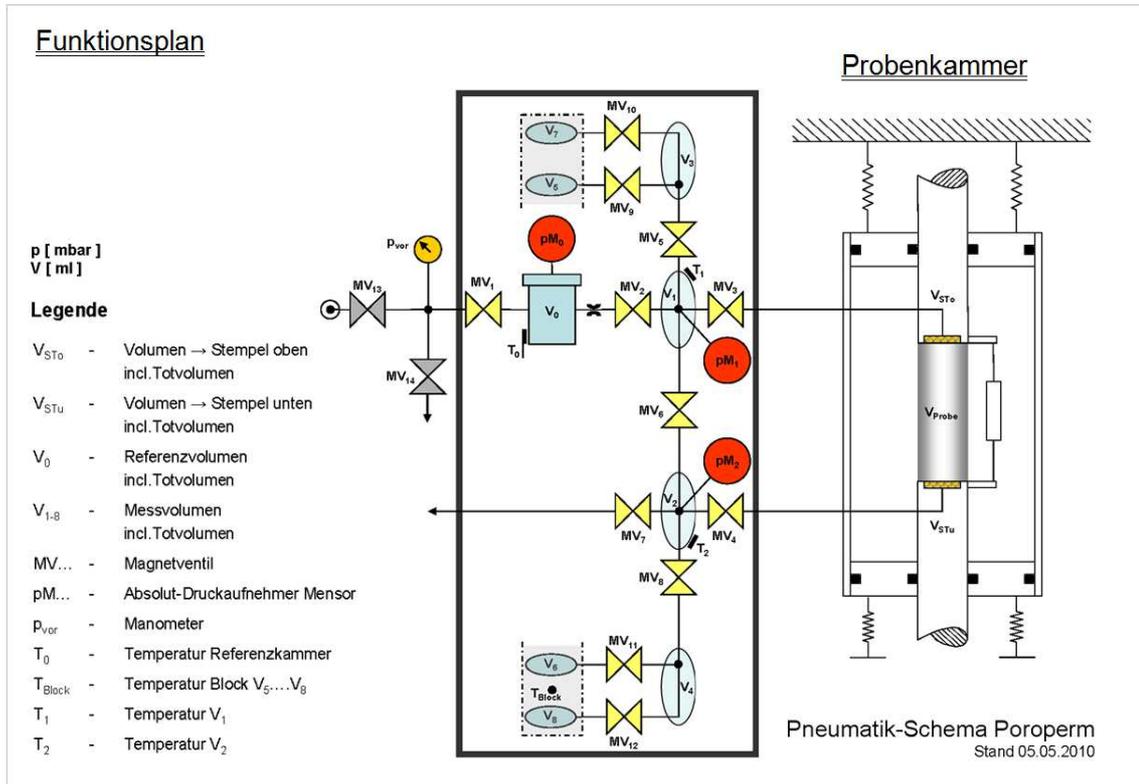


Abbildung 12: Schematischer Aufbau der Poro.Perm - Anlage „Z4“. (übernommen aus: SCHULZE (a), 2011)

Die Grundlage der Permeabilitätsbestimmung ist das Permeabilitätsgesetz von DARCY (1856), welches von PEACH (1991) für die Verwendung von Gasen als Durchflussmedium verändert wurde.

Es gilt:

$$k = \alpha \cdot \beta \cdot L \cdot \frac{\eta}{A} \cdot \frac{V_1 \cdot V_2}{(V_1 + V_2)}$$

mit: V_1 und V_2 = Gasvolumen unter und oberhalb der Probe (m^3)
 A = Querschnittsfläche der Messstrecke (m^2)
 L = Länge des Prüfkörpers (m)
 η = dynamische Viskosität des Durchflussmediums
 α = Abklingkonstante, ableitbar aus dem Druckabfall
 β = Kompressibilität (Pa^{-1})

berechnet für den mittleren Porendruck (ρ_E):

für Gase gilt: $\beta = 1 / \rho_E$

$$\rho_E = \frac{V_1 \cdot \rho_1 + V_2 \cdot \rho_2}{(V_1 + V_2)}$$

Über das ideale Gasgesetz kann das Gesamtvolumen des Systems (V_{Ges}), d. h. Probenkammervolumen einschließlich der Probe bestimmt werden.

Das Ausgangsvolumen (V_0) wird wie folgt berechnet.

$$V_0 = n \cdot R \cdot \frac{T}{\rho}$$

mit: V_0 : Volumen (m^3), Systemvolumina (V_1 bzw. V_2)
 R : Gaskonstante = $8,314 \text{ Nm mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$
 ρ : Druck (bar) = 10^5 N/m^2
 n : Molzahl (mol)
 T : Temperatur (K)

Aus der Differenz von Gesamtvolumen (V_{Ges}) und Ausgangsvolumen (V_0) kann das Porenvolumen (V_{Por}) ermittelt werden.

$$V_{\text{Por}} = V_{\text{Ges}} - V_0$$

Das prozentuale gaszugängliche Porenvolumen pro Gesamtvolumen der Probe ergibt sich entsprechend aus:

$$\Phi (\%) = \frac{V_{\text{Por}}}{(V_{\text{Probe}} + V_{\text{Por}})} \cdot 100$$

mit: $V_{\text{Probe}} = \frac{\pi}{2} \cdot r^2 \cdot L$ (Zylinderprobe)

Prüfverfahren zur Porosität bzw. Permeabilität geben ebenso Auskunft über die Dichte und das Volumen des Gesteins, da eine Wiegung vor und nach der Gas- oder Flüssigkeitsinfiltration der Probe erfolgt (vgl. HUENGES, 1987).

Verfahren zur Bestimmung der Gesteinsfestigkeit untersuchen grundsätzlich die Wirkung von Spannungszustände (Schub-, Normal-, Scherspannung) auf Gesteinsproben. Ein Indikator für die Resistenz eines Gesteins gegenüber Spannung und Deformation beschreibt der dynamische Elastizitätsmodul (E - Modul, E_{dyn}), welcher auf dem HOOKE'schen Gesetz basiert. Es wird davon ausgegangen, dass eine auf einen Festkörper wirkende Spannung (σ) eine Formänderung / Spannungsäußerung (Dehnung, ϵ) des Körpers mit sich bringt. Der E - Modul beschreibt somit die Verformungsfähigkeit eines Materials nach einer Kraftereinwirkung (z. B. Scher-, Zug-, Torsionskraft usw.). Für HOOKE'sche Körper besteht zwischen der wirkenden Kraft (Spannung) und der Verformung (ϵ) ein linearer Zusammenhang. Der E - Modul beschreibt die Proportionalitätskonstante. Natursteine verhalten sich annähernd wie HOOKE'sche Körper, zur Charakterisierung der Elastizitätseigenschaften wird in der Materialprüfung der dynamisch bestimmte Verformungsmodul verwendet (vgl. SCHÖN, 1996; DIN EN 583-1:1998-12). Als ZfP zur Bestimmung der Gesteinsfestigkeit bieten sich Durchschallungsverfahren (z. B. Ultraschallwellenverfahren (Laufzeitmessung), Resonanzfrequenzverfahren (Frequenzmessung)) an. Sie basieren auf der Messung der sich verändernden Schallmuster beim Durchlaufen eines Probenkörpers. Die Prüfverfahren richten sich dabei nach der Beschaffenheit des Materials (vgl. GROßE, 1996).

Die *Nutzung von ultraschallwellengestützten Verfahren* hat sich seit langem in der Materialforschung und Baustoffprüfung, speziell bei der Verwitterungsanalyse von Bauma-

terialien, etabliert. Entsprechend des "Prüfverfahrens für Naturstein - Bestimmung des Frostwiderstandes, DIN EN 12371:2010" markiert die Veränderung der Gesteinselastizität das Verwitterungsverhalten der Gesteinsproben nach der Einwirkung von FTZ. Durch eine Ultraschallimpulsgebung eines Senders werden die Teilchen in einer Probe in zwei Ausbreitungsrichtungen angeregt. Die Primärwelle (P-Welle) regt die einzelnen Stoffteilchen zum Schwingen parallel zur Fortpflanzungsrichtung der Welle (longitudinal) an. Die P-Welle durchquert das Medium am schnellsten. Sie wird auch als Longitudinalwelle bezeichnet. Die Stoffteilchen werden durch die vom Ultraschallimpuls ausgelösten Scherkräfte ebenso senkrecht (transversal) zur primären Schwingungsrichtung angeregt (vgl. SHEREMETI - KABASHI, 1996). Die sich so propagierende Schallwelle wird auch Sekundär-, Scher- oder Transversalwelle genannt und folgt zeitlich der P-Welle. Abbildung 13 verdeutlicht die Schallwellenausbreitung im festen Medium (vgl. IFFERT - SCHIER, 2000). Der an der Probe angebrachte Empfänger misst die Ultraschallwellenlaufzeiten beider Welle, sie können in einem Oszillogramm dargestellt werden. Der E - Modul kann aus den Ultraschallwellenlaufzeiten der Primär- und Sekundärwelle (P-Welle [V_p], S-Welle [V_s]) berechnet werden (vgl. DIN EN 12371:2010).

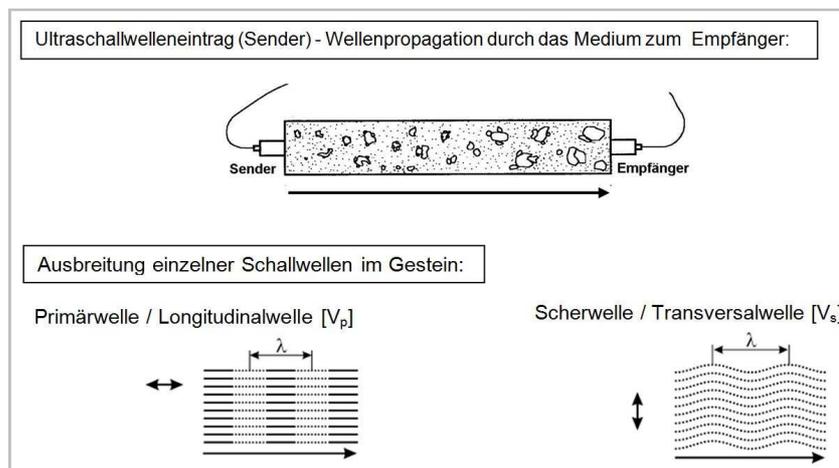


Abbildung 13: „Ausbreitung von Primär- und Scherwellen in Festkörpern“. (übernommen aus: IFFERT - SCHIER, 2000:21, 22)

Die Laufzeiten der Ultraschallwellen werden von der Absorption, der Streuung, der Reflexion, der Brechung und der Dispersion sowie von der geometrischen Schallschwächung der Wellen im Medium beeinflusst (vgl. BEUTEL, 2009). Demnach sind die Ultraschallmessergebnisse jedem durchschallten Medium eigen und daher charakteristisch.

Die Berechnung des E - Moduls ergibt sich aus folgender Gleichung (vgl. SCHÖN, 1983:354):

$$E_{\text{dyn}} = \rho \cdot V_s^2 \cdot \frac{((3 \cdot V_p^2) - (4 \cdot V_s^2))}{(V_p^2 - V_s^2)}$$

mit: E_{dyn} = dynamischer Elastizitätsmodul [N/m²]
 ρ = Dichte [g/cm³]
 V_p = Ultraschalllaufzeit der Primärwelle [m/s]
 V_s = Ultraschalllaufzeit der Scherwelle [m/s]

Eine Berechnung des E_{dyn} mittels POISSON - Zahl (ν [dimensionslos]) ist ebenfalls möglich (vgl. KUTZNER, 1983):

$$E_{\text{dyn}} = \rho \cdot V_p^2 \cdot \frac{(1 + \nu) \cdot (1 - 2 \cdot \nu)}{(1 - \nu)} \quad \text{mit: } \nu = 0,5 \cdot \frac{(V_p / V_s)^2 - 2}{(V_p / V_s)^2 - 1}$$

Die Bestimmung der Festigkeitseigenschaften von Gesteinen kann ebenso mittels Triaxialversuche, einachsiger Druckversuche oder biaxiale Biegezugfestigkeitsmessungen erfolgen. Diese Verfahren werden jedoch bis zum Materialversagen der Probe angewendet (vgl. SCHÖN, 1996, SCHUH, 1987).

3.2. Methoden der GIS - basierten Georisikopotenzialanalyse

Die Gefahrenbeurteilung gravitativer Massenbewegungen im alpinen Hochgebirge unterliegt zunächst der Analyse der Dispositionsfaktoren des betrachteten Gebietes. Die einzelnen endogenen und exogenen Faktoren variieren auf regionaler und lokaler Ebene zum Teil stark, daher sind kleinmaßstäbige Betrachtungen zielführend. Die Dispositionsanalyse zur Beurteilung des Risikos für gravitative Massenbewegungen beinhaltet neben der Erfassung auch eine Gewichtung der einzelnen Faktoren, welche gebietsinhärent sind, dies sind beispielsweise spezifische geologische, topographische oder klimatische Faktoren.

Im Folgenden werden GIS - basierte Ansätze zur Identifizierung von durch gravitative Massenbewegungen gefährdete Gebiete im Alpenraum beschrieben, welche die Grundlagen für Georisikopotenzialanalysen darstellen.

Die Einbettung von Klimadaten in Georisikopotenzialanalysen wird als ein immer bedeutsam werdender Dispositionsfaktor für gravitative Massenbewegungen im Hochgebirge erörtert. Im Hinblick auf eine Optimierung der lokalen Vorhersage von gravitativen Massenbewegungen wird die Einflechtung von Klimadaten und lokalen Petrographien in die Georisikoanalyse hervorgehoben.

3.2.1. Parametrisierung ausgewählter Dispositionsfaktoren

Auf der Grundlage des Dispositionsmodells ist die Analyse der folgenden Aspekte bei der Beurteilung von durch gravitative Massenbewegungen gefährdeter Gebiete (BgMG) in den Hochgebirgslagen angezeigt (vgl. RUFF & CZURDA, 2008; HADMOKO ET AL., 2008). Das sind: die Hangneigung, die Hangkrümmung, der Einfallswinkel und die Einfallrichtung der geologischen Schichten, die Verwitterungsfähigkeit des Anstehenden, die Bodenbedeckung, der Permafrost sowie verschiedene auslösende Faktoren.

Die *Hangneigung* ist der Hauptbedingungsfaktor für hangabwärtsgerichtete Kräfte und somit ein Indikator für das Sturz- oder Rutschungspotenzial von Gesteinsmassen. Unterschiedliche Arten von Massenbewegungen weisen verschiedene kritische Hangneigungswinkel auf⁸. Der Entstehungsort für Steinschläge liegt bei einer Hangneigung von $35^\circ \leq$, unterhalb von 25° Hangneigung kann davon ausgegangen werden, dass Gesteine zum Erliegen kommen (vgl. DUC ET AL., 2004; FREHNE ET AL., 2005).

⁸ HADMOKO ET AL. (2008) geben ebenfalls Neigungswerte in vier Kategorien an, welche sich allerdings auf Hangrutschungen beziehen, so dass andere Hangneigungswinkel für die einzelnen Kategorien angenommen werden.

Hangkrümmung: Die spezielle Hanggeometrie ist durch die Hangwölbung bzw. die Hangkrümmung beschreibbar und bewertbar (s. Anhang 5). In Abhängigkeit der Schwerpunktanalyse, d. h. der Ausprägungsform der Massenbewegungen, finden sich jedoch leicht unterschiedliche Einschätzungen des hangtypbedingten Potentials für gravitative Massenbewegungen. In seiner Studie zeigt Dikau (1988) einen statistisch signifikanten Zusammenhang zwischen gravitativen Massenbewegungen und einer konvexen Vertikalwölbung sowie einer konkaven horizontalen Wölbung. Die höchste Wahrscheinlichkeit für gravitative Massenbewegungen ist demnach gegeben, wenn beide Hangtypen zusammenfallen (vgl. DIKAU, 1988).

Der *Einfallswinkel* sowie die *Einfallsrichtung* der den Hang konstituierenden Schichten sind für die Beurteilung des Georisikos für gravitative Massenbewegungen von Bedeutung. Weisen hangbildende Gesteinsschichten einen Einfallswinkel größer Null auf, so ist die kritische Hangneigung, ab welcher es zu gravitativen Massenbewegungen kommen kann, abhängig von der Größe des Einfallswinkels der Schichten im Verhältnis zur Hangneigung und der -ausrichtung. Dies macht die Wirkungsrichtung der Scherspannung⁹ in Abbildung 14 bei entsprechender Belastung (durchgezogene und gepunktete Pfeile) deutlich, welche sich im Fall einer gleichartigen Hangaus- wie Einfallsrichtung der Gesteinsschichten durch die Hangabtriebskraft verstärkt (s. Abbildung 14: Darstellung 2). Aufgrund der Einfallsrichtung der Schichten im Verhältnis zur Hangausrichtung ist trotz gleichen Einfallswinkels das Potenzial für gravitative Massenbewegungen in der Darstellung (3) ein Geringeres im Vergleich zu (2). Ist die Scherspannung größer als die Normalspannung, unterstützt dies gravitative Massenbewegungen. Bei söhligem Gesteinsschichten (1) ist eine Belastungen des Gesamtsystems vergleichsweise gering (s. durchgezogene Pfeile). Je größer die Konkordanz zwischen der schichtspezifischen Einfallsrichtung sowie des Einfallswinkels und der Hangneigung sowie -ausrichtung, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit eines statischen Versagens des Schichtwiderlagers, so dass es ab einem kritischen Verhältnis zwischen diesen Faktoren zu Massenbewegungen kommen kann. Die auf einen Hang wirkende Scherspannung steht im direkten Zusammenhang zur Hangneigung, der einwirkenden Hangabtriebskraft sowie der Größe der Wirkungsfläche (vgl. BELL, 2004).

⁹ Die Oberflächenspannung ist definiert durch auf eine Fläche wirkende eine Kraft. Sie ist zusammengesetzt aus der: Normalspannung (senkrecht zur Fläche wirkend) und Scherspannung (tangential zur Fläche wirkend) (vgl. REUTHER, 2012).

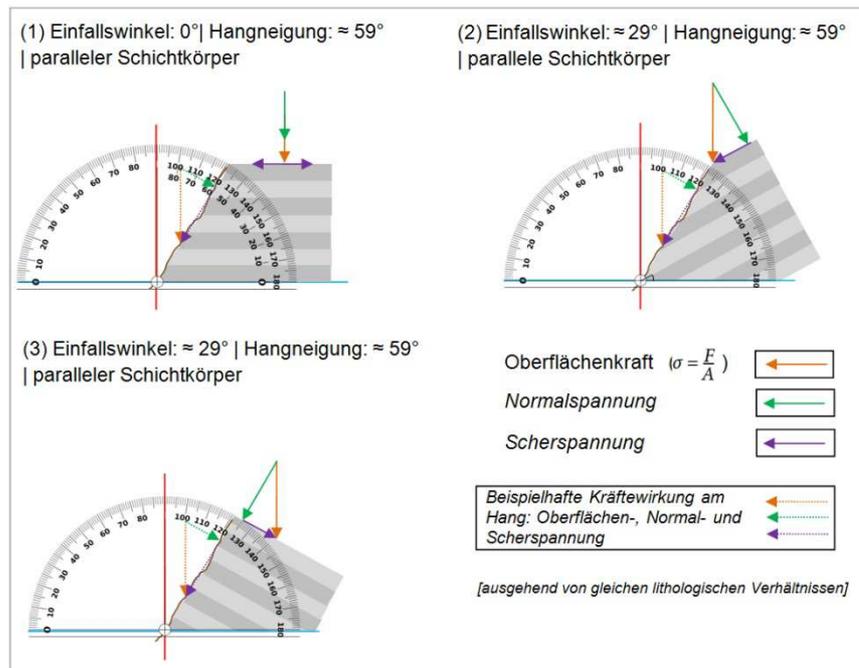


Abbildung 14: Auswirkungen des Einfallswinkels sowie der Einfallsrichtung. (e. E.)

Die Beziehung zwischen Hangneigung und Scherkraft ist gesteins- und stratigraphieabhängig. Je höher die Festigkeit eines Gesteins, desto steilere Hangneigungen sind aufgrund der Kohäsion des Mineralgefüges möglich. Massive plutonische Gesteine bilden dementsprechend senkrechte Felswände aus und hinterlassen nach Felsabbrüchen senkrechte Abrisskanten, welche bei wenig kompakten und geschichteten Sedimentgesteinen nicht zu finden sind (vgl. BELL, 2004). Im Umkehrschluss weist ein wenig verdichtetes Sedimentgestein, dessen Schichteneinfallen parallel zur Hangneigung ausgerichtet ist, aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung und seiner lagigen Sedimentation das größtmögliche Potenzial für oberflächennahe und flächige gravitative Massenbewegungen im Vergleich zu überprägten Tiefengestein auf. Obwohl überprägte Gesteine keine stratigraphischen Schichtungen aufweisen, wirken Spannungen an Diskontinuitäten, welche sich ähnlich wie Schichtflächen verhalten. So sind der Reibungswinkel, entlang einer Diskontinuität, bei welcher mit gravitativen Massenbewegungen zu rechnen ist, sowie die Neigung der Diskontinuität selbst bedeutende Variablen (vgl. BELL, 2004). Die genaue Abschätzung des Gefahrenpotenzials von überprägten Gesteinskörpern erfordert eine aufwändige Kartierung und Einmessung von geologischen Störungen bzw. Diskontinuitäten sowie einzelnen Klüften und Rissen. Die zusammengefassten geophysikalischen Verhältnisse zeigen, dass grundsätzlich jedes Gestein zu gravitativen Massenbewegungen neigt. Konkrete Verhältnismäßigkeiten zwischen spezifischen Gesteinsarten und Hangneigungen- / ausrichtungen sind jedoch kaum publiziert. GRIFFITHS (2001) weist im Hinblick auf Untersuchungen von Hangrutschungen in den Tropen auf die Verhältnismäßigkeit zwischen Hangneigungswinkel und Einfallswinkel der lithologischen Schichten (Untersuchungen an Kalk- und Tonstein) hin. Das Gefahrenpotenzial von Rutschungen nimmt demnach zu, wenn der Hangneigungswinkel größer als der Einfallswinkel der lithologischen Schicht ist. Das Gefahrenpotenzial wurde auf der Grundlage von Feldbeobachtungen mit dem Ziel den Schichteneinfall als gewichteten Faktor in eine Gefahrenkarte einfließen zu lassen, ermittelt. Vier sog. Gefahrenindizes wurden dabei aufgestellt (s. Tabelle 1).

Tabelle 1: Gefahrenindizes zur Quantifizierung des Gefahrenpotenzials von Rutschungen. (übernommen aus GRIFFITHS, 2001:48)

null	eins	zwei	drei
Hangneigungswinkel 0° - 10° geringer als der Einfallswinkel	Hangneigungswinkel 0° - 5° geringer als der Einfallswinkel	Hangneigungswinkel 10° größer als der Einfallswinkel	Hangneigungswinkel > 10° größer als der Einfallswinkel

Schließlich wird auf die Bedeutung einer umfangreichen Betrachtung und Bewertung der Verhältnismäßigkeit zwischen Hangneigungs- und Einfallswinkel hingewiesen. Ein lokales gesteinsabhängiges Monitoring ist erforderlich, durch welches konkrete Daten zum Verhältnis zwischen Hangneigung und lithologischem Schichteneinfall generiert werden können. Andernfalls kann der Einfluss des Schichteneinfalls auf das Georisiko lediglich interpretiert und probabilistische Aussagen getroffen werden.

Verwitterungsfähigkeit des Anstehenden: Die Erosion wird in einigen Studien bei der BgMG betrachtet (vgl. RUFF & CZURDA, 2008). Die Einbeziehung der Verwitterungsfähigkeit von spezifischen Gesteinsarten wird im Regelfall nicht betrachtet. Die DIN EN ISO 14689-1:2003 gibt eine Klassifizierungsmöglichkeit von Verwitterungsgraden für Festgestein vor (s. Anhang 6). Entsprechend der Verwitterungsfähigkeit des Gesteins kann die Verwitterungsklasse bei der Analyse der Grunddisposition oder der variablen Disposition berücksichtigt werden. Die Einflechtung in eine BgMG - Modellierung ist insofern vorteilhaft, als dass sie die Genauigkeit der von Georisiken bedrohten Flächen konkreter abgrenzen kann. Hierfür sollte die Verwitterungsrate im betrachteten Gebiet bekannt sein. Lediglich durch eine in situ Datenerhebung ist die Verwitterung des Anstehenden entsprechend der DIN EN ISO 14689-1:2003 - Klassifizierung möglich. Eine qualitative Klassifizierung von Gesteinsverbänden nach ihrer Verwitterungsanfälligkeit gegenüber Frost ist auf der Grundlage von gesteinspezifischen Bruchverhalten anzustreben. Der Aufbau einer umfassenden Datenbank über die Verwitterungsfähigkeit verschiedener Gesteinsarten ist hierfür allerdings notwendig, diese kann unter Laborbedingungen eruiert werden und schließlich in die Georisikobeurteilung als Verwitterungsindikator eingehen. Dieser erhält, indem er in Beziehung zu Klimafaktoren gesetzt wird, eine dynamische Komponente.

Die *Bodenbedeckung* in Form von Schnee, Gletscher, Bodenmaterial und Vegetation beeinflusst die Verwitterungsfähigkeit des anstehenden Gesteins (vgl. STEINACHER ET AL., 2009; WACHAL & HUDA, 2000). Diese Tatsache macht es notwendig, die Gesteinsbedeckung bei der BgMG als begünstigenden oder hemmenden Faktor einzubeziehen. Pflanzen der sub- und alpinen Höhenstufe sind relativ resistent gegenüber Schüttungen und Erosion, gerade durch ihre Wurzelsysteme sind verschiedene Gebüscharten in der Lage Bodenbewegungen einzudämmen, hierfür ist jedoch lokal eine dichte Bodenbedeckung notwendig. Waldbestand wird als Schutzmaßnahme gegen gravitative Massenbewegungen zum Teil angelegt. Oberflächlicher Bewuchs durch niedrigere Pflanzen (z. B. alpine Rasen und Matten, Moose, Flechten, Algen), aber auch Baumkrüppel, Zwergsträucher und polsterbildende Blütenpflanzen können ebenfalls das anstehende Gestein schützen (s.

Anhang 7) und stabilisierend wirken, da je nach Artenzusammensetzung die Scherfestigkeit des Vegetationsbestandes die Scherfestigkeit des Untergrundes erhöhen kann (vgl. STEINACHER ET AL., 2009; RICKLI, 2001). Gestörte Ökosysteme beeinflussen die Hangstabilität, was vor dem Hintergrund einer wirtschaftlichen Nutzung von Bedeutung ist (vgl. GRAF ET AL., 2003; ELLENBERG, 2010). In Anbetracht des

Einfluss ist bei der BgMG die Erfassung der Bodenbedeckung zielführend. Für die Implementierung der Bodenbedeckung in eine Modellierung sind entsprechende Bodenbedeckungskarten und / oder Inventurdaten notwendig, diese sind länderabhängig erhältlich, begrenzt können diese mittels Analyse von Fernerkundungsdaten (Satellitenbilder) generiert werden. Hierbei sind die Qualität und der Aufnahmezeitpunkt der Satellitenbilder ausschlaggebend für ein möglichst genaues Herleiten der Bodenbedeckung. Die Satellitenbilder repräsentieren lediglich einen Zeitpunkt in der Vegetationsperiode, so dass die Schneefelder in Abhängigkeit der Jahreszeit in unterschiedlicher Ausdehnung erfasst werden, was bei der Interpretation der endgültigen Resultate berücksichtigt werden muss.

Dem *Permafrost* kommt eine partikuläre Stellung zu, da das Vorhandensein von Permafrost eine stabilisierende Funktion in Felswänden, Lockersedimenten und Blockgletschern einnimmt. In diesem Zusammenhang sind noch keine konkreten Daten über die Wirkung von bestimmten Auftautiefen auf die Destabilisierung von Felswänden und Hängen verfügbar (vgl. HAEBERLI, 1997; GRUBER ET AL., 2004). Das Permafrostaufkommen im Gelände ist daher in eine BgMG aufzunehmen. Die Auswirkungen von prognostiziertem Permafrostschwund sowie erhöhtem Schmelzwasserangebot auf das Georisikopotenzial können aktuell jedoch lediglich vorsichtig abgeschätzt werden.

Auslösende Faktoren können endogen oder exogen sein. Vielfach sind sie klimainduziert, z. B. Schmelzen von Permafrost und Starkregenereignisse. Ebenso können sie durch Veränderungen von Spannungszuständen aufgrund von Materialversagen durch Auflast oder seismische Aktivitäten hervorgerufen werden (vgl. HEINIMANN ET AL., 1998; KIENHOLZ, 2005). Sie beeinflussen zusätzlich das Georisikopotenzial und werden dementsprechend bei in der BgMG berücksichtigt.

3.2.2. Modellierungsansätze von Georisikopotenzialen

Geographische Informationssysteme umfassen umfangreiche Anwendungsfunktionen basierend auf geowissenschaftlichen Methoden, die zur Bearbeitung, Organisation, Analyse, Bewertung und Visualisierung geowissenschaftlicher Fragestellungen entwickelt wurden (vgl. DE LANGE, 2013). Für die Modellierung von Georisiken basierend auf dem Dispositionsgedanken und vor dem Hintergrund der dynamischen Klimaentwicklung stehen verschiedene methodische Ansätze zur Verfügung unter anderem statistische-, dynamische- und regelbasierte, welche trennscharfe oder unscharfe Werte generieren können (vgl. HEINIMANN ET AL., 1998; CHAN & WANG, 2013).

Die Anwendung eines statistischen Modellierungsansatzes beschreibt den Zustand (z. B. Zusammenhänge zwischen unterschiedlichen Variablen eines Systems) zu einem bestimmten Zeitpunkt. Diese Verfahren bedienen sich verschiedener Methoden: logische Regression, Diskriminanzanalysen, bedingte Wahrscheinlichkeit (vgl. BÜCKER, 2011; LEMMENS, 2011). Sind korrelative Zusammenhänge und Abhängigkeiten zwischen Prozessen bekannt bzw. errechnet, können auf dieser Grundlage Georisikokarten generiert werden, in denen abgestufte Wahrscheinlichkeiten für gravitative Massenbewegungen visualisiert werden. Diese Georisikokarten basieren auf einer rückwärtsgerichteten Analyse von bereits aufgezeichneten Naturgefahren, welche in ihrer Häufung und ihrem Ausmaß statistisch ausgewertet worden (vgl. HEINIMANN ET AL., 1998). Die prozessbasierte dynamische Modellierung berücksichtigt neben kausalen Zusam-

menhängen und Prozessen auch dynamische Strukturen bzw. Entwicklungen. Sie beinhaltet eine zeitliche Komponente, so dass kumulative Effekte, Abläufe oder Systemverhalten auch regelbasiert modelliert werden können. Für prädiktive Szenarien ist sie von Vorteil (vgl. BOSSEL, 1989; DE LANGE, 2013).

Die Methode der Fuzzylogik arbeitet regelbasiert sowie mit unscharfen Mengen. Der Vorteil dieser Methode ist die graduelle Abbildung von Variablen im Gegensatz zur scharfen, d.h. auf konkrete Grenzwerte basierenden Klassifizierungsform. Auf der Grundlage einer Zugehörigkeitsfunktion (z. B. linear, sigmoidal, Gauß'sche Normalverteilung) werden die Ursprungswerte in Form von Zugehörigkeitsgraden unscharfen linguistischen Termen zugewiesen (Fuzzy - Sets). Dieser Schritt wird als fuzzifizieren bezeichnet. Mehrere linguistische Terme beschreiben eine linguistische Variable. Im weiteren Verlauf werden, als Inferenz bezeichnet, unscharfe Schnittmengen durch das mathematische Verbinden von fuzzifizierten Datensätze charakterisiert, dies geschieht durch die logischen Operatoren "und", "oder" sowie "nicht" (äquivalent zu: Durchschnitt, Vereinigung, Komplement), welche in einem regelbasierten Systemen eingesetzt werden, bspw.: "WENN ... und ... DANN ...", "WENN ... oder ... DANN ...". Die Regeln überlagern sich, wenn sie durch den Operator "oder" verknüpft, wenn sie beispielsweise parallel gelten. Weisen unterschiedliche Regeln auf ein gleiches Ergebnis, können diese Regeln mit dem Operator "und" verbunden werden (vgl. ZADEH 1996; STYCZYNSKI ET AL., 2017). Die folgende Tabelle 2 verdeutlicht die Schritte der Fuzzy Logik beispielhaft.

Tabelle 2: Fuzzylogik, Beispiel für die Definition von linguistischen Termen und Regelwerk. (e.E.)

<i>Fuzzifizierung von Wertebereichen in unscharfe Mengen, durch linguistische Terme definiert</i>												
<i>Lingu. Variable</i>	<i>Hangneigung</i>				<i>Bodenbedeckung</i>				<i>Frostverwitterung des Anstehenden</i>			
<i>Lingu. Term Fuzzy-Sets</i>	kaum	niedrig	mittel	steil	keine	kaum	mittel	bedeckt	sehr niedrig	niedrig	mittel	hoch
<i>Inferenz: Überlagerung von Regeln(Verknüpfung von Fuzzy-Sets durch Operatoren)</i>												
<i>Regel</i>	<i>(WENN)</i>	<i>Verknüpfungsoperator</i>	<i>Linguistische Variable (WENN)</i>	<i>Verknüpfungsoperator</i>	<i>(WENN)</i>	<i>Ergebnis (DANN)</i>						
<i>Regel 1</i>	kaum Hangneigung	und	kaum Bodenbedeckung	und	niedrige Frostverwitterung des Anstehenden	Georisiko "sehr niedrig"						
<i>Regel 2</i>	Frostverwitterung des Anstehenden-hoch	oder	starke Hangneigung	oder	starke Hangneigung	Georisiko "hoch"						

Schließlich können mit Hilfe der Defuzzifizierung aus den durch die Inferenz gewonnenen Ergebnismengen (aggregierte Implikationen) scharfe Ausgangswerte u. a. mittels Schwerpunktmethod berechnen werden (vgl. ROJAS, 1996; ZADEH 1996). Aufgrund der Kombinationsmöglichkeiten der Fuzzy - Sets können unterschiedliche Szenarien angenommen werden.

Die Datengrundlage sowie die Berücksichtigung von Zusammenhängen bzw. Verhältnissen zwischen unterschiedlichen Geofaktoren macht eine situationsbedingte Auswahl und Anwendung der zur Verfügung stehenden Methoden notwendig.

3.2.3. Optimierung der Vorhersage für Georisikopotenziale

Auf der Grundlage der Analyse historischer und aktueller Klimadaten werden vor allem in Hochgebirgslagen Erwärmungstendenzen der Jahresmitteltemperaturen beobachtet und für die zukünftigen Dekaden vorhergesagt (vgl. BAFU, 2013; SCHWEIZERISCHER BUNDESRAT, 2015). Das Einhergehen mit gravitativen Massenbewegungen durch die Destabilisierung von Hängen und Felswänden aufgrund des Rückganges bzw. Schwundes von Permafrost und Klufteis sowie durch die erhöhte Verfügbarkeit von Schmelzwässern und der damit verbundenen vermehrten Ausbildung von Gleithorizonten ist mehrfach dokumentiert (vgl. GRUBER ET AL., 2004; GRUBER & HAEBERLI, 2007) Vor diesem Hintergrund konzentrieren sich aktuelle Studien auf die Modellierung der Entwicklung von Permafrostvorkommen sowie im Zuge dessen von Gletschern und ihren Auswirkungen auf den Naturraum. Inwiefern eine erhöhte Verwitterungsdynamik des Festgesteins hervorgerufen durch eine Freilegung des Gesteins und einer erhöhten Anzahl von FTZ die Disposition von Hängen und Felswänden für gravitative Massenbewegungen beeinflusst, steht bisher nicht im Fokus.

GROSSI ET AL. (2007) weisen allerdings in Studien auf die Verwitterungsanfälligkeit von Kulturdenkmälern und archäologischen Stätten unter dem Einfluss des Klimawandels hin, vor allem in Regionen, welche sich ursprünglich durch Schnee- und Eisklimate auszeichneten. Die Anzahl der Frost-Tauzyklen nimmt in diesen Regionen tendenziell zu, da es im Zuge der Klimaveränderungen zu regionalen Temperaturerhöhungen kommt sowie zu einer Verschiebung der Nullgradisotherme in höhere Breiten und Höhenlagen. Dies betrifft in Europa vor allem Skandinavien und die Hochgebirgsregionen, wie die der Alpen.

In diesem Sinne wendet sich das Dissertationsvorhaben der GIS - gestützten Einarbeitung der Verwitterungsdynamik von Festgestein in Abhängigkeit der zu erwartenden Klimaveränderungen als erweiterten Ansatz im Forschungsbereich der Georisikobewertung zu. Verwitterungsindikatoren des Anstehenden sollen helfen, von durch den Klimawandel betroffene Gefahrengebiete zu identifizieren. Schließlich soll festgestellt werden, inwiefern sich das durch den Klimawandel induzierte und forcierte Risiko für gravitative Massenbewegungen im Speziellen durch die Verwitterung des Anstehenden im hochalpinen Raum in der Zukunft verändert.

4. Beschreibung der Untersuchungsgebiete

Die Untersuchungsgebiete wurden nach den Indikatoren Permafrostvorkommen, Petrographie und Zugänglichkeit ausgewählt. Das Alpengebiet hat eine Entstehungsgeschichte von mehreren hundert Millionen Jahren (vgl. PFIFFNER, 2010). Für die hier bearbeitete Hypothese sind lediglich die oberflächennahen Gesteinsschichten von Bedeutung. Auf eine ausführliche Beschreibung von der Entstehung bis zur heutigen Formgebung der untersuchten Gebiete wird daher verzichtet. Neben den oberflächennahen Gesteinsschichten sind die räumliche Lage, die klimatischen Bedingungen, das gegenwärtige Gefahrenpotenzial sowie die anthropogene Nutzung Gegenstand der nachfolgenden Charakterisierung der Untersuchungsgebiete. Jedem Gebiet wurden Gesteinsrohlinge zur weiteren Untersuchung entnommen.

4.1. Untersuchungsgebiet: Gemmi

Räumliche Lage: Das Untersuchungsgebiet, aufgrund der Nähe zum Gemmipass im weiteren Verlauf Gemmi genannt, liegt im Furggentäli nahe des Daubensees an der Kantonsgrenze zwischen dem Berner Oberland und dem Wallis und gehört zu der Gemeinde Leukerbad. Das UG erstreckt sich über 1,65 km² in ost - westlicher Ausdehnung und liegt zwischen 2470 m und 2550 m N.N. und umfasst damit nur einen Teil des Furggentäli (vgl. WEISSERT & STÖSSEL, 2009). Zur geographischen Orientierung zeigt die folgende Abbildung 15 das Landesgebiet der Schweiz (rechts) und einen vergrößerten Kartenausschnitt, welcher das UG sowie umliegende Gemeinden und Großstädte umfasst. Das UG ist in der Karte links mit einem roten Kreis markiert.

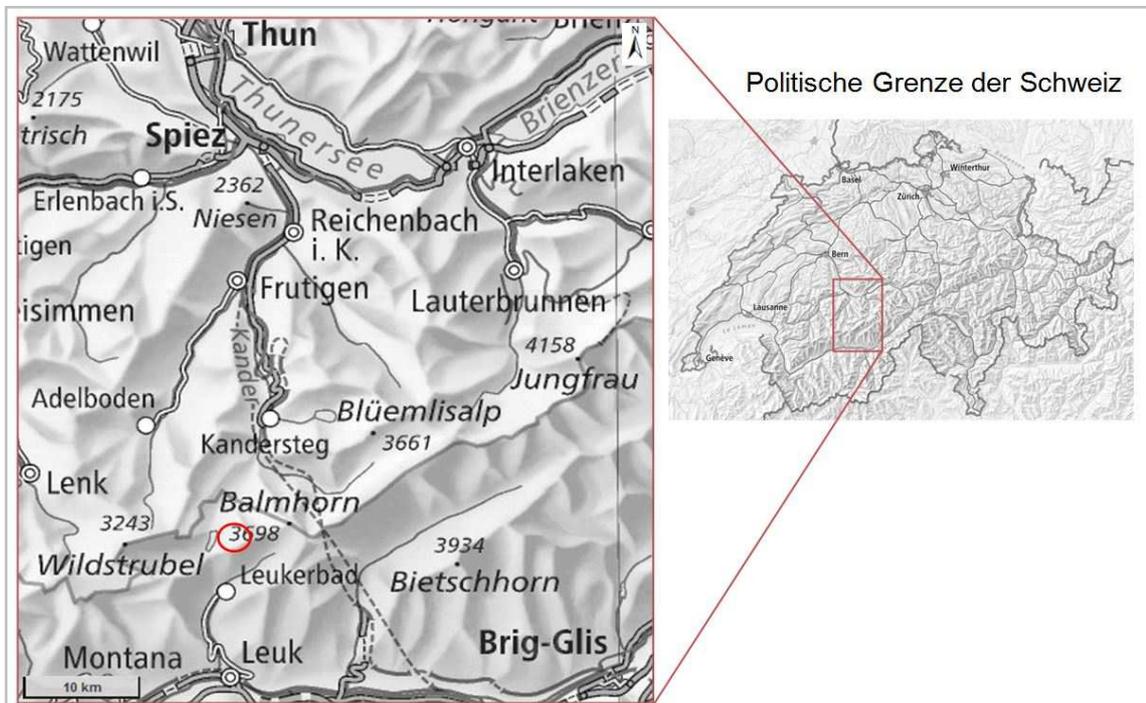


Abbildung 15: Kartenausschnitt des Untersuchungsgebietes und umliegender Gemeinden. (übernommen von: Web - GIS des BAFU (2), 2013)

Geologie / Tektonik: Geologisch gehört das Untersuchungsgebiet zur Doldenhorndekke, welche der Helvetischen Einheit zuzuordnen ist. Das Deckensystem entstand zwi-

schen der oberen Kreide (Ablagerung) und dem Paläogen (tektonische Überprägung). Die parautochthonen Sedimente wurden teilweise von ihrer ursprünglichen Unterlage abgeschert und durch Überschiebungen im Zuge der jüngeren Phase der alpidischen Orogenese einige wenige Kilometer nach Norden verschoben (Infrahelvetikum). Durch die tektonischen Formungsprozesse ist das Anstehende in diesem Bereich der Nordalpen durch den sogenannten nordhelvetischen Flysch gekennzeichnet. Das kristalline Grundgebirge wird von karbonatischen Schelfabfolgen überdeckt (vgl. PFIFFNER, 2010). Die nachfolgende Abbildung 16 gibt einen Überblick über die geologischen Decken des Helvetikums im Berner Oberland und einem Teil des südlich angrenzenden Wallis. Das UG ist in Abbildung 16 durch einen roten Kreis hervorgehoben.

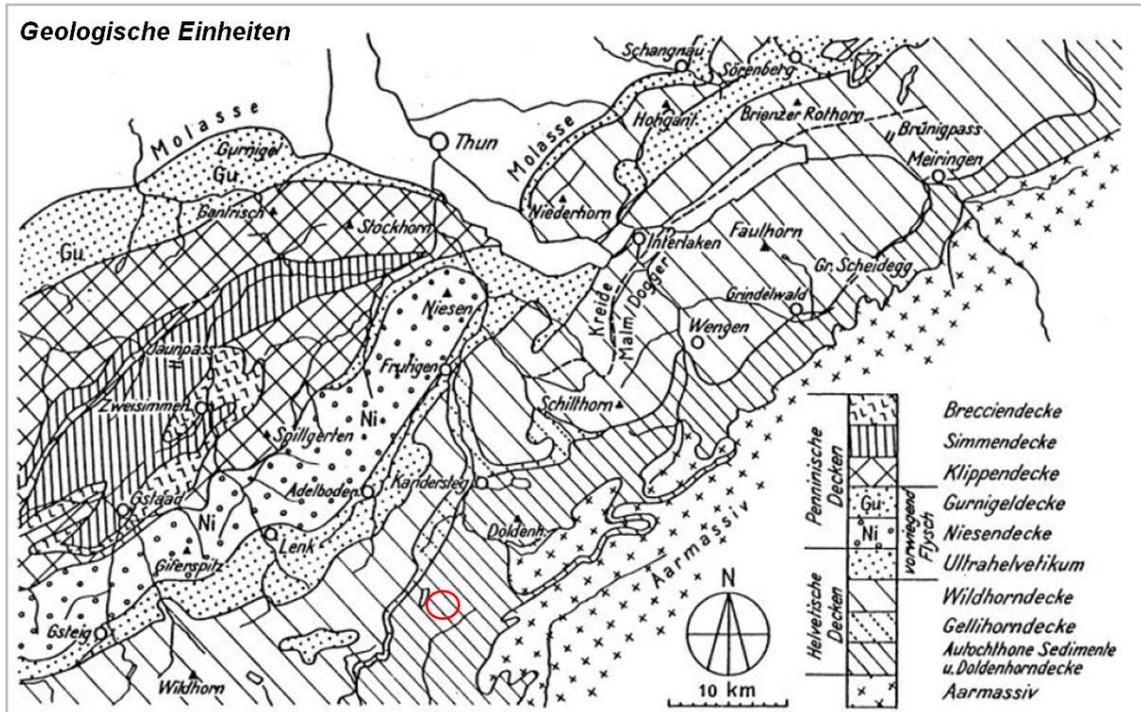


Abbildung 16: Tektonische Übersicht: Berner Oberland und nördliches Wallis. (übernommen aus: BRANDT, 1981:35)

Die Schichten der Doldenhorndeckfalte tauchen nach Westen ab und bilden gleichzeitig die östliche Talflanke des Furggentäli. Das Tal wird von den Graten des Rinderhorns im Nord - Nord - Osten sowie der Plattenhörner umschlossen, welche sich über den Osten in süd - westliche Richtung ausdehnen. Die Talöffnung liegt in nord-westlicher Richtung. Am östlichen Talabschnitt bildete sich ein glazialerosives Kar heraus, welches durch den Wandabtrag der umgebenden Hänge überprägt wird. Das anstehende Karbonatgestein im Untersuchungsgebiet ist homogen und durch Gesteinskomplexe mit deutlichen Bankungen sowie tektonischer Überprägung (Hebungs-, Verformungs- und Verlagerungsvorgänge) gekennzeichnet. Das Gestein weist starke Spuren der Verwitterung auf (Verwitterungsgrade: zwischen v1 und v3). Das Anstehende ist mehrheitlich von Rissen und Spalten mehrerer Zentimeter Größe durchzogen, welche gemeinhin parallel zur Schichtung des Gesteins verlaufen. Das Vorhandensein von mit Calcit verfüllten Klüften weist auf eine progressive Karstverwitterung hin. Biogene Verwitterungsspuren (z. B. Verfärbungen am Gestein) sind mit zunehmender Höhe seltener im Gelände zu beobachten. Der hohe Zerklüftungsgrad des Gesteins im Furggentäli wird hauptsächlich durch die für Kälteklimata typische physikalische Verwitterung hervorgerufen, d. h. durch Frostverwitterungsprozesse (vgl. GEBARDT ET AL,

2007). Das Bild links in der Abbildung 17 zeigt das typische Erscheinungsbild der Gesteinsblöcke in der Talmitte des Furggentäli.



Abbildung 17: Landschaftselemente des Furggentäli. (e. A.)

Durch die fortschreitende Verwitterung zeichnen sich ausgedehnte Geröllhalden und Schuttfächer an den Südhängen und den Westhängen ab. Die Hangneigungen im Furggentäli liegen vereinzelt bei 90° , wobei die nordexponierte Hanglage höhere Neigungswerte aufweisen als die südlich und westlich orientierten Lagen. Dies führt gravitativ bedingt zu großflächigen Schuttfächern mit heterogenen Korngrößen. Das Spektrum reicht von der Sandfraktion bis hin zu Blöcken von mehreren Quadratmetern (Südflanke des Rinderhorns). Im Vergleich hierzu bestehen die klastischen Sedimenthalden der Plattenhörner aus homogeneren Korngrößen.

Klima: Klimatisch gehört das Untersuchungsgebiet zur Klimaregion 8: „Westlicher Alpennordhang“ nach MÜLLER & SCHÜPP (1978). In Anhang 10 sind die Klimaregionen sowie die Lokalklimate der Schweiz in einer Karte dargestellt. Das UG befindet sich im Lokalklima „8d“, welches von starken Föhneinflüssen (Kanderdal) sowie durch höhere Jahresniederschläge (ca. 1800 mm bis 2500 mm) gekennzeichnet ist (vgl. BEGERT ET AL., 2007). Die Klimastationen der Region „Westlicher Alpennordhang“ (Gütsch ob Andermatt, Säntis, Pilatus), welche auf ähnlicher Höhe wie das Furggentäli liegen geben Anhaltspunkte über die Klimaverhältnisse im Untersuchungsgebiet. In den Wintermonaten ist mit Temperaturen im einstelligen Minusbereich (ca. -7°C bis -9°C) zu rechnen. In den Monaten von Mai bis Oktober können die Temperaturen bis in den zweistelligen Plusbereich reichen. Die Referenzstationen Gütsch ob Andermatt, Säntis, Pilatus weisen monatliche Durchschnittswerte zwischen -2°C und -9°C auf (vgl. METEOSCHWEIZ). Für eine im Anschluss folgende Betrachtung der Klimaentwicklung werden die Klimamodellierung genutzt (vgl. WORLDCLIM).

Während der Begehung des UG sind lediglich unmittelbar am Taleingang alpine Rasen zu beobachten, welche als Weide genutzt werden. Richtung Talmitte fehlt eine Bodenschicht gänzlich, so dass sich keine zusammenhängende Vegetationsdecke bilden konnte, zudem verhindern die hohe Schutzzufuhr und die Bewegungsraten des Gesteins die Entstehung einer Vegetationsdecke. Perennierende Schneeflecken sind lokal zu beobachten. Die lokalklimatische Exposition hat zur Folge, dass sich im Kontrast

zu den Süd-, Ost- und Westhängen an den nord- bis nord-nord-westlichen Hanglagen Periglazialformen ausbilden. Insbesondere an den Nordhanglagen finden sich auf gegenwärtige Permafrostvorkommen zurückzuführende Solifluktuationsloben, kleinere und einen größeren aktiven Blockgletscher sowie Frostmusterböden am Tal-eingang.

Das Luftbild der Abbildung 18: zeigt den aktiven Blockgletscher (s. Pfeilmarkierung: Rock Glacier), welcher sich am Fuß der Nordflanke der Plattenhörner befindet und sich Richtung Nord - Nord - West auf einer Länge von circa 350 m erstreckt. Östlich des Blockgletschers sind weitere, kleinere Blockgletscher dem Luftbild zu entnehmen (s. weiße Markierungen). Es wird vermutet, dass die Blockgletscher im Furggentälti durch das hohe Schutttaufkommen sowie der exponierten Nordhanglage begünstigt wurden und keine eiszeitlichen Relikte darstellen (vgl. MIHAJLOVIC ET AL., 2003).¹⁰

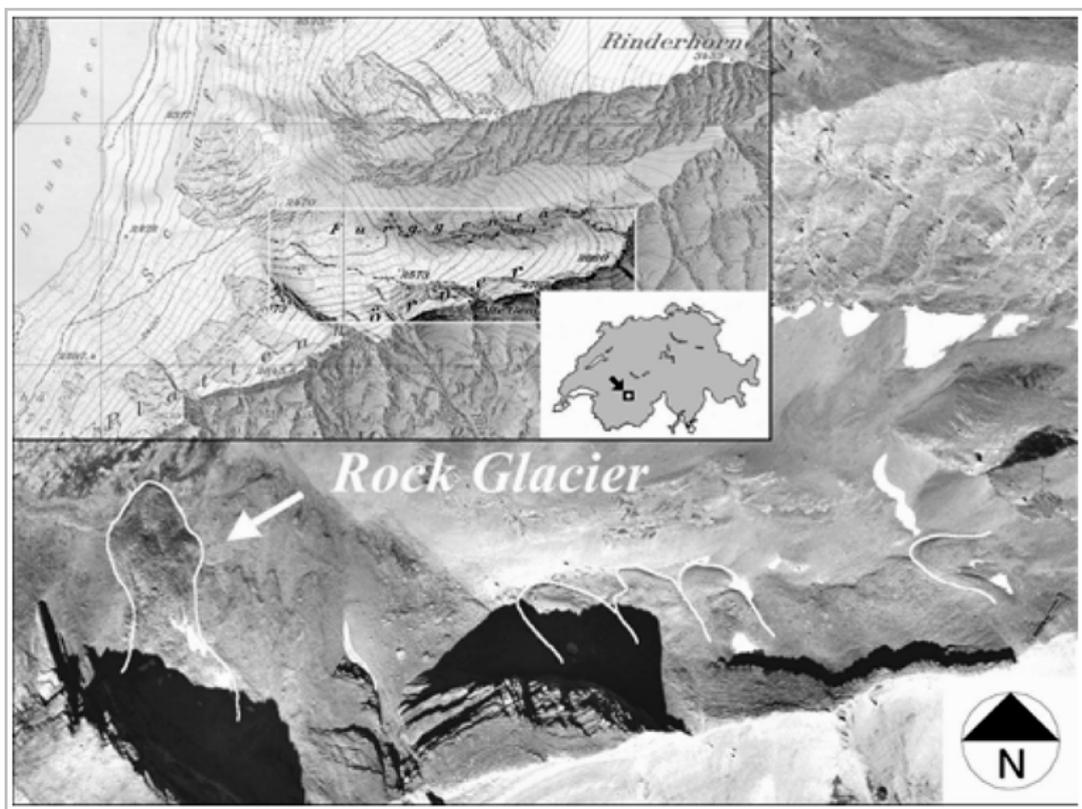


Abbildung 18: Furggentälti mit eingekreisten Blockgletschern. (übernommen aus: MIHAJLOVIC ET AL., 2003:765)

Die vom schweizerischen Bundesamt für Topografie (swisstopo) erstellte potenzielle Permafrosthinweiskarte spiegelt die Permafrostverbreitung im Furggentälti wider. Gleichzeitig verdeutlicht sie die mikroklimatischen Gegebenheiten des Tals, die sowohl meteorologisch als auch topographisch bedingt sind. So zeigt die Abbildung 19:, dass die Luvhanglagen in nördlicher- und westlicher Richtung sowie die vom Rinderhorn und von Felsvorsprüngen abgeschatteten Westhänge ein höheres Potenzial für Permafrostvorkommen aufweisen als die Südhänge.

¹⁰ Die Bildung eines Blockgletschers kann theoretisch auch aus dem Zuschütten eines Talgletschers durch hohes Schüttgutaufkommen resultieren. Der Blockgletscher hätte demzufolge einen aus Gletschereis bestehenden Kern (vgl. LLIBOURTY, 1955; WHALLEY, 1974). Die These eines glazialen Ursprungs von Blockgletschern wird generell kritisch gesehen.

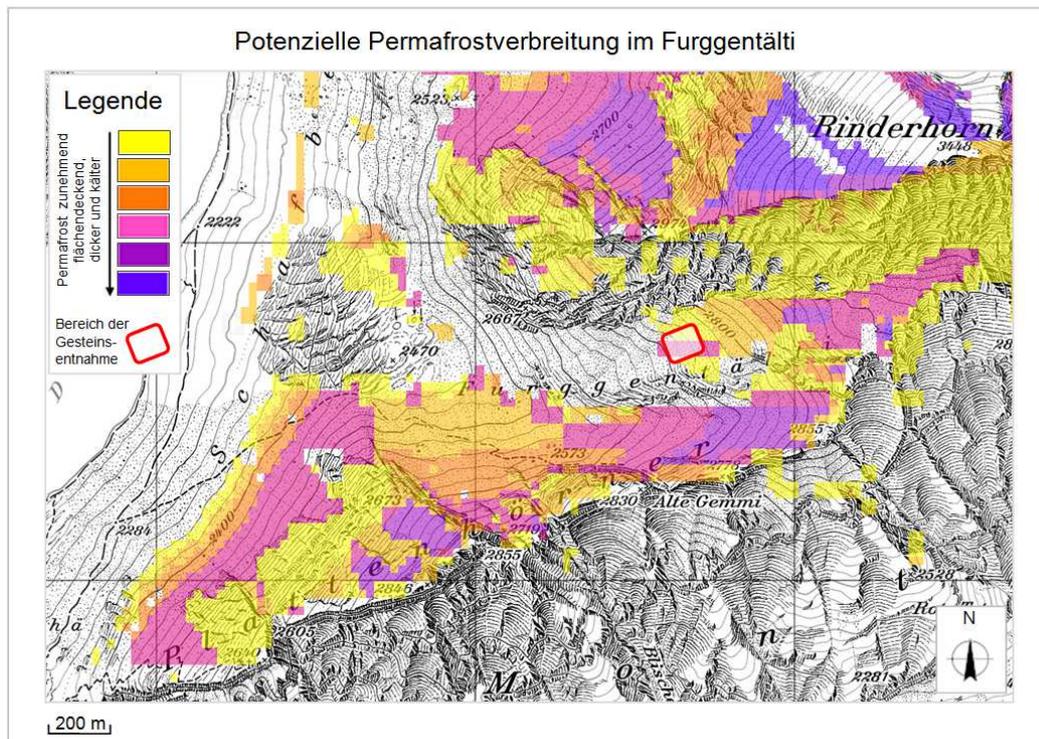


Abbildung 19: Permafrosthinweiskarte des Furggentälti. (übernommen von: Web - GIS BLW des BAFU (1), 2015)

Wirtschaftliche Nutzung: Die Region sowie das UG selbst sind wirtschaftlich erschlossen, so dass entsprechende Infrastrukturen geschaffen wurden. Wanderrouten verlaufen direkt in das Furggentälti, aber auch über den Alpenhauptkamm (nord - süd verlaufend: Sunnbüel - Spittelmatte - Schwarnbach - Daubensee - Gemmipass - Leukerbad). Neben teilweise befestigten Wanderwegen und Klettersteigen gibt es eine Seilbahn, Unterkünfte bzw. Hütten, Restaurants, eine Aussichtsplattform und Skiloipen. Der Daubensee wird als Kite- und Snowkiterevier genutzt. Landwirtschaftlich wird das Gemmigebiet sowie angrenzende Täler (Furggentälti) als Sommerweiden für die Schafzucht genutzt, dies offenbart die Begehung.

Georisiken: In den letzten Jahren zeigten sich die Folgen der Klimaveränderung in der Region durch die Häufung von temperatur- und / oder niederschlagsinduzierten Georisiken, unter anderem in Form von Hochwässern, Lawinenabgängen und gravitativen Massenbewegungen. Die Permafrost-, Schneefall- und Nullgradgrenze sind seit der Wetteraufzeichnung nachweislich gestiegen (Veröffentlichung der Normwert-Tabellen durch das Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz sind online einsehbar). Ehemals durch ewigen Schnee und Permafrost konsolidierte und / oder geschützte Gesteine liegen frei und sind direkten Verwitterungsprozessen ausgesetzt, so dass es vermehrt zu Sturz-, Rutschungs- und Fließprozessen kommt. Die Bewegungsraten der Blockgletscher steigt, murgangähnliche Fließstrukturen in Schutthalden und Solifluktionen sind zu beobachten. Ein Teil des Gemmiweges (bei Spittelmatte) ist seit 2002 wegen eines Steinschlagereignisses geschlossen. (vgl. BÄSCHLIN, 2007; PERROUD & BADER, 2013).

4.2. Untersuchungsgebiet: Gruben

Räumliche Lage: Das Untersuchungsgebiet, aufgrund seiner Lage oberhalb des Dorfes Gruben / Meiden im weiteren Verlauf ebenso genannt, liegt in einem Seitenhängetal des Turtmantals im Kanton Wallis. Zur geographischen Orientierung zeigt die folgende Abbildung 20: das Landesgebiet der Schweiz und einen vergrößerten Ausschnitt, welcher das UG sowie umliegenden Gemeinden und größere Städte umfasst. Das Untersuchungsgebiet ist mit einem roten Kreis markiert. Gruben liegt ca. 2,5 km west-süd-westlich vom Augstbordpass entfernt, welcher fußläufig das Turtmantal mit dem Mattertal verbindet. Das UG liegt in einem Gletscherkar, welches vom Gigigrat und dem Furggwangjoch umrahmt ist. Es erstreckt sich von Süd nach Nord - Nord - West über 0,54 km² und liegt zwischen 2400 m und 2800 m N.N.. Das 15 km lange Turtmantal selbst ist ein vom Rhônental südlich einmündendes Hängeseitental. Es liegt zwischen dem Val d'Anniviers im Westen und dem Mattertal im Osten und weist Höhenlagen zwischen 620 m N.N. am Ort Turtmann und 4203 m N.N. am Nordgrat des Weishorns auf (vgl. DIKAU ET AL., 2004; RASEMANN, 2003).

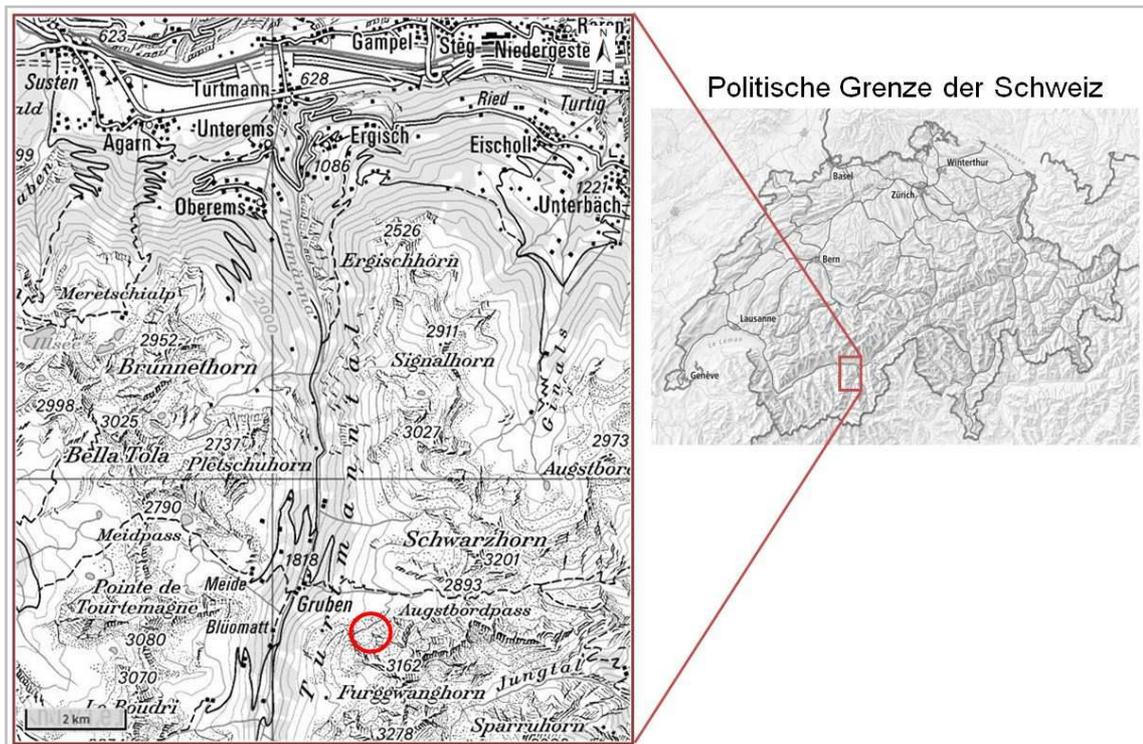


Abbildung 20: Kartenausschnitt des UG und umliegender Gemeinden (übernommen von: Web - GIS des BAFU (2), 2013)

Geologie / Tektonik: Das Gebiet südlich des Rhônetales wurde maßgeblich im Jura und in der Unterkreide durch die Schließung der Tethys als Folge der Annäherung der afrikanischen an die europäische Lithosphärenplatte geformt, hierbei wurden Sedimente zu Decken aufgestapelt, verformt sowie gefaltet und gehoben. Das sogenannte Penninikum formte das heutige Landschaftsbild. Im Bereich des UG findet sich das mittlere Penninikum (Briançonnais Terran), repräsentiert durch den Sankt - Bernhard - Deckenkomplex. Dieser besteht aus drei Einheiten. Die mehrfach gefaltete Siviez - Mischbel - Dekcke prägt das Turtmantal in südöstlicher Richtung (vgl. PLEUGER ET AL., 2007). Die nachfolgende Abbildung 21 gibt einen Überblick über die geologischen Decken des

Penninikums im Wallis südlich des Rhônetales. Gruben ist durch einen roten Kreis hervorgehoben.

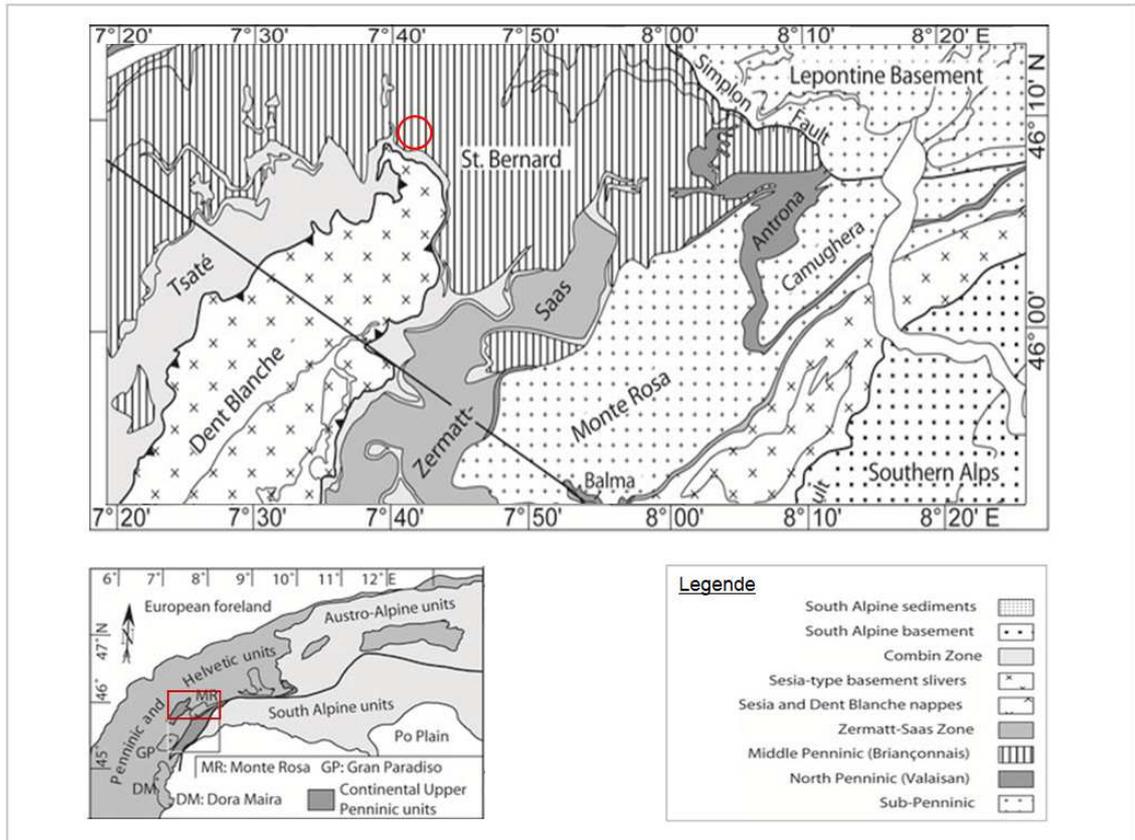


Abbildung 21: Tektonische Übersichtskarte des südwestlichen Penninikums und der nordöstlichen Grajischen Alpen (Wallis), verändert nach: STECK ET AL. (1999) und BIGI ET AL. (1990). (übernommen aus PLEUGER ET AL., 2007:231)

Die polymetamorph überprägten Ortho- und Paragesteine gehören zu den altkristallinen Einheiten der Gesteinsformationen des Sankt - Bernhard - Deckenkomplexes. Das Anstehende ist durch mehrere Phasen der Orogenese wiederholt tektonisch und regionalmetamorph beansprucht worden. In diesem Zusammenhang wurde das Gestein deformiert, geschiefert und gefaltet sowie durch metamorphe Phasen rekristallisiert. Innerhalb der Siviez - Mischbel - Decke zeigen die Gesteine metamorphe Prozesse unterschiedlicher Ausprägungen, sie reichen nachweislich von der Granulitfazies bis zur Grünschieferfazies. In folgedessen prägen Phyllite und Glimmerschiefer, Amphibolit sowie Gneise das petrographische Erscheinungsbild (vgl. BEARTH, 1980). Hohe Konzentrationen von Erzvorkommen sind auf Vererzungen und Fahlbänder zurückzuführen. Bis in die 1940er Jahre wurden in der Mine Kaltenberg (Turtmantal) Kobalt und Nickel abgebaut (vgl. ZINGG, 1989).

Das beprobte Gestein ist ein Phyllit. Bei der Begehung zeigen sich Verwitterungsgrade zwischen v1 und v2. Es haben sich Schuttfächer sowie kleinere Geröllhalden mit Blöcken von zum Teil mehreren Metern Durchmesser gebildet. Kleinere Gesteinsblöcke und Gesteinsbruchstücke weisen kaum Abplatzungen, Risse oder Spalten auf. Im Falle von Riss- oder Kluftbildungen verlaufen diese parallel zu den natürlichen Spaltflächen im Übergang der unterschiedlichen Mineralphasen. Die Kluftflächen sind keiner speziellen räumlichen Lage im Vergleich zur Hangneigung zuzuordnen. Zur organischen Verwitterung tragen Flechten bei, wie unter anderem *Rhizocarpon geographicum*

(Landkartenflechte), welche im UG heimisch ist. Durch die Flechtsäuren wird das Gestein angegriffen (vgl. FIEDLER, 2001). Rötliche Verfärbungen an einzelnen Gesteinsoberflächen sind auf Eisenoxidation durch Erzminerale (Fe_2O_3) zurückzuführen. Die im Gestein enthaltenen Eisenverbindungen werden angelöst und oxidieren in Verbindung mit dem Luftsauerstoff (vgl. GEBHARDT ET AL., 2007). Mit zunehmender Höhe nimmt diese Form der Verwitterung ab, insgesamt dominiert die physikalische Verwitterung.

Geomorphologisch ist das gesamte Turtmantal von glazialen und insbesondere periglazialen Formenschatzen geprägt, unter anderem finden sich 14 von Osten und Westen in das Tal mündende Hängetäler. Obwohl diese eine geringe Vergletscherung aufweisen, sind mehrere aktive und reliktsche Blockgletscher sowie Gelifluktionerscheinungen an den Ost- und Westhängen des Turtmantals dokumentiert (vgl. OTTO, 2001; RASEMANN, 2003). Das UG liegt kleinräumig in einem überprägten Gletscherkar und weist typische reliktsche und rezente Peri- sowie Glazialmorphologien auf. Neben Jungmoränen und Solifluktionsflächen sind ebenso mehrere aktive Blockgletscher zu verzeichnen, welche durch das Schüttgut der umliegenden Karhänge aufgebaut sind. Das Gefälle im Untersuchungsgebiet beträgt zwischen 20° und 50° . Aufgrund des aktiven Blockgletschers und der unmittelbaren Gefahren für Hangrutschungs- und -sturzprozesse wurde ein künstlicher Wall aufgeschüttet, welcher die Siedlung Gruben / Meiden schützen soll (vgl. OTTO, 2006; RASEMANN, 2003). Folgende Abbildung 22 zeigt Landschaftselemente des Tales Einzelne perennierende Schneeflecken sind oberhalb des UG (2700 m N.N.) zu verzeichnen.

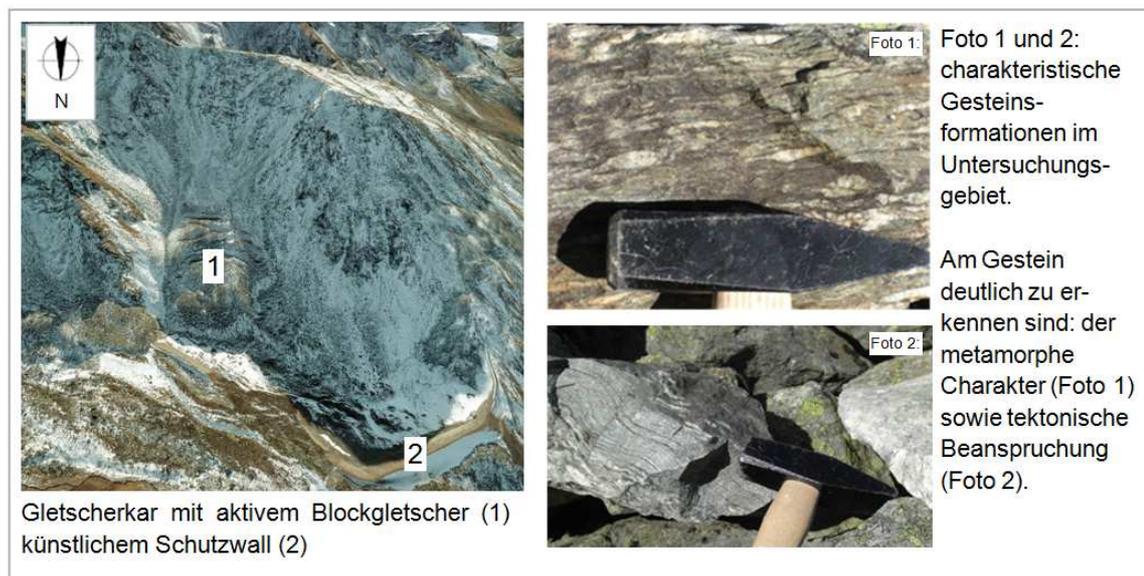


Abbildung 22: Landschaftselemente Gruben. (vgl. Google Earth, Satellitenbild - links; e.A. rechts)

Klima: Das Untersuchungsgebiet gehört zur Klimaregion 10 nach MÜLLER & SCHÜPP (1978), genannt „Wallis“. Durch die geographische Lage zwischen dem Alpennordhang und dem Alpensüdhang sowie der Tatsache, dass der Kanton die stärkste Höhendifferenz der Schweiz verzeichnet, weist die Klimaregion Besonderheiten auf. Das Wallis gilt als das vergleichsweise trockenste, wärmste und sonnenreichste sowie bewölkungsärmste Gebiet der Schweiz, was auf eine intensive wetterwirksame Orographie zurückzuführen ist. Es werden sechs Lokalklimate unterschieden, das UG gehört zum

Klimagebiet „Westlicher Nordhang“ (vgl. BEGERT ET AL., 2007). Insgesamt ist das Klima im Turtmanntal als kontinentales inneralpines Trockenklima zu bezeichnen. Der Einfluss der (Süd-) Westwinde ist durch die geographische Lage und Ausdehnung der Tal-systeme im Südwallis geschwächt, so dass es zu einer Abmilderung von Niederschlägen kommt (vgl. HÖRSCH, 2001; OTTO, 2006; ROER, 2005). In der Karte „Klimaregionen der Schweiz“ (s. Anhang 10) ist das Lokalklima des UG mit einem lila Kreis gekennzeichnet. Obwohl MeteoSchweiz auf ein umfangreiches Klimamessnetz zurückgreifen kann, sind unmittelbar im Turtmanntal keine Messstationen verfügbar. Für eine genaue Betrachtung kann jedoch auf WORLDCLIM - Datenbank zurückgegriffen werden. Mittels Downscaling ist es möglich, die kleinmaßstäbigeren Klimadaten auf einen größeren Maßstab zu rechnen, so dass eine modellhafte Annäherungen an das Lokalklima im UG erfolgt.

Die folgende potenzielle Permafrosthinweiskarte des UG (s. Abbildung 23), erstellt und veröffentlicht vom schweizerischen Bundesamt für Topografie, spiegelt die Permafrostverbreitung im UG wider. Für eine bessere Orientierung ist die Zunge des das UG prägenden Blockgletschers rot markiert. Des Weiteren ist in der Legende das Symbol des künstlichen Schutzwalls hinzugefügt. In der Abbildung 23 ist die Abhängigkeit von Höhe, Nordexposition, Abschattung und Hangneigung für die Verbreitung von flächendeckenderen, mächtigeren und kälteren potenziellen Permafrostvorkommen deutlich sichtbar. Im Eingangsbereich des Kars sind mikroklimatische Unterschiede auffällig, welche auf die spezielle Morphologie und den damit verbundenen Sonneneinfall zurückzuführen sind. Der nordwestliche Bereich des Kareinganges sowie ein schmaler Bereich am nordöstlichen Rand des Blockgletschers sind nahezu ganzjährig der Sonneneinstrahlung ausgesetzt, so dass trotz Höhenlage und Hangneigung der Permafrost weniger flächendeckend und tiefgreifend ausgeprägt ist. Insbesondere am nordöstlichen Rand des Blockgletschers wird dieses Phänomen deutlich, da sich lediglich einige wenige Meter entfernt mächtigere und flächendeckendere Permafrostvorkommen verorten lassen (Mitte des Blockgletschers).

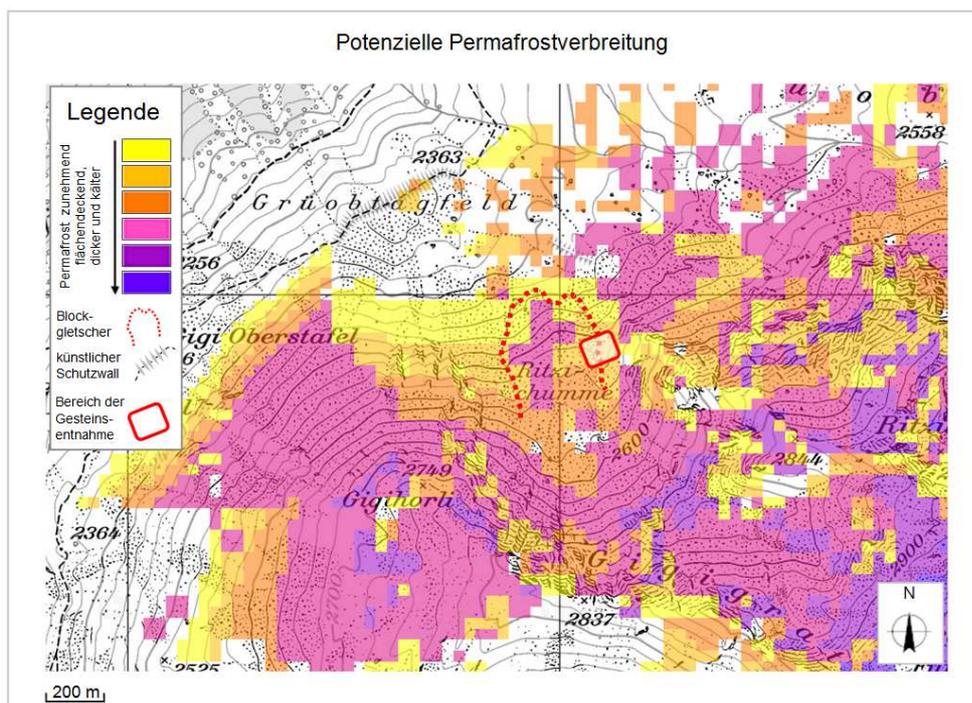


Abbildung 23: Permafrosthinweiskarte (übernommen von: Web - GIS BLW des BAFU (1), 2013)

Hinsichtlich der Bodenbedeckung bildet sich ein Kontrast zwischen den Hangausrichtungen des Kars heraus. Während sich in sonnenexponierten Lagen alpine Rasen sowie vereinzelte Zwergsträucher etabliert haben, sind im Wesentlichen der im Kar zentral gelegene Blockgletscher sowie die sich mit zunehmender Höhe anschließenden Schutt- und Geröllfelder vegetationsfrei. Die Schutzzufuhr und die Bewegungsraten des Blockgletschers verhindern zusätzlich die Entstehung einer geschlossenen Vegetationsdecke. Vereinzelt und mit der Höhe abnehmend sind Flechten und Moose auf den Gesteinsoberflächen zu erkennen. Eine zusammenhängende Vegetationsdecke findet sich lediglich östlich des Kares, außerhalb des betrachteten Gebietes (Informationen durch die Begehung erhalten).

Wirtschaftliche Nutzung: Alpinen Rasen werden als Sommerweideflächen für Schafe, Ziegen und Kühe genutzt. Begrenzungen der Weideflächen und entsprechende Infrastrukturen (z. B. offene Ställe, Tränken) sind bei der Begehung augenfällig. Extensive Landwirtschaft spielt unmittelbar im UG keine Rolle. Das Tal ist touristisch erschlossen. Das Gebiet wirbt mit verschiedenen Kulturangeboten u.a. mit Bergwander-, Hochgebirgs-, Gletscher- und Kletterrouten. In unmittelbarer Nähe zum UG führen eine Wanderroute über den Augstbordpass in das Matteredtal sowie Richtung Talschluss verlaufend ein Panorama - Höhenweg, welcher unmittelbar unterhalb des künstlich aufgeschütteten Dammes der Lawinenverbauung vorbeiführt. Wintertouristische Angebote beschränken sich auf den Taleingang (Gebiet: Oberems) und den Talschluss (hauptsächlich in Höhenlagen ab 2500 m N.N.). Die Osthänge des Turtmanntales sind vom Wintertourismus ausgenommen (vgl. INFOCENTER TURTMANN TAL).

Georisiken: Prinzipiell ist das Turtmanntal potenziellen Gefahren durch gravitative Massenbewegungen und Lawinen ausgesetzt, da mehr als 60 % des Tales ein Gefälle zwischen $25 \% \leq 35 \%$ und weitere 25 % ein Gefälle über 35 % aufweisen (vgl. OTTO, 2001, s. Anhang 8). Straßenbauliche Vorkehrungen sowie Maßnahmen der Lawinenverbauung gegen Sturzprozesse sind im Turtmanntal vielfach ergriffen worden.

Erdbeben können Auslöser für gravitative Massenbewegungen im Wallis sein. Im Rhône-tal, ca. 15 km bis 20 km nordwestlich des UG, sind diese regelmäßig messbar, allerdings von ≤ 4 Magnituden auf der Richterskala (s. Anhang 9). Aufgrund der Tatsache, dass bereits Beben mit bis zu 6 Magnituden gemessen wurden, wird davon ausgegangen, dass sich durchschnittlich alle 10 Jahre ein Erdbeben der Magnitude 5 und alle 100 Jahre eines der Magnitude 6 ereignen wird (vgl. WEISSERT, H. & STÖSSEL, 2009).

4.3. Untersuchungsgebiet: Grimsel

Räumliche Lage: Das UG (genannt Grimsel) liegt im süd - östlichen Teil des Aarmassivs an der Grenze der Kantone Bern und Wallis. Es befindet sich zwischen dem Grimselpass und dem Trübensee, ca. 500 m nordwestlich des Kleinen Sidelhorns, auf einer Höhe von 2500 m und 2600 m N.N. und umfasst ca. 1,8 km². Der Grad des Sidelhorns riegelt das Gebiet nach Süden ab. Einen Kilometer nördlich des UG erstreckt sich der Grimselsee in west - östlicher Ausdehnung. Zur geographischen Orientierung zeigt die folgende Abbildung 24 das Landesgebiet der Schweiz und einen vergrößerten Ausschnitt des UG sowie umliegende geomorphologische Strukturen. Das UG ist in der Abbildung 24 mit einem roten Kreis markiert.

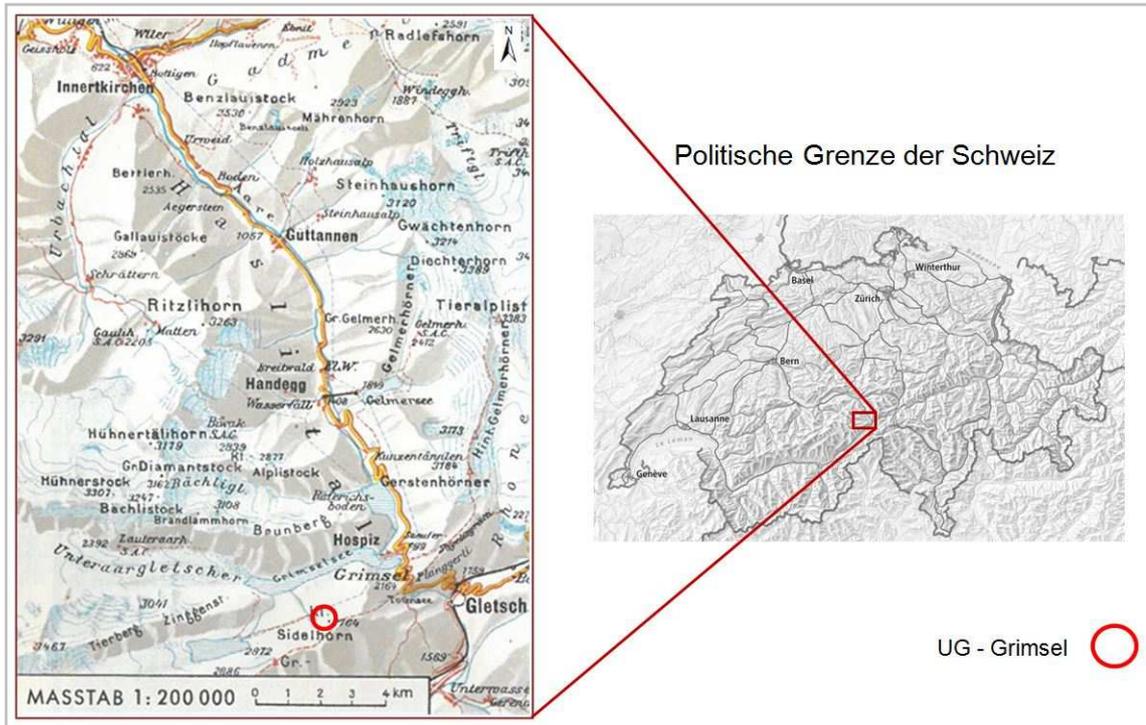


Abbildung 24: Kartenausschnitt des UG und umliegender Gemeinde. (übernommen aus: KAUFMANN ET AL., 1951: Anhang; Karte rechts: übernommen von: Web - GIS des BAFU (1), 2013)

Geologie / Tektonik: Der südöstliche Teil des Kantons Bern gehört geologisch zur Gebirgseinheit des Aarmassivs. Das Massiv erstreckt sich über eine Länge von 115 km von Süd-West nach Nord - Ost. An seiner größten Breite ist das Aarmassiv ca. 35 km breit, es lässt sich nach seiner Entstehungsgeschichte in zwei Hauptkomplexe gliedern: die granitischen Zentralmassen und die kristalline Schieferhülle. Petrographisch besteht der Gebirgskomplex aus einem autochthonen kristallinen Grundgebirge (typische kristalline Gesteine: Granit, Diorit, Syenit, Quarzporphyr, kristalline Schiefer). Nördlich des Aarmassivs schließt sich ein Sedimentmantel an, welcher partiell auch das kristalline Grundgebirge bedeckt. Aufgrund der verschiedenen Phasen der Orogenese sowie speziell der Hauptalpenfaltung wurden die Gesteinseinheiten des Massivs tektonisch überprägt und in ihrer Lage dahingehend verändert, dass sich mehrere granitische Teilmassive herausgebildet haben. Zwischen den Antiklinalen einzelner Granitkerne finden sich die kristallinen Schiefer, welche sich durch den seitlichen Druck der verschiedenen Gebirgsbildungsphasen zu in sich fein verfäلتeten Muldenzügen formierten. Die Abbildung 25 gibt Aufschluss über die geologischen und petrographischen Verhältnisse des Grimselgebietes. Das UG ist durch einen roten Kreis hervorgehoben, es befindet sich im Bereich des Zentralen Aaregranits (ZAGr). Die dem UG entnommenen Gesteinsproben sind granitisch. Der ZAGr tritt ca. 2,5 km nördlich des UG ein zweites Mal zu Tage. Unmittelbar nördlich daran erstreckt sich die Gneis - Schiefer-Zwischenzone (GSZ), gefolgt von einer sich NO - SW ausdehnenden schmalen Zone der aplitischen Randfazies des Grimsel - Granodiorits. Die Fazies des Grimsel - Granodiorits mit Aplit - Granit - Einschaltung schließt sich dieser Zone in nord - östlicher Richtung an (vgl. STALDER, 1964).

Die Kornfraktion ist Bereich der Kies- und Blockfraktion zu verorten, das Gestein verwittert mehrheitlich in situ.

Vereinzelt weisen Gesteinsoberflächen Bewuchs in Form von Flechten und Moosen auf, ebenso wie die zwischen einzelnen Gesteinsblöcken entwickelten Polsterpflanzen und Gräser werden diese mit zunehmender Höhe seltener. Die Abbildung 26 zeigt das Anstehende des Untersuchungsgebietes.



Abbildung 26: Gesteinsformationen im UG Grimsel. (e. A.)

Klima: Das UG wird der Klimaregion 8b nach MÜLLER & SCHÜPP (1978) zugeordnet und gehört somit dem Gebiet „Westlicher Alpennordhang“ und dem Lokalklima „Alpines Aaregebiet“ an (s. Anhang 10). Das Lokalklima ist geprägt durch starken Föhneinfluss (orograpischer Fallwind) aus Süd- bis Südwest sowie einer starken Vertikalgliederung, daher gibt es größere Unterschiede innerhalb des Lokalklimas (vgl. BEGERT ET AL., 2007). Die durchschnittlichen jährlichen Niederschlagssummen zwischen Grimsel Hospiz und Interlaken weisen eine Differenz von circa 700 mm auf. Die an den Klimastationen gemessenen jährlichen Niederschlagssummen sind im Vergleich zum restlichen Schweizer Alpenraum hoch, dies ist charakteristisch für das Lokalklima „Alpines Aaregebiet“ und ist begründet in den Stauwirkungen des Aarmassives bei Luftmassen nördlicher Strömungslagen. Die Messstation Grimsel - Hospiz weist eine Jahresdurchschnittstemperatur von 1,9 °C und eine mittlere Minimumtemperatur von - 1 °C. auf. Die Anzahl der durchschnittlichen Frosttage pro Jahr lag für den Zeitraum zwischen 1961 bis 1990 bei 206 Tagen, für den Zeitraum zwischen 1981 und 2010 bei 194 Tagen (vgl. METEOSCHWEIZ - BUNDESAMT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMATOLOGIE (1)). Das UG liegt etwa 500 m höher als die Messstation Grimsel Hospiz. In Anbetracht des höhenbedingten Temperaturgradienten ist im UG selbst von einer Jahresdurchschnittstemperatur um den Gefrierpunkt bis zu einstelligen Minusgraden sowie einer etwas höheren Anzahl von Frosttagen auszugehen. Die Permafrostvorkommen und perennierenden Schneeflecken untermauern dies. Die folgende Abbildung 27 zeigt das potenzielle Permafrostvorkommen im UG an.

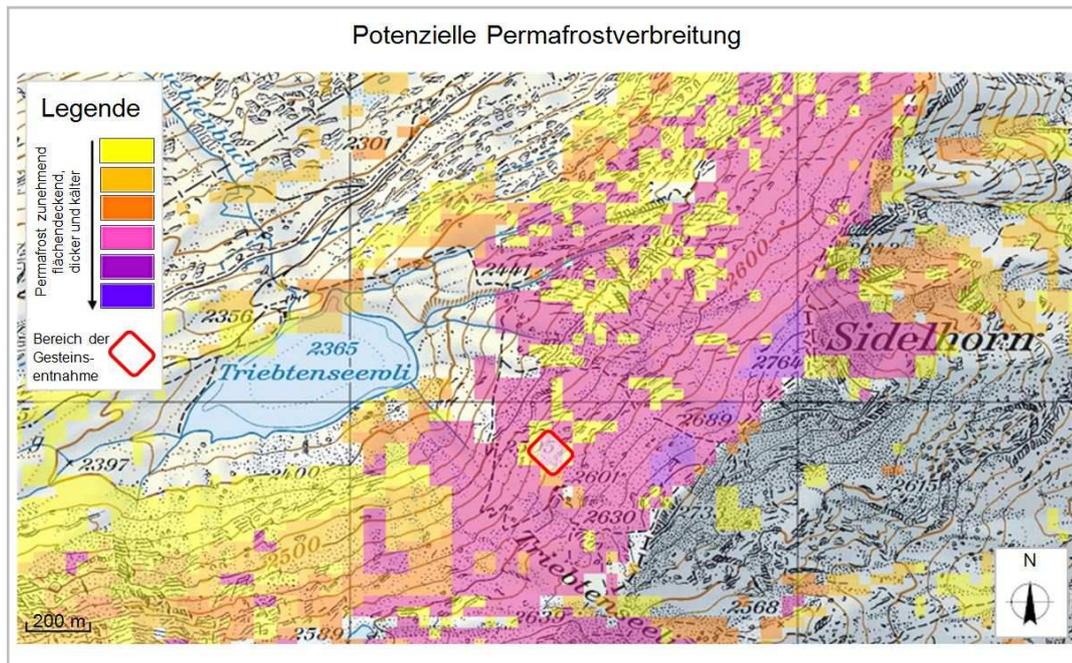


Abbildung 27: Permafrosthinweiskarte. (übernommen von: Web - GIS BLW des BAFU (1), 2013)

Entsprechend der Abbildung 27 weist das Gebiet südöstlich des Trübtensees ein höheres Potenzial für flächendeckenderen, tiefgreifenderen und kälteren Permafrost auf als das Gebiet südwestlich des Sees. Dies ist mesoskalig mit der Orographie und dem damit verbundenen Windsystemen zu erklären. Winde generiert aus regionalen- (Talwinden) oder überregionalen Nord - Nord - Westströmungen, gleiten entlang des Lauteraar- und Unteraargletschers, werden somit weiter abgekühlt und strömen direkt auf den Grat des Kleinen Sidelhorns zu. Infolgedessen nimmt die Temperatur an dieser lokal exponierten Hanglage im Vergleich zur Umgebung deutlich ab. Der Bereich südwestlich des Sees mit potenziell geringerem Permafrostvorkommen ist weit weniger exponiert, was durch folgende Gegebenheiten zu erklären ist: Der geomorphologische Ausläufer (horizontale Geländewölbung) des Großen Siedelhorns (südwestlich des Trübtensees) schützt den Bereich gegen Gletscherwinde des Oberaargletschers, das Massiv des Zinggenstockes (nordwestlich des Sees) gegen die regionalen- und überregionalen Winde entlang des Lauteraar- und Unteraargletschers. Die lokale Verbreitung des Permafrostes ist weiterhin abhängig von der Bodenbedeckung und des Untergrundes. Dies drückt sich in der Abwesenheit von Permafrost in den alluvialen Bereichen des Sees aus, da dieser ein lokaler Wärmespeicher ist. Südlich des Sees, mit dementsprechend zunehmender Höhe, fehlt eine Bodenschicht gänzlich. Das Anstehende besteht maßgeblich aus Festgestein und kleineren Schutt- und Blockhalden, der Permafrost wird potenziell flächendeckender und tiefgründiger.

Wirtschaftliche Nutzung: Das Grimselgebiet wird wirtschaftlich vielseitig genutzt, Aufgrund der Geomorphologie sind Flächen, welche ein landwirtschaftliches Nutzungspotenzial haben, begrenzt. Die Steilheit des Geländes ermöglicht selten eine gefahrenfreie Bearbeitung mittels Landmaschinen. Sommerweideflächen finden sich in Form von lokal begrenzten Alpenwiesen (Kooperationsalpen) wieder. Der Bau des Wasserkraftwerkes zur Stromgewinnung hat für die Regionen einen besonderen Stellenwert. Mehrere Stauseen und Talsperren wurden seit Mitte der 1920er Jahre errichtet. Durch die Elektrifizierung wurde die Region touristisch attraktiver, so dass sich ein intensiver

alpiner Tourismus mit entsprechender Infrastruktur (Unterkünfte, Seilbahnen) etabliert hat. Die Tourismusbranche wirbt mit dem Naturschutzgebiet und Angeboten wie Wanderrouten, Veranstaltungen, Klettersteigen, Skitourengebieten, Bildungsangeboten (vgl. KAUFMANN ET AL., 1951; GRIMSELWELT - Tourismus, 2010).

Georisiken: Die Hangneigung ist im unmittelbaren Untersuchungsgebiet und dem angrenzenden Kleinen- sowie Großen Siedelhorn aufgrund der abflachenden Hangneigung wenig ausgeprägt. Rutschungen und kleinere Schuttfächer mit kurzen Reichweiten sind im Bereich der Trogschultern und Böschungen der Gletscherseen zu beobachten. Teilweise umfassen die Sturzmassen Felsen von mehreren Kubikmetern. Hiervon sind Straßen und Wanderwege im touristisch erschlossenen Grimselgebiet unmittelbar betroffen (eigene Beobachtung). Die Erdbebenwahrscheinlichkeit ist im UG vorhanden, dennoch gering. Es wurden keine historischen schadenbringenden Erdbeben in unmittelbarer Nähe des UG festgestellt, dennoch ist dies nicht ausgeschlossen (s. Abbildung 61). Die Lithosphärenhebungsrate liegt zwischen 0,8 mm bis 1,3 mm pro Jahr im Schweizer Alpenraum (vgl. STALDER, 1964).

5. Methoden

Im Folgenden werden die konkret angewendeten Methoden zur Charakterisierung (Gesteinsbestimmung, Oberflächenanalyse, Bestimmung von Porosität, Permeabilität und Dichte) sowie zur Bestimmung der Verwitterungsbeständigkeit gegenüber Frost (Bestimmung des E_{dyn}) der Probengesteine erläutert. Um Verwitterungsspuren an den Probekörpern nach wiederholten FTZ - Kampagnen nachweisen und quantifizieren zu können, wurden die Proben weitestgehend zerstörungsfrei, überprüft. Die für die Untersuchungen notwendige Probenpräparation der Gesteinsrohling (Dünnschliffe, Auflichtschliffe, Zylinderproben) erfolgte am Mineralogischen Institut der Universität Hamburg. Die lichtoptischen Untersuchungsverfahren wurden am Geologischen Institut der Universität Hamburg, die physikalischen, mineralogischen und chemischen Messungen an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR - Hannover) durchgeführt. Die Ultraschallmessungen wurden in Zusammenarbeit mit Mitarbeitern der BRG realisiert.

Des Weiteren werden die angewendeten GIS - Methoden zur Herleitung der Georisikopotenzialkartengenerierung beschrieben (Dispositionsfaktoren, trennscharfe und unscharfe Klassifizierungsmethode). Ebenso wird die Implementierung eines Petrographischen Verwitterungsindikators (PVI) vorgestellt.

5.1. Verfahren zur Bestimmung der Frostverwitterung

Eine umfassende und zertifizierte Methode zur Untersuchungen der Verwitterungsbeständigkeit von Naturstein gegenüber Frost liegt lediglich im Zusammenhang mit dem Bauwesen vor. Die Prüfverfahren zur Verwitterungsbeständigkeit von Naturstein werden vom Normausschuss Materialprüfung (NMP) in Zusammenarbeit mit dem Normausschuss Bauwesen (FRAUENHOFER IRB) erstellt und entsprechend des Standes der Forschung regelmäßig aktualisiert. Die in der DIN vorgeschlagenen Prüfverfahren haben zum Ziel das Verhalten von Gesteinen unter unterschiedlichen, künstlich geschaffenen isolierten Witterungseinflüssen abzuschätzen (vgl. DIN 52008:2006-03). Durch die Prüfung unterschiedlicher DIN wurden schließlich die folgenden geeigneten Verfahren ausgewählt.

Die angewendeten Untersuchungsmethoden orientieren sich an den folgenden DIN:

- ⇒ zur Charakterisierung der Gesteinsproben: optische, mineralogische und chemische Verfahren entsprechend der petrographischen Analyse in Anlehnung an die DIN EN 12407:2007,
- ⇒ Prüfverfahren zur Bestimmung der Frostwechselbeständigkeit von Naturstein mittels Temperaturprüfschrank und Untersuchung von Gesteinseigenschaften in Anlehnung an DIN 52008:2006-03 (März 2006), DIN EN 12371:2010 (Juli 2010) sowie der DIN EN 583-1:1998 (Dezember 1998)

Die DIN sind ausführlich beschrieben, Änderungen in den Prüfaufbauten sind entsprechend der Zielvorgaben und einer erklärenden Stellungnahme möglich (vgl. DIN EN 12371:2010; DIN 52008:2006-03; DIN EN 583-1:1998-12).

5.1.1. Genutzte Verfahren zur Analyse der Gesteinseigenschaften

Polarisationsmikroskopie: In Anlehnung an die „petrographische Prüfung für Naturstein - DIN EN 12407:2007“ umfasst die Charakterisierung des Probenmaterials mittels Polarisationsmikroskopie die folgenden vier Charakterisierungsbereiche: Korngefüge, Bestandteile, Unregelmäßigkeiten und Umwandlungen.

XRD und RFA: Die Mineralphasenidentifizierung wird durch die XRD bewerkstelligt. Zur Plausibilitätsprüfung der Gesteinsbestimmung dient die Quantifizierung der Haupt- und Nebenelemente mittels RFA. Für die Verfahren wurden die Gesteinsproben pulverisiert. Um Informationen über etwaige chemische Lösungsvorgänge zu erhalten, werden beide Verfahren auch nach den Versuchen zur Bestimmung der Frostverwitterungsbeständigkeit durchgeführt.

Die **Auflichtmikroskopie** der präparierten Gesteinsquader (Probenabmessung: 50 mm x 10 mm) dient als zusätzliches Instrument der Untersuchung der Frostverwitterungsfähigkeit. Potenzielle Schwächezonen werden vor den Frostverwitterungsversuchen (DIN EN 12371:2010) markiert und fotografiert. Vergleichende Analysen der Vorher - Nachher - Bilder sollen Aufschluss über die Frostverwitterungswirkungen an den Gesteinsoberflächen geben. Die Abbildung 28 zeigt einen Gesteinsquader mit Pfeilen (rote Markierung), die auf potenzielle Schwächezonen deuten. Die Analyse erfolgt durch eine Sichtprüfung.

Die Proben sind beidseitig geschliffen (Körnung: 300). Jeweils drei Ausschnitte auf Vorder- und Rückseite (s. Pfeile) sind für die genau Analyse unter dem Auflichtmikroskop vor und nach Frost-Tau-Zyklen bestimmt (v.a. Korngrenzen, Risse).

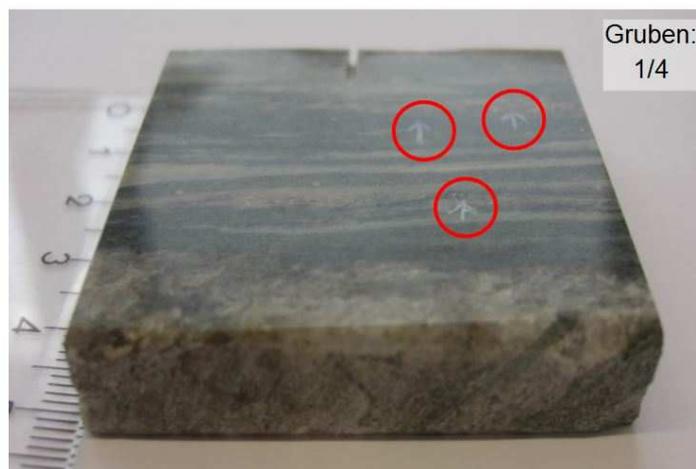


Abbildung 28: Probenquader präparierter für die Oberflächenanalyse mittels Auflichtmikroskopie. (e.A.)

Die Bestimmung der *Porosität*, *Permeabilität* und *Dichte* sowie des E_{dyn} erfolgt an Zylinderproben mit einer Abmessung von: 50 mm x 70 - 80 mm. Die Anzahl und Ausmaße der Probenkörper ist durch Sollbruchstellen der Rohlinge, wie auch der Gerätemaße der Messinstrumentarien begrenzt. Aufgrund dieser Tatsache kann lediglich eine kleine Anzahl an Probenkörpern je Rohling gefertigt werden.

Die Standardvermessungen der zylindrischen Probenkörper erfolgt mit folgenden Geräten:

- Waage:
 - vor- und nach dem Ausheizen - Laborwaage vom Typ: SI-6002 Denver Instruments, Messauflösung: 0,01g
 - Laborwaage vom Typ: Mettler PM1200, Messauflösung: 0,001g (vor- und nach der Porositäts- und Permeabilitätsmessung)
- Höhenreißer:
 - Typ: Mitutoyo, Auflösung: 0,01-300mm, Ablesegenauigkeit: 0,001mm

Porosität- und Permeabilitätsbestimmung

Im Vorfeld der Messungen werden die Gesteinsproben gewogen und ausgeheizt (70 °C / 24h). Die Messgenauigkeit der Porosität und Permeabilität liegt in der Poro.Perm - Anlage „Z4“ bei 0,01% (vgl. SCHULZE (b), 2011). Algebraisch wird die Porosität (Φ) durch das Verhältnis von Porenvolumen (V_{Por}) zum Gesamtvolumen (V_{Ges}) eines Gesteins definiert und wird in Prozent oder als Bruchzahl angegeben. V_m ist das Volumen der Festsubstanz (vgl. SCHÖN, 1996).

$$\Phi = \frac{V_{\text{Por}}}{V_{\text{Ges}}} = 1 - \frac{V_m}{V_{\text{Ges}}}$$

Gesteinsdichte (ρ) der Probenkörper wurde vor dem Hintergrund eines möglichen Masseverlustes aufgrund innerer Auflockerung, infolge der FTZ durchgeführt. Für die untersuchten Proben wurde die Rohdichte berechnet, da diese gleichzeitig für die Berechnung des dynamischen E - Moduls notwendig ist. Die Dichte wird algebraisch wie folgt definiert (vgl. SCHÖN, 1996):

$$\rho = \frac{m}{V}$$

Die Bestimmung der Gesteinsmasse (m) erfolgt durch das Wiegen der Gesteinsprobe nach einer Trocknung bei 70°C über einen Zeitraum von 24h.

5.1.2. Bestimmung des Frostwiderstandes (DIN EN 12371:2010)

Die Ermüdung und das Versagen von Baustoffen, wie auch von Gesteinen hängen maßgeblich von der Einwirkungsdauer sowie der Intensität der Beanspruchung ab. Die Resultate von Festigkeitsprüfungen werden somit von verschiedenen Größen beeinflusst unter anderem der Dauer der Belastung und der Belastungsintensität (vgl. STROHMEYER, 2003). Die Frostbeständigkeit von Gesteinen wird mittels Überprüfung physikalischer Gesteinseigenschaften vor und nach einer definierten Anzahl von FTZ in einem Kälteschrank bestimmt. Hierbei werden im Vorfeld die Anzahl der FTZ sowie die minimale und maximale Temperatur im Temperaturprüfschrank festgelegt. Das Temperaturprofil im Kälteschrank wurden den naturräumlichen Gegebenheiten der UG angeglichen. Hierzu wurden die Klimanormwerte, gemessen an den Wetterstationen, die eine räumliche Nähe zu den UG aufweisen sowie Wetterstationen, die über 2400 m N.N. und somit im Bereich von Permafrostvorkommen liegen, herangezogen (vgl. SCHIRRMAYER ET AL., 2011). In den Monaten geringen Schneefalls in denen das Gestein direkt der Witterung ausgesetzt ist, zeigen die Klimanormwerte im Monatsdurchschnitt

(Mai bis September) zwischen 1981 und 2010 keine Temperaturen $< -10\text{ °C}$ (vgl. METEOSCHWEIZ - BUNDESAMT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMATOLOGIE (1)). Felstemperaturen gemessen selbst zwischen 3600 m bis 3900 m N.N (Jungfrauoch, Ostgrat), weisen in schneereichen sowie schneearmen Perioden keine Temperaturen $< -10\text{ °C}$ auf (vgl. WEGMANN, 1998), obwohl die winterlichen Temperaturen $< -15\text{ °C}$ sinken (vgl. METEOSCHWEIZ - BUNDESAMT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMATOLOGIE (1)). Im Winter schützt die Schneedecke den Fels vor einem extremen Herabsinken der Felstemperatur. Dementsprechend haben Frosttage in schneearmen bzw. schneefreien Perioden einen besonderen Einfluss auf das Gestein. Da Wetterschwankungen auch in schneefreien Monaten vorkommen und die Frostwirkungen direkt am Fels wirken kann, wurde die Minimumtemperatur für die FTZ zusätzlich um 5 °C herabgesetzt. Die Minimumtemperatur von -15 °C ist für die Bestimmung des Frostwiderstandes der Gesteine realistisch. Die Anzahl der FTZ wurde in Anlehnung an die DIN EN 12371:2010 festgelegt: einer sechsstündigen Gefrierperiode folgte eine sechsstündige Tauperiode. Die Proben wurden insgesamt 50 FTZ ausgesetzt. Die folgende Abbildung 29 zeigt einen 48 stündigen Ausschnitt des Temperaturprofils. Die Aufzeichnung erfolgte mit einem Datenlogger¹², welcher im Kälteschrank platziert war.

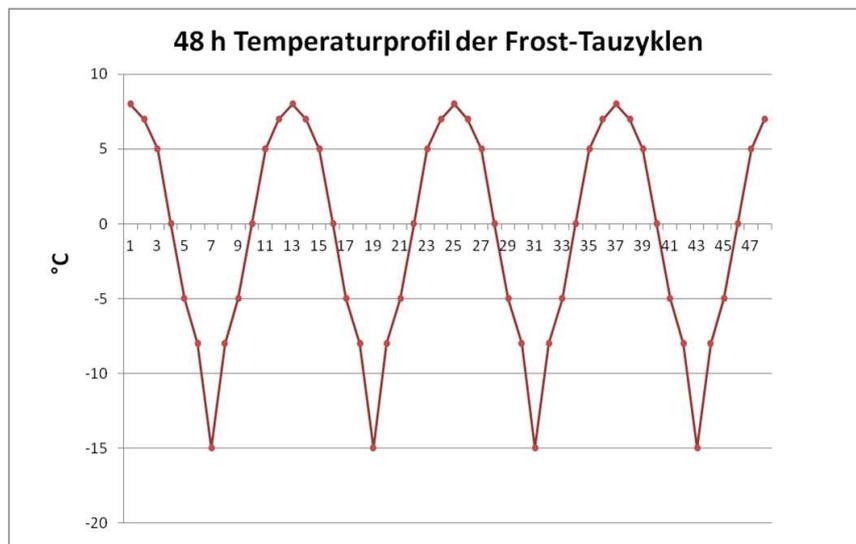


Abbildung 29: Temperaturprofil der Frost - Tauzyklen innerhalb von 48h. (Temperaturüberprüfung durch HoBo Logger)

Da die Frostwirkung in Verbindung mit Wasser seine größte Wirkung erlangt (vgl. MATSUOKA & MURTON, 2008), werden die Proben im aufgesättigtem Zustand den Frost-Tauzyklen unterzogen. Die Proben verbleiben zunächst $48 \pm 2\text{ h}$ bei $60 \pm 5\text{ °C}$ in einem Wasserbad (demineralisiertes Wasser) und werden anschließend vakuumverpackt, so dass sie keine Feuchtigkeit an die Umgebung verlieren, den Frost - Tauzyklen im Temperaturprüfschrank unterzogen (vgl. DIN EN 12371:2010). Um eine mögliche Verwitterungsentwicklung engmaschig dokumentieren zu können, wurden bei der Hälfte der Probenkörper bereits nach 30 Frost - Tauzyklen erneut die technischen Prüfungen (vgl. DIN EN 583-1:1998-12) vorgenommen. Da die DIN EN 12371:2010 keine Unterbrechung der Frost - Tauwechselreihe vorsieht, wurde ein Teil der Proben dieser Zwischenuntersuchung nicht unterzogen.

¹² Product: HOBO U23-001 Temp/RH / Serial Number: 2336257 / Version Number: 1.0.10 / Manufacturer: Onset Computer

Das Probenmaterial wird im Vorfeld der FTZ - Kampagne jeweils vermessen, einer Porositäts-, Permeabilitäts- und Dichtebestimmung unterzogen. Die Durchschallung mittels Ultraschallwellen dient der anschließenden Ermittlung des E_{dyn} . Diese Prozedur wird im Anschluss an die FTZ - Kampagnen wiederholt. Die Veränderungen der Gesteinseigenschaften der Gesteinsproben nach den FTZ weisen auf Frostschäden im Gefüge hin. Die Zunahme oder Abnahme des aus den Ultraschallwellen errechneten E_{dyn} dient als Indikator der Frostverwitterungsanfälligkeit der Gesteinsproben. Je schneller die Laufzeiten der Longitudinal- und Transversalwelle, desto größer ist der E_{dyn} und dementsprechend kompakter bzw. dichter ist das Gestein. Verlangsamen sich die Ultraschallwellen, bedingt durch gesteinspezifische Veränderungen, führt dies zur Abnahme des E_{dyn} . Die Zersetzung eines zu baulichen Zwecken bestimmten Natursteins ist ab einer Abnahme von 30 % des dynamischen E - Moduls erreicht (vgl. DIN EN 12371:2010). Dieser Wert dient als Orientierung bei der Interpretation der Prüfergebnisse nach Beendigung der Versuchsreihe.

Die Quaderproben dienen ausschließlich einer vergleichenden Oberflächenanalyse mittels Auflichtmikroskopie vor und nach den FTZ. Sie werden zusammen mit den Zylinderproben im Temperaturprüfschrank insgesamt 50 FTZ ausgesetzt. Die Hälfte der Probenkörper wurde nach 30 FTZ einer ersten Oberflächenanalyse unterzogen. In Anlehnung an die Bestimmung des Frostwiderstandes (DIN EN 12371:2010) werden die Proben zunächst ausgeheizt und anschließend in einem Wasserbad aufgesättigt, so dass sich eine maximale Frostwirkung einstellen konnte.

Ultraschallmessung: Der Messaufbau zur Ermittlung des E - Moduls wird in der DIN EN 583-1:1998-12 zerstörungsfreie Prüfung „Ultraschallprüfung“ beschrieben. Sie fungiert als Richtlinie. Die Ausbreitung der Wellen wird von der Gesteinsfeuchte beeinflusst, aus diesem Grund werden allen Proben entsprechend der DIN im Vorfeld der Durchschallung bis zur Massenkonstanz bei 70 °C, 24 Stunden getrocknet (vgl. DIN EN 12371:2010). Neben den materialspezifischen Beeinflussungen der Schallausbreitung hängt die Qualität des Ergebnisses der Ultraschallmessungen erheblich vom emittierten Schallspektrum, der Ausbreitungsart der Schallwellen (Primär-, Sekundärwelle), der Sensoren der Prüfwellenköpfe sowie der Ankopplung zwischen Sender, Probe und Empfänger ab. Für Naturstein sind Frequenzen zwischen 20 kHz und 1 MHz üblich (vgl. SHEREMETI - KABASHI, 1996). Die Messungen wurden mit Primär- sowie Scherwellenaufnehmern von KRAUTKRAMER – BRANSON durchgeführt. Die Oszillogramme wurden mit einem Oszilloskop des Typs NICOLET PRO 42 aufgezeichnet. Es wurde kein Koppelmedium zwischen den Prüfwellenköpfen und den Gesteinsproben aufgetragen (vgl. DIN EN 583 - 1, 1998), da diese physische Rückstände hinterlassen.

Der Einpressdruck zwischen Prüfwellenköpfen und Gesteinsprobe wurde für eine optimale Ankopplung, zwischen 4,5 bar und 5 bar angesetzt. Durchschallt wurden alle Proben mit einer Frequenz von 185 kHz, bei einer Stromspannung von 195 V. Die Anregung der Ultraschallwellen betrug 20 Hz. Vor den Durchschallungsmessungen der Gesteinsproben wurde ermittelt, wie viel Zeit das Ultraschallsignal benötigt, um die Messvorrichtung ohne Probe vom Sender zum Empfänger zu durchqueren. Die sog. Vorlaufzeit (Delay) betrug 0,55 μs . Um die reine Durchschallungsgeschwindigkeit durch die einzelnen Probenkörper zu ermitteln, wird die Vorlaufzeit von den gemessenen Ultraschallgeschwindigkeiten subtrahiert.

Die Gesteinsproben sind polymineralisch und heteromorph ausgeprägt, Gesteinstexturen sind zum Teil makroskopisch erkennbar, somit spielt die Richtung, in der die

Messungen vorgenommen werden, eine wichtige Rolle. Für eine maximale Reproduzierbarkeit der Ultraschallmessungen nach den FTZ wurden Markierungen auf den Proben angebracht (bezeichnet mit 1a, 1b, 2, 3, 4 und 5), welche die Kontaktpunkte zwischen den Prüfköpfen und der Probe anzeigten. Um die Richtung der optimalsten Wellenausbreitung zu identifizieren, wurde zunächst Messpunkt 1 jeweils von beiden Seiten der Zylinderproben gemessen, so entstanden die Messungen 1a und 1b. Die Richtung, in der die verlässlichste Wellenausbreitung in Punkt 1 gemessen wurde, wurde als Vorzugsdurchschallungsrichtung für die weiteren Messungen beibehalten. Die Messungen wurden mit einem Oszilloskop aufgezeichnet. Die die Proben wurden an den markierten Punkten jeweils einmal mit einem Primärwellenprüfkopf für die Aufzeichnung der Primärwelle und einmal mit einem Scherwellenprüfkopf für die Aufzeichnung entsprechender Scherwellen durchschallt wurden. Für jeden Prüfkörper wurden somit sechs Messungen mit einem Primärwellenprüfkopf (1a und 1b, 2, 3, 4 und 5) und fünf mit einem Scherwellenprüfkopf (1a oder 1b, 2, 3, 4 und 5) durchgeführt. Abbildung 30 zeigt schematisch den Versuchsaufbau.

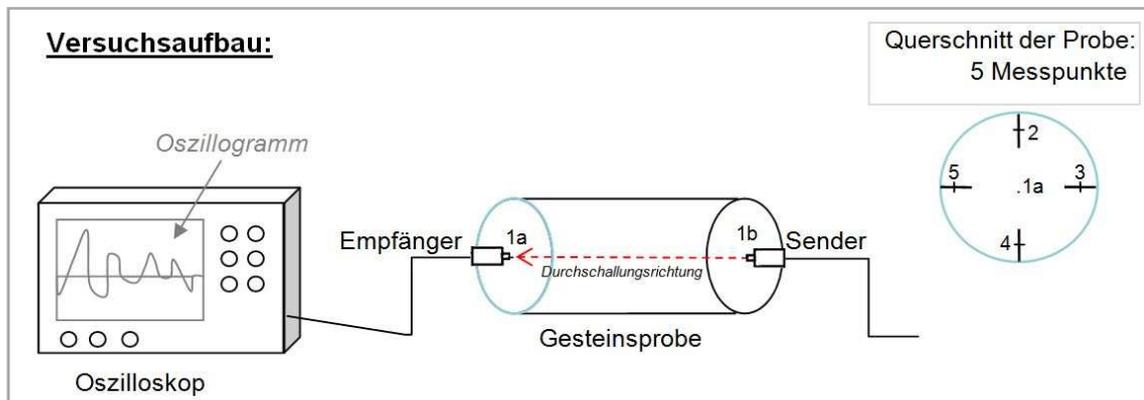


Abbildung 30: Versuchsaufbau der Ultraschallmessung. (e. E.)

Die Überprüfung der gemessenen Schallwellenlaufzeiten, bei denen das Verhältnis zwischen Longitudinal- und Transversalwelle ungefähr $\sqrt{3}$ betragen sollte, gibt Aufschluss über die Genauigkeit der Messung (vgl. SHARMA, 1976).

$$V_s = V_p \cdot \sqrt{3}$$

Der Einfluss der Scherwellen auf das Ergebnis des E_{dyn} ist dementsprechend größer als die der Longitudinalwellen. Ist dieses Verhältnis nicht gegeben, sollte eine erneute Schallwellenmessung vorgenommen werden. Aufgrund der Tatsache, dass diese Verhältnismäßigkeit für homogene Stoffe beobachtet wurde, stellt sie für Natursteinproben lediglich ein Mittel der Plausibilitätsüberprüfung der Messergebnisse bzw. einen Richtwert dar.

Die Schallwellenausbreitung wird in metamorphen Gesteinen von der Foliation beeinflusst. Wird die Foliation bei den Messvorgängen außer Acht gelassen, kann dies zu Fehlinterpretationen der Messergebnisse und im Anschluss der Verwitterungsresistenz des Gesteins führen. Metamorphe Gesteine erfordern eine richtungsabhängige Analyse technischer Kennwerte (vgl. STROHMEYER, 2003). Die Abbildung 31 zeigt den Querschnitt der metamorphen Gesteinsprobe 1/4/01.

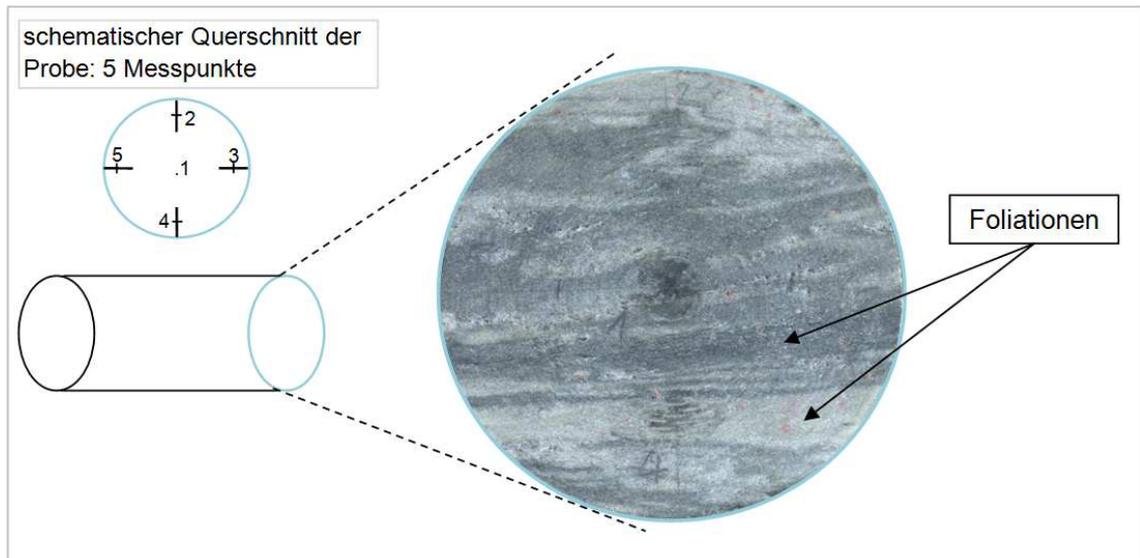


Abbildung 31: Querschnitt der Zylinderprobe Gruben1/4/01. (Scan, Auflösung 1200 dpi, e. A.)

Aufgrund von Foliationen im Gestein wurden die metamorphen Gesteinsproben aus dem UG Gruben zusätzlichen Messungen unterzogen: parallel sowie senkrecht und unter einem Winkel von 45° zur Orientierung der Foliation. Folgende Abbildung 32 zeigt schematisch den Aufbau für die Ultraschallmessungen der metamorphen Gesteinsproben.

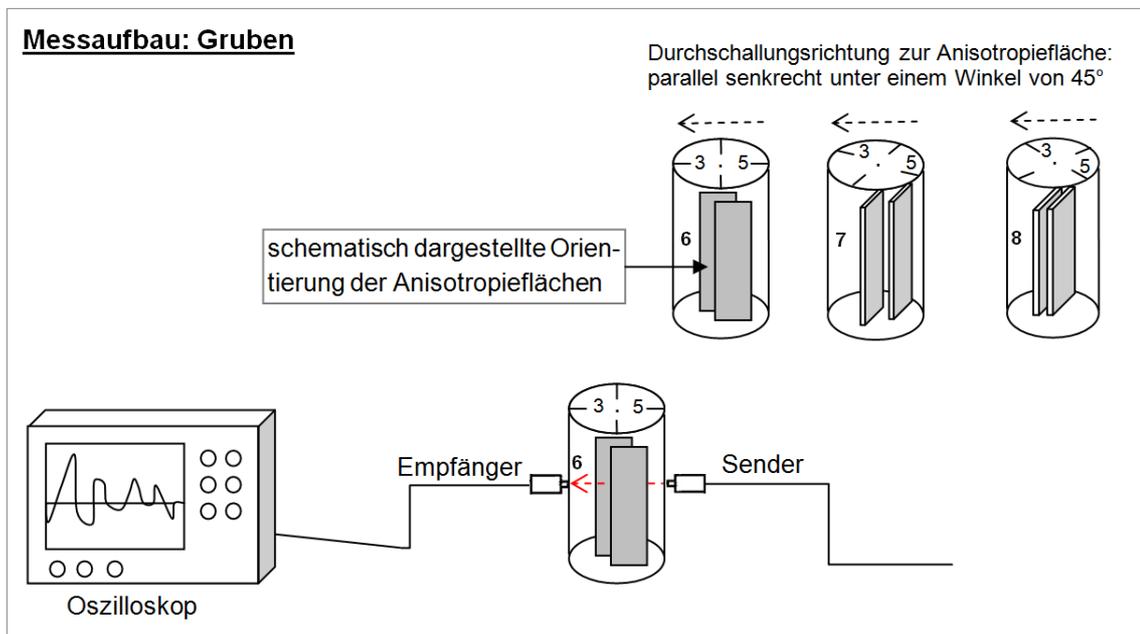


Abbildung 32: Durchschallungsrichtungen der metamorphen Gesteinsproben. (e.E)

5.2. GIS - gestützte Anwendungen zur Georisikoanalyse

Das Ziel der Untersuchungen zur Verwitterungsfähigkeit ist die Einbindung der Resultate in eine Georisikopotenzialkarte, welche durch die Berücksichtigung der prognostizierten Klimaveränderungen eine höhere Genauigkeit bei der Identifizierung von Gefahrengebieten für gravitative Massenbewegungen erreichen soll. Nicht modelliert werden Sturzbahnen und volumetrische Abschätzungen der potenziell bewegten Sturz-

massen. Die im Rahmen dieser Arbeit genutzten GIS Programme sind: SAGA sowie ArcGIS. Im Folgenden werden die zur Verfügung stehenden und genutzten Geodaten sowie GIS - Anwendungen für die Parametrisierung der ausgewählten Geofaktoren und der sich daraus ergebenden Modellierung beschrieben und erläutert. Im Anhang 11 fasst das Ablaufdiagramm die einzelnen Schritte der Modellierung zusammen.

5.2.1. Datenherkunft und Datenaufbereitung

Die auf das Staatsgebiet der Schweiz bezogenen Daten sind über das Bundesamt für Landestopografie teilweise erhältlich, hierzu zählt das digitale Höhenmodell (DHM, Rasterweite 25 m). Weitere Grundlagenkarten mit administrativen und naturräumlichen Inhalten, welche das gesamte Schweizer Staatsgebiet umfassen, sind frei über „geo.admin.ch“, die Satellitenbilder (Sentinel 2, Auflösung 10 m) über den Anbieter Singergise beziehbar. Im Sinne der Einbeziehung von Klimaszenarien in die Prognose von für gravitative Massenbewegungen anfällige Hochgebirgslagen werden die Datensätze des WORLDCLIM - Global Climate Data verwendet. Die Liste der verwendeten Datensätze sind dem Anhang 12 zu entnehmen.

Die frei verfügbaren Klimadaten beinhalten sowohl aktuelle¹³ als auch zukünftige Klimamodelle, welche auf der Grundlage der Klimaszenarien des fünften Sachstandsberichtes des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) beruhen. Die für das Jahr 2070 prognostizierten Klimaszenarien RCP 4.5 und RCP 8.5 sowie die aktuellen Bedingungen (current conditions), welche im Rahmen der Dissertation genutzt werden, wurden unter Zuhilfenahme des "Earth System Model - Low Resolution" durch das Max Planck Institutes für Meteorologie (MPI - ESM - LR) generiert, welches auf dem Modellvergleichsprojekt CMIP 5 (Coupled Model Intercomparison Project 5) basiert. Die Modellrechnungen beinhalten Klimaszenarien, für welche eine bestimmte Treibhausgaskonzentration sowie der zu erwartende Strahlungsantrieb festgelegt werden (vgl. LEGUTKE ET AL., 2013). Auf dieser Grundlage werden schließlich die Klimaänderungen und Emissionen, welche für das Eintreten des jeweiligen Szenarios bis Ende des 21. Jahrhunderts verantwortlich wären, errechnet. Die Erwärmungstendenzen werden im Vergleich zu den Jahren 1850 - 1900 betrachtet. Die Namensgebung der Szenarien gründet auf der Differenz zwischen dem für 2100 und dem vorindustriell errechneten Strahlungsantriebes. So führt ein mittlerer globaler Temperaturanstieg von circa 4,7 °C bis zum Jahr 2100 (4 °C gegenüber dem Zeitraum: 1986 - 2005) zu dem Klimaszenario RCP 8.5. Der Strahlungsantrieb erhöht sich dabei um 8,5 W/m² im Vergleich zu 1850. Das Szenario RCP 8.5 stellt, basierend auf Bevölkerungsentwicklung sowie dem Energiebedarf, den höchstmöglich prognostizierten Temperaturwandel dar und birgt dementsprechend bei Eintreten die größten Konsequenzen für die Umwelt (vgl. RIAHI ET AL., 2011). Im Szenario RCP 4.5 wird von einer mittleren Temperaturerhöhung bis 2100 von $\leq 2,6$ °C im Vergleich zum vorindustriellen Zeitalter ausgegangen und beinhaltet bereits positive Effekte der aktuellen und zukünftigen Lösungen zur Eindämmung von Treibhausgasemission, bspw. durch eine Erhöhung von CO₂- Senken u.a. durch ex-

¹³ Die aktuellen Klimabedingungen, welche auf der Interpolation von beobachteten Klimadaten der Periode zwischen 1960 und 1990 basieren, dienen als Vergleichswerte zu den Klimaszenarien RCP 4.5 sowie RCP 8.5 und schließlich als Interpretationsgrundlage für die Erörterung des Einflusses des Klimawandels auf das Risiko für gravitative Massenbewegungen in der alpinen Höhenstufe.

tensive Aufforstung und die Hinwendung zu neuen emissionsarmen Technologien in der Industrie und Landwirtschaft (vgl. RIAHI ET AL., 2011; THOMSON, 2011). Aus global geopolitischer Sicht ist eine Eindämmung der Erderwärmung, so dass diese bis 2100 im Mittel von maximal $\leq 2,6$ °C ansteigt, möglich. Die Klimamodelle (WORLDCLIM) berücksichtigen regionale Verteilungsunterschiede der Erwärmungstendenzen. Dem fünften Sachstandsbericht des IPCC (Assessment Report 5) zum zukünftigen globalen und regionalen Klimawandel sind weitere Informationen zu den RCP - Szenarien zu entnehmen (vgl. STOCKER ET AL., 2013).

Die Auflösung der Klimadatenätze ist unter anderem in 30 Bogensekunden (ca. 900 m) erhältlich, die Temperatur ist in Zehntel Grad angegeben (vgl. WORLDCLIM). Das Downscaling erfordert das den Klimadaten zu Grunde gelegte DHM in der Auflösung von 30 Bogensekunden, welches ebenfalls über WOLDCLIM abrufbar ist. Die unterschiedlichen Projektionen der Datensätze verlangen eine Vereinheitlichung, so dass alle Karten in dem Projektionstyp Universal Transverse Mercator (UTM) mit dem geodätischen Referenzsystem World Geodetic System 1984 (WGS 84), der Zone 32 N projiziert wurden. Die Modellierung wird für einen zusammenhängenden Bereich, welcher alle Untersuchungsgebiete umfasst, erstellt, so dass alle Datensätze auf eine gemeinsame räumliche Ausdehnung gebracht werden.

Die Geologie und Tektonik sowie dazugehörig auch die Petrographie sind Ausdruck der Grunddisposition für gravitative Massenbewegungen. Einzelne geomorphologische Parameter sind auf der Grundlage des DHM generiert worden. Um eine bessere visuelle Darstellung des Reliefs bei der optischen Analyse zu erreichen, wurden Schummereffekte mit der Methode „Ambient Occlusion“ nach TARINI ET AL. (2006) generiert. Karten mit Informationen zur Lithologie liegen als Vektordatenätze vor.

5.2.2. Generierung und Klassifizierung der Dispositionsfaktoren

Die Einschätzung von Gebieten, welche aufgrund ihrer bisherigen Disposition wenig Anlass zur Untersuchung hinsichtlich Gefahrenpotenzialen gaben, ist eine besondere Herausforderung. So sind einige hochalpine Gebiete im Schweizer Alpenraum erst rezent in den Fokus der Naturgefahrenanalyse geraten. Kritische Geländefaktoren wie Abrisskanten, größere geologische Kluftsysteme und weitere im Gelände beobachtbare Faktoren fehlen bei der Betrachtung von Gebieten, die aktuell von Schnee und Eis bedeckt sind. Eine rückwärts gerichtete Analyse für die Prognose potenzieller Eintretenswahrscheinlichkeit für gravitative Massenbewegungen kann nicht erfolgen. Eine Vorhersage potenzieller Gefahrenbereiche, welche infolge der Klimaveränderungen kurz- bis mittelfristig zu Tage treten werden, kann zunächst lediglich auf der Grunddisposition und variablen Disposition für ein spezifisches Georisiko gestellt werden.

Die einzelnen Dispositionsfaktoren werden zunächst unter der Berücksichtigung ihres Einflusses auf das Georisikopotenzial klassifiziert (Scoring). Die hier erfolgte Einteilung in vier Kategorien ist der gängigen Einteilung von Gefahrenzonen im alpinen Raum angelehnt. Die Gefahrenklassen bilden die relative Wahrscheinlichkeit des Eintretens gravitativer Massenbewegungen ab. Als Grundlage des Scorings dienen dispositionsfaktorspezifische Grenzwerte, die im Folgenden erläutert werden.

Die *Hangneigung* wurde nach ZEVENBERGEN & THORNE (1987) auf der Grundlage des DGM generiert und entsprechend ihres Georisikopotenzials klassifiziert, siehe Tabelle 3. Hangneigungswerte von $35^\circ \leq$ entsprechen dem höchsten Gefahrenpotenzial. Die Kategorie "mittel" umfasst einen Hangneigungsintervall, der typisch für "Transitgebiete" ist. Hier rollen oder gleiten Steine, stürzen / springen allerdings nicht mehr. "Niedrig" entspricht dem Bereich der Ablagerung. Unterhalb von 25° Hangneigung ist das Gefahrenpotenzial sehr niedrig bis inexistent (vgl. DUC ET AL., 2004; FREHNE ET AL., 2005).

Tabelle 3: Einteilung der Geofaktoren in Gefahrenklassen. (e. E.)

Geofaktoren	Gefahrenklassen			
	sehr niedrig Restgefahr	niedrig	mittel	hoch
Hangneigung	$\leq 25^\circ$	$25^\circ \leq 30^\circ$	$30^\circ < 35^\circ$	$35^\circ \leq 90^\circ$
Hangkrümmung	GE / GR	V / V, GE / V	X / GR, V / X, GE / X	X/V, V/GR, X/X
PVI	$\leq 10\%$	$10 \leq 20\%$	$20 < 30\%$	$30\% \leq$

Der *Einfallswinkel* sowie die *Einfallsrichtung* der lithologischen Schichten können mit Hilfe der petrographischen Daten sowie den aus dem DHM generierten Höhenlinien abgeleitet werden. Mit dieser Methode ist es generell möglich die Lage abgrenzbarer Gesteinsschichten in Beziehung zur Topographie zu setzen. Erweiterte GIS-Werkzeuge¹⁴ sind hierfür notwendig. Analog zur manuellen Methode der Ermittlung von schichtspezifischen Einfallsrichtungen und Einfallswinkeln müssen zunächst Schichtgrenzen identifiziert werden. Die Schichtbasis, an welcher Rutschungen erfolgen können, dienen als Ausgangspunkt der Berechnung. Die sorgfältige Auswahl der Schichtgrenzbereiche, welche der Generierung von Streichlinien dienen, ist entscheidend. Ändern geologische Schichten abrupt ihre Richtung (z. B. unter einem Winkel von 90°), kann dies ein Hinweis auf eine starke Deformation, Falten oder Unterbrechungen der Schicht durch andere Schichten sein. In stark tektonisch überprägten Gebieten werden Schichtgrenzen häufig generalisiert in geologischen Übersichtskarten eingearbeitet, dies kann die Berechnungen erschweren. Mit dem Werkzeug "ET Geowizards" werden Streichlinien generiert, indem an Schichtgrenzen Punkte gleicher Höhe verbunden werden. "ET Easy calculate 10" ermöglicht die Berechnung des Azimuts. Senkrecht zur Streichrichtung und in Abhängigkeit der Topographie ist die Einfallsrichtung ableitbar. Der Einfallswinkel einer Schicht ist anschließend über die Vertikaldistanz zwischen den Streichlinien sowie durch die entsprechende Winkelfunktion errechenbar (vgl. CLARK & RILLER, 2017). Die Berechnung der Einfallsrichtung wurde für die drei untersuchten Gesteinsschichten vorgenommen. Anhang 20 zeigt beispielhaft die Generierung der Streichlinien für das UG Gruben. Die Einflussgröße des lithologischen Einfallswinkels auf das Risikopotenzial für gravitative Massenbewegungen kann hier lediglich interpretiert werden, da konkrete Verhältnismäßigkeiten zwischen dem Georisikopotenzial von Hangneigungswinkeln und den petrographieabhängigen Einfallswinkeln der lithologischen Schichten fehlen. Bei niedrig metamorphen Gesteinen ist eine Betrachtung des Einfallswinkels von Interesse, da die gesteinsaufbauenden Schichtminerale sowie die

¹⁴ Die erweiterten GIS Werkzeuge sind über dem Anbieter "ET SpatialTechniques" frei für ArcGIS erhältlich.

Verwitterungsfront am Gestein zu Auflockerungen und zum gerichteten Gleiten von Millimeter bis Zentimeter mächtigen Gesteinsbruchstücken entlang von Mineral- und Kontaktgrenzen führen kann.

Hangkrümmung: Insbesondere konvexe und konkave Wölbungen senkrecht zur Hangneigung begünstigen im Vergleich zu anderen Hangwölbungstypen im hohen Maße gravitative Massenbewegungen. Die Krümmungsklassen werden entsprechend des potenziellen Risikos für gravitative Massenbewegungen klassifiziert. Besondere Beachtung finden in der qualitativen Gefahrenanalyse die Hangkrümmungsklassen: X/X, X/V, V/GR (vgl. EHRET ET AL., 2010). Die hier vorgenommenen Einteilung der Hangwölbung ist der Tabelle 3 zu entnehmen.

Verwitterungsfähigkeit des Anstehenden: Erstmals wird ein Petrographischer Verwitterungsindikator (PVI) zur erweiterten Beurteilung der Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von gravitativen Massenbewegungen einbezogen. Dieser besteht aus der petrographiespezifischen Verwitterungsfähigkeit des Gesteins auf der Grundlage der erhobenen Veränderung des E_{dyn} nach den 50 FTZ. Die "niedrigste Verwitterungsanfälligkeit" ergibt sich dementsprechend aus einer Erniedrigung des E_{dyn} von $\leq 5\%$ ¹⁵ nach 50 FTZ, die "höchste Verwitterungsanfälligkeit" liegt bei einer Erniedrigung des E_{dyn} von $\geq 30\%$ vor. Die Abbildung 33 zeigt, wie die PVI - Skala gegenüber der Frostverwitterungsfähigkeit von Festgestein im Folgenden definiert wird. Infolge dessen bedeutet eine sehr starke Frostverwitterungsfähigkeit einer Gesteinsart, dass eine Erniedrigung des dynamischen E - Moduls um $\geq 30\%$ nach 50 FTZ stattgefunden hat (s. Abbildung $\downarrow E_{dyn} \geq 30\%$). Des Weiteren beschreibt die Skala rechts die Übertragbarkeit der PVI - Skala auf die "Wahrscheinlichkeit gravitativer Massenbewegungen".

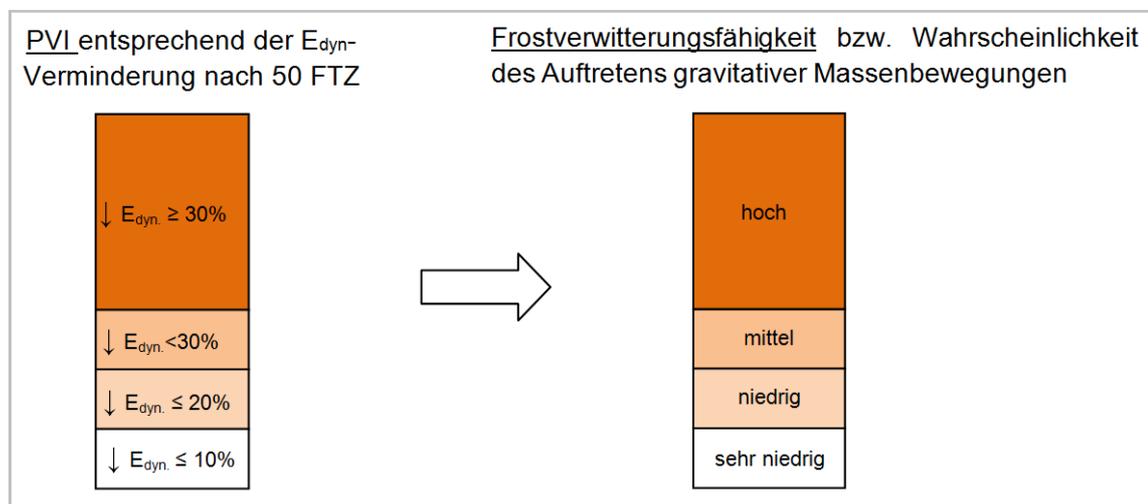


Abbildung 33: (links) Skala des PVI, (rechts) Übertragung des PVI auf die Frostverwitterungsfähigkeit bzw. dem wahrscheinlichen Auftreten gravitativer Massenbewegungen. (e.E.)

Der PVI spiegelt eine spezifisch gesteinsabhängige Variable wider, welche von klimatischen Verhältnissen beeinflusst wird. Insbesondere in den Hochgebirgslagen der Alpen, welche dem Druck der Klimaveränderung maßgeblich ausgesetzt sind, erhält der

¹⁵ Der Wert von 10 % berücksichtigt potenzielle Messfehler während der E_{dyn} Erhebung sowie eine sehr geringe Verwitterungsfähigkeit nach 50 FTZ.

PVI eine besondere Dynamik. Die Verringerung des E_{dyn} in Prozent nach 50 FTZ dient als Grundlage für die Kategorisierung des PVI. Aufgrund der begrenzt zur Verfügung stehenden Daten werden in der kartographischen Umsetzung Lithologien, deren PVI unbekannt ist, der Kategorie eins zugeordnet. Gewässer bzw. Wasserläufe erhalten den Wert null.

5.2.3. Ermittlung und Klassifizierung des Georisikos der variablen Disposition

Die variable Disposition besteht aus den klimainduzierten Faktoren, welche sich auf die Bodenbedeckung sowie auf die Dynamik der Verwitterung des Anstehenden auswirken, daher die rezente und prognostizierte Anzahl der FTZ im Jahr.

Die Bodenbedeckung ist ein komplexer variabler Dispositionsfaktor. Sie kann den Einfluss von Frost - Tauzyklen auf den Untergrund vermindern bzw. verhindern. Mit Hilfe von Satelliten- oder Luftbildern kann die Bodenbedeckung erfasst und klassifiziert werden. Die Auflösung sowie die verfügbaren Spektralbereiche der Geodaten beeinflussen die Qualität der Klassifizierung maßgeblich. Die Herausforderung bei der Einbeziehung der Bodenbedeckung in der alpinen und subalpinen Höhenstufe ist die diffizile Vorhersagbarkeit saisonalen Schneeflächen. Jährliche gemittelte Daten über die Höhen und die Dauer der lokalen Verbreitung von Schneeflächen stehen nicht zur Verfügung. Schmelzvorgänge sowie die Verbreitung von Permafrost im Gestein und Bodenmaterial wirken insbesondere in den Sommermonaten frostverwitterungsfördernd, da eine höhere Wasserverfügbarkeit bei Temperaturwechseln um den Gefrierpunkt zur Verfügung steht. Bereiche mit Permafrostvorkommen und erhöhter (Schmelz-) Wasserverfügbarkeit haben somit ein erhöhtes Verwitterungspotenzial.

Aufgrund des Einflusses auf die Verwitterungsfront erfolgt die Einteilung nach der Art der Bodenbedeckung. Je weniger Boden eine Pflanzenart benötigt bzw. in diesen Höhenstufen zur Verfügung steht, desto eher ist das darunter liegende Gestein der Frostverwitterung ausgesetzt. Zur Vereinfachung werden großflächige zusammenhängende perennierende Schneedecken und Gletscher sowie Wald (daher mehrere Zentimeter mächtige Bodenschichten) als gesteinsisolierende Schichten angesehen unterhalb welcher, ein jährliches ausgeglichenes Temperaturregime herrscht. In vier Kategorien eingeteilt, nimmt mit der Abnahme der Vegetation das Georisiko tendenziell zu. Vegetationsfreie Flächen sind jedoch weniger anfällig für die Frostverwitterung als Bereiche mit spärlicher Vegetation (z. B. Polster-, Rosetten-, Spalierpflanzen, Flechten, Moose). Feuchtigkeit wird durch den vereinzelt Bewuchs zurückgehalten, wodurch in diesen Bereichen die Feuchtigkeit am Gestein vergleichsweise größer ist, als auf vegetationsfreien Flächen. Im Zusammenspiel mit FTZ intensiviert dies die Frostverwitterungsprozesse am Gestein. Eine Einbeziehung der Bodenbedeckung in die Georisikoanalyse in diesen Höhenstufen ist möglich, jedoch bildet sie lediglich den Zeitpunkt, welcher durch das zu Grunde gelegte Satellitenbild (Sentinel - 2) festgehalten wurde, ab.

Das Scoring der Bodenbedeckung ist der Tabelle 4 zu entnehmen. Die Einteilung der Wertebereiche ist in die vier Gefahrenklassen entsprechend denen der Grunddisposition erfolgt.

Tabelle 4: Einteilung der Geofaktorenwerte in Gefahrenklassen. (e. E.)

Geofaktoren	Gefahrenklassen			
	sehr niedrig Restgefahr	niedrig	mittel	hoch
Bodenbedeckung	großflächiger perennierender Schnee, Gletscher / Wald	Gras-, Strauch- landschaft	vegetationsfreie Flächen	spärlicher Bewuchs Polster-, Rosetten-, Spalierpflanzen, Flechten, Moose

Die modellierten Klimaszenarien, d. h. das aktuelle Klimazenario, RCP 4.5 und RCP 8.5 (WORLDCLIM) wurden mit der Methode des "lapse rate based temperature downscalings" angepasst und der DHM- Auflösung von 25 m angenähert. Das Downscaling basiert auf dem adiabatischen Temperaturgradienten, er wird feuchtadiabatisch im Mittel mit $0,6 \text{ °C} / 100 \text{ m}$ definiert. Das GIS - Werkzeug berechnet zunächst mit Hilfe von globalen Klimadaten mit entsprechend niedriger Auflösung und eines Höhenmodells gleicher Auflösung sowie des Temperaturgradienten die globale Temperatur auf Meeresspiegelhöhe. In einem zweiten Schritt wird die Oberflächentemperatur auf eine höhere Auflösung gebracht, indem der ursprünglich genutzte Temperaturgradient, ein hoch aufgelöstes Höhenmodell und die mittels Interpolation errechneten Temperaturen auf Meereshöhe als Berechnungsgrundlagen dienen (vgl. CONRAD, 2015).

Mit dem Werkzeug "Frost Change Frequency" wird die jährliche Anzahl von Frost - Tauwechsel aus den Klimadatenätzen automatisiert berechnet, indem die Anzahl der Tage mit einem Temperaturmaximum von $0 \text{ °C} <$ und einem Temperaturminimum von $< 0 \text{ °C}$ ermittelt werden. Liegen ausschließlich Monatsdaten vor, können mittels "spline interpolation" Tagestemperaturen generiert werden (vgl. CONRAD, 2016). Die Abbildung 34 zeigt die gemittelte Anzahl von FTZ des aktuellen Klimaszenarios WORLDCLIM 1.4.

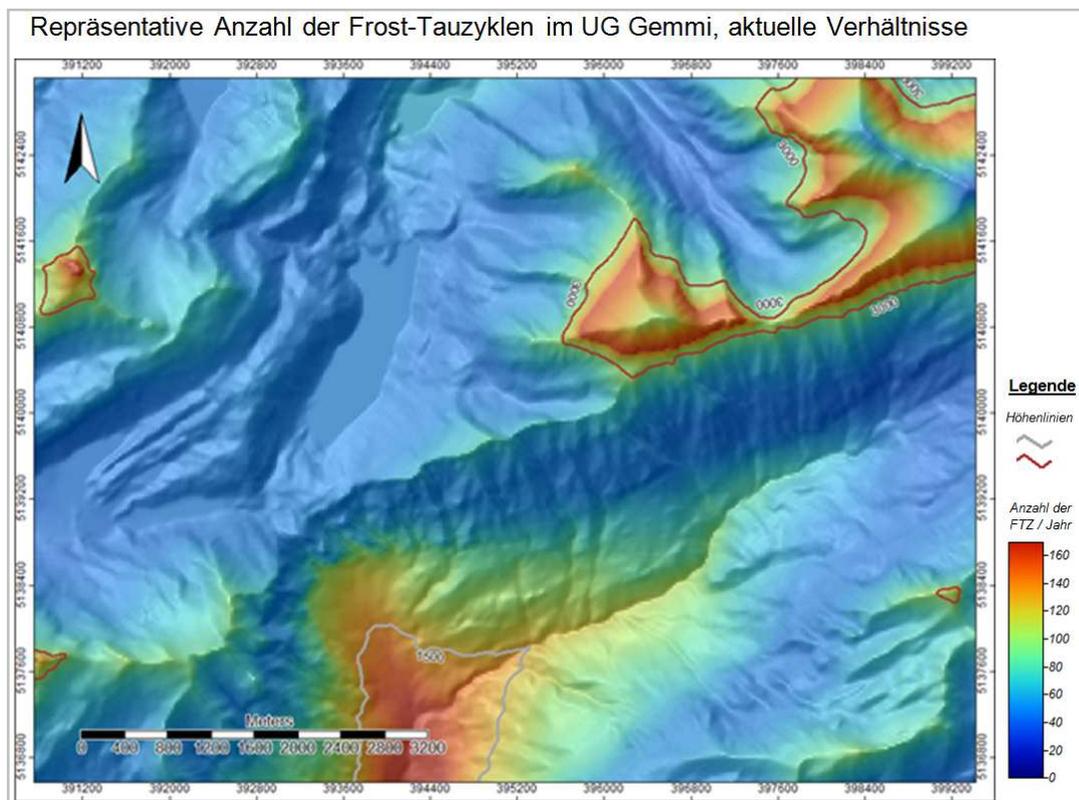


Abbildung 34: Aktuelle Bedingungen: Anzahl der FTZ / Jahr ; Grundlage WORLDCLIM 1.4. (e.E.)

Die Werte basieren auf der Interpolation der beobachteten Klimadaten zwischen 1960 und 1990. Die erhöhte Anzahl der FTZ in Tallagen sowie in den Hochgebirgslagen sind begründet in der über das Jahr gemittelten Anzahl der FTZ. So liegen die Temperaturen in den Tallagen im Winter um den Gefrierpunkt, so dass sich häufig FTZ einstellen können. In den Hochgebirgslagen bleiben die Temperaturen währenddessen unter dem Gefrierpunkt. Das Gegenteil stellt sich in den Sommermonaten ein. Die Nullgradisotherme verschiebt sich zügig in den Übergangsjahreszeiten in die Hochgebirgslagen und verbleibt relativ stabil bei circa 2800 m - 3000 m N.N., so dass es in diesen Bereichen vermehrt und über einen längeren Zeitraum zu FTZ kommt. In diesem Zeitraum kommt es in den Tallagen nicht mehr zu FTZ.

Je häufiger FTZ auf ein Gestein wirken, desto schneller wird dieses verwittern. Ausgehend davon, dass nach 50 FTZ und mehr in jedem Fall eine Veränderung des dynamischen E - Moduls eines jeden Naturgesteins nachgewiesen werden kann, ist ein Auftreten oder eine Erhöhung der FTZ um diese Anzahl und mehr pro Jahr verwitterungswirksam. Für jedes RCP - Szenario wird die generierte Anzahl der FTZ mit der Verwitterungsfähigkeit der Petrographie verknüpft. Der prognostizierte PVI erhält dadurch eine dynamische Komponente. Das Verwitterungspotenzial von Festgestein ist eine Kombination aus der Festigkeit des Gesteins gegenüber Frost und der jährlichen auf das Gestein wirkenden Anzahl der FTZ. Da davon ausgegangen werden muss, dass unterschiedliche Gesteine nach einer spezifischen Mindestanzahl von FTZ mit einem Festigkeitsverlust reagieren, ist eine allgemeine Klassifizierung der Anzahl von FTZ in Gefahrenklassen nicht zielführend. Zunächst werden Gebiete, in welchen die Lithologien von einem fortschreitenden Festigkeitsverlust aufgrund der Anzahl der FTZ bedroht sind, identifiziert. Einige Natursteinproben wurden in dieser Studie nach 30 FTZ erstmals auf den Verlust ihrer Festigkeit überprüft. Legen diese Ergebnisse nahe, dass ein Gestein vorrangig zwischen null und 30 FTZ Verwitterungstendenzen zeigt, wird die Mindestanzahl von 30 als verwitterungswirksam angesehen. Den Messergebnissen Rechnung tragend rücken somit die Bereiche der UG in den Fokus, welche eine Mindestanzahl von 50 FTZ bzw. 30 FTZ pro Jahr vorweisen.

Da eine mathematische Verhältnismäßigkeit zwischen gesteinspezifischer E - Modulabnahme und Anzahl der FTZ auf der Basis der vorerst geringen Datengrundlage des beprobten Gesteins nicht repräsentativ sein kann, drückt die Verwitterungsdynamik die Tendenz der gesteinspezifischen Verwitterungsraten aus. Die Visualisierung der prognostizierten Gesteinsexposition gegenüber FTZ auf der Grundlage der RCP 4.5 und RCP 8.5 für das Jahr 2070 geschieht mit Hilfe einer vorläufigen Verrechnung. Die Verringerung des E_{dyn} nach 50 FTZ sowie die Anzahl der Jahre (x) in denen 30 oder 50 FTZ pro Jahr über dem aktuellen Stand bis 2070 prognostiziert werden, werden multipliziert. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Anzahl der FTZ gleichmäßig bis 2070 steigen wird. Es werden die maximal gemessenen E - Modulveränderungen berücksichtigt. Das Produkt wird durch den Random - Faktor 50 geteilt und mit der ursprünglichen Festigkeitsabnahme addiert, folgende Formel verdeutlicht dies:

$$\frac{(\text{Verringerung des } E_{dyn} * x)}{50} + \text{Verringerung des } E_{dyn}$$

Die Verrechnung hat nicht den Anspruch konkrete Verwitterungsraten zu erzeugen. Sie dient der Visualisierung der Verwitterungsdynamik durch das Aggregieren der FTZ mit dem PVI bzw. der Darstellung der relativen Georisikoveränderungen unter dem Einfluss des Klimawandels.

Die FTZ - Veränderung und der PVI werden mittels Bedingungsregeln wie folgt verknüpft:

<i>Bedingung: wenn</i> FTZ = 50 für das Jahr 2070 prognostiziert werden	<i>Verknüpfung: und</i> PVI = Quarzphyllit	<i>dann</i> $PVI + ((PVI \cdot x) / 50)$	<i>andernfalls</i> ...
---	---	---	---------------------------

5.2.4. Faktorisieren und verknüpfender Dispositionsfaktoren

Die Zusammenführung der einzelnen Dispositionsfaktoren zur Generierung einer Georisikopotenzialkarte kann in unterschiedlicher Weise erfolgen. Zum Einsatz kommt das Aggregieren mittels geometrischem Mittel der klassifizierten und gewichteten Geofaktoren.

Die Gewichtung der einzelnen gebietsspezifischen Geofaktoren der Grund- und variablen Disposition ist sinnvoll, da diese das Risiko für gravitative Massenbewegungen unterschiedlich stark beeinflussen. Erhöht ein Dispositionsfaktor die Eintrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses, erhält dieser einen erhöhten Gewichtungsfaktor. Die Gewichtung der unterschiedlichen Dispositionen geschieht somit auch relativ zueinander. In der Literatur finden sich unterschiedliche Gewichtungsfaktoren, diese hängen maßgeblich von den untersuchten Georisiken, als auch den sehr unterschiedlichen Untersuchungsgebieten sowie der Bestimmungsmethode der Gewichtung ab. Generell wird ein Gewichtungswert zwischen 0.0 und 1.0 einem Geofaktor zugewiesen. HADMOKO ET AL. (2008) vergleichen auf der Grundlage einer umfassenden Studie den relativen Einfluss der von ihnen betrachteten Parameter auf das Hangrutschungspotenzial im Menoreh Gebirge (Indonesien) und gewichten diese für die Formulierung eines Erdrutschindikators. In der Studie erhält die Hangneigung eine sehr hohe Signifikanz (Gewichtung der Hangneigung: 0,36, des Bodens: 0,14). Einzelne Werte wurden durch die Versuch - Irrtum - Methode justiert. Die hohe Gewichtung der Hangneigung findet sich bei WACHAL & HUDA (2000) in etwa wieder, welche Hangrutschungsprozesse in einem Gebiet mit überwiegendem Sediment- und niedrig metamorphen Gestein (Sand,- Kalkstein, Weichschiefer, Tone) untersuchten. Die Nähe zu Störungen wird ebenso gewichtet wie die Geologie, Letzteres mit 0,20. Die Gesteinsarten selbst werden im Vorfeld klassifiziert, so dass in dieser Studie Lockersedimente, im Vergleich zu anderen Gesteinsarten das höchste Risiko für Hangrutschungsprozesse aufweisen. RUFF & CZURDA (2008) schlagen eine kombinierte Gewichtung (s. Anhang 13) vor. Die kombinierte Gewichtung zeigt nicht nur die Gewichtung der Geofaktoren im Kontext der zusammenfassenden übergeordneten Klassifizierung auf die Begünstigung gravitativer Massenbewegungen an, sondern ebenso den Einfluss einzelner Geoelemente bzw. Dispositionsfaktoren untereinander. Sie basiert zunächst auf Expertenmeinungen, unter Zuhilfenahme von Hangrutschungsinventuren wurden die Gewichtungen in der Langzeitstudie mit dem Ziel einer Georisikokarte des Voralberges zu generieren, nach und nach abgeglichen und justiert. In ihrer Studie, welche Rutschungs- und Sturzprozesse betrachtet, erhält der Hangneigungswinkel schließlich einen Gewichtungsfaktor von 0,2, die Gesteinsart von 0,32 und die Erosion von 0,12. Die angeführten Studien unterscheiden sich im Hinblick auf die untersuchten Massenbewegungen, die Gewichtung der betrachteten Parameter sowie der Methode der Ermittlung der Gewichtungen. Aufgrund der Lage des Untersuchungsgebietes (Österreichische Alpen), der Art der untersuchten gravitativen Massenbewegungen sowie der Methode der Ermittlung der Gewichtungsfaktoren werden die Gewichtungswerte nach RUFF & CZURDA (2008) als

Vergleichswerte berücksichtigt und vor dem Hintergrund der persönlichen Einschätzungen verändert. In diesem Sinne fasst die folgende erweiterte Tabelle 5 die Gewichtsindizes einzelner Dispositionsfaktoren im Hinblick auf die Generierung einer Georisikopotenzialkarte für gravitativer Massenbewegungen zusammen.

Tabelle 5: Gewichtung nach Grund- und variabler Disposition; kombinierte Gewichtung. (verändert nach RUFF & CZURDA, 2008:236)

	Klasse	Gewichtungen		
		Gewichtung 1	Gewichtung 2	Gewichtung 3 Gew. 1 x Gew. 2
Hangneigung Einfallswinkel*	Hang- morphometrie <i>(Grunddisposition)</i>	0,7	0,6	0,42
Hangkrümmung		0,3		0,18
PVI (Petrographie + FTZ)	klimainduzierte Parameter <i>(variable Disposition)</i>	0,7	0,4	0,28
Bodenbedeckung		0,3		0,12
		je Klasse: $\Sigma = 1$	$\Sigma = 1$	$\Sigma = 1$

Die übergeordnete Klasse beinhaltet zusammengehörige Dispositionsfaktoren, wobei die Gewichtungen 1 die einzelnen Geofaktoren innerhalb einer Dispositionsklasse zu einander gewichten. Hierbei wird deutlich, welcher Geofaktor den größten Einfluss innerhalb einer Dispositionsklasse hat.

Die Veränderungen der Gewichtungen ergeben sich aus folgenden Überlegungen: Die Hangneigung erhält generell eine höhere Gewichtung als in den benannten Studien. Dies erklärt sich durch die betrachtete geographische Lage. In den Hochgebirgsregionen nimmt die Schutzfunktion der Vegetation ab, so dass sich der Einfluss einzelner Geofaktoren verschiebt und die Gewichtung angepasst werden muss. Die Petrographie bzw. der dynamische PVI enthält Informationen über die Frostverwitterungsfähigkeit des Gesteins und wird im Verhältnis zum Einfluss der Bodenbedeckung gewichtet. Die Gewichtung ist orientiert an den Geofaktoren der Grund- und variabler Disposition im Unterschied zu den Gewichtungsansätzen von RUFF & CZURDA (2008), WACHAL & HUDA (2000) sowie HADMOKO ET AL. (2008).

Die Hangkrümmung ist ein Ausdruck der Orogenese sowie der Erosion und erhält eine Gewichtung von 0,3. Die Werteveränderung geschieht demnach auf der Basis der Orogenese des Untersuchungsgebietes selbst. RUFF & CZURDA (2008) gewichten ebenso die Hangausrichtung. In dieser Studie wird diese allerdings der variablen Disposition zugeordnet. Lokalklimatische Bedingungen (Anzahl der FTZ pro Jahr) sind in dem PVI bereits durch die Bedingungsregeln inkludiert. Eine Generierung und Gewichtung der Hangausrichtung ist somit überflüssig. In der Summe ergibt jede Gewichtungsklasse das Ergebnis eins.

Die Gewichtung zwei verdeutlicht den relativen Einfluss der Grund- im Verhältnis zur variablen Disposition auf das Risiko gravitativer Massenbewegungen. Der Einfluss der Grunddisposition auf das Risiko für gravitative Massenbewegungen wird demnach höher bewertet als der der variablen Disposition. Da in Hochgebirgslagen die Steilheit der Hänge vielfach durch orogen um- und verlagerte Gesteinsschichten zunimmt, wird die hangmorphologische Disposition stärker gewichtet. Die kombinierte Gewichtung (Gewichtung 3) verhindert eine Verzerrung der Gewichtung der einzelnen Dispositionsfaktoren, indem die Einflüsse dieser sowie der übergeordneten Dispositionsklassen auf das betrachtete Georisikorelativ zueinander verrechnet werden. Erosionsraten im Ge-

lände wurden nicht quantifiziert und finden daher keinen Einzug in die Berechnung des Georisikopotenzials.

Die Gewichtung erfolgt parallel zur Verschneidung der unterschiedlichen Geofaktoren. Die Georisikokarten, welche die Veränderungen des Risikos für gravitative Massenbewegungen oberhalb der subalpinen Höhenstufe unter dem Einfluss des Klimawandels darstellen, wurden wie folgt im GIS generiert:

Aggregation: $(0.42 * g1) + (g2 * 0.18) + (g3 * 0.28) + (g4 * 0.12) / 4$

Merkmalswerte: $g1 = \text{Hangneigung}$, $g2 = \text{Hangkrümmung}$, $g3 = \text{PVI / Exposition}$,
 $g4 = \text{Bodenbedeckung}$

Gewichtung: $0.42 = \text{Hangneigung}$, $0.18 = \text{Hangkrümmung}$, $0.28 = \text{PVI / Exposition}$,
 $0.12 = \text{Bodenbedeckung}$

Schließlich werden die Kartenattribute durch eine Zuordnung zu dem jeweils entsprechenden Georisikopotenzial (eins bis vier) erreicht. Folgende Bedingungsregel wird verwendet:

$\text{ifelse}((g1 > 3), 4, \text{ifelse}((g1 > 2), 3, \text{ifelse}((g1 > 1), 2, \text{ifelse}((g1 < 0.7), 0, 1))))$

mit: $g1 = \text{Georisikokarte}$

Das Fuzzy - Konzept wird beispielhaft für das UG Grimsel angewendet. Es beruht auf einer unscharfen verhältnismäßigen Klassifizierung der Geodaten mit anschließender konditionellen Abgrenzung in Form von Bedingungsregeln ("WENN - DANN - Funktionen"). Hierbei werden zunächst für jeden Dispositionsfaktor Fuzzy - Sets gebildet, wobei eins die höchste Zugehörigkeit des Geofaktors zu einer Klasse darstellt und null die Geringste. Die Methode arbeitet rasterbasiert, so dass Vektordatensätze zunächst umgewandelt werden. Die realen Werte werden linguistischen Termen zugeteilt, daher: "das Georisikopotenzial ist sehr niedrig, niedrig, mittel oder hoch", so dass ein Zugehörigkeitsgrad von beispielsweise 0,3 einem Georisikopotenzial von "niedrig" entspricht. Die Dispositionsfaktoren entsprechenden linguistischen Variablen. Die für das Fuzzifizieren der Dispositionsfaktoren angewendete Einteilung in vier Georisikopotenzialgruppen, entspricht der oben genannten Einteilung (s. Tabelle 5 der Grund- und variablen Dispositionsfaktoren). Folgende Tabelle 6 fasst die Fuzzifizierungsmethode für den Geofaktor Hangneigung beispielhaft zusammen. Für ein besseres Verständnis sind jeweils die Zugehörigkeitsgrade null und eins beschrieben. Für den Geofaktor Hangneigung bedeutet dies, dass die größtmögliche Zugehörigkeit zur Georisikopotenzialgruppe 1 zu gehören, zwischen 0° und 25° Hangneigung liegt. Dies wird durch die neben dem Maximalwert von 25° stehende und mit einem Pfeil gekennzeichnete eins ausgedrückt. Ab einer Hangneigung von 30° liegt die Zugehörigkeit zum Georisikopotenzial 1 bei null, dies wird durch die nebenstehende null ausgedrückt. Abbildung 35 visualisiert die Zugehörigkeitsfunktion des Fuzzy - Sets. Die angrenzenden Gefahrenklassen überlappen sich, so dass unscharfe Grenzen entstehen. Im Anhang 14 (Abbildung 64) ist die Überlagerung der Fuzzy - Set - Zugehörigkeitsfunktionen am Beispiel der Georisikoklassen eins und zwei dargestellt. Die Fuzzy - Sets der Geofaktoren: Bodenbedeckung, Hangkrümmung sowie PVI sind den Tabellen im Anhang 14 zu entnehmen.

Tabelle 6: Fuzzy - Sets des Faktors Hangneigung in Bezug auf das Georisikopotenzial der Klassen 1 - 4 für gravitative Massenbewegungen. (e.E.)

Disposition	Hangneigung			
Set	Fuzzy-Set Georisikopotenzial 1	Fuzzy-Set Georisikopotenzial 2	Fuzzy-Set Georisikopotenzial 3	Fuzzy-Set Georisikopotenzial 4
Zugehörigkeitsfunktion	negativ lineare Beziehung max = 25° ⇒ 1 min = 30° ⇒ 0	near ¹⁶ Beziehung mittel = 27,5° ⇒ 1 spread = 0,1	near Beziehung mittel = 32,5° ⇒ 1 spread = 0,1	positiv lineare Beziehung min = 0° ⇒ 0 max = 35° ⇒ 1

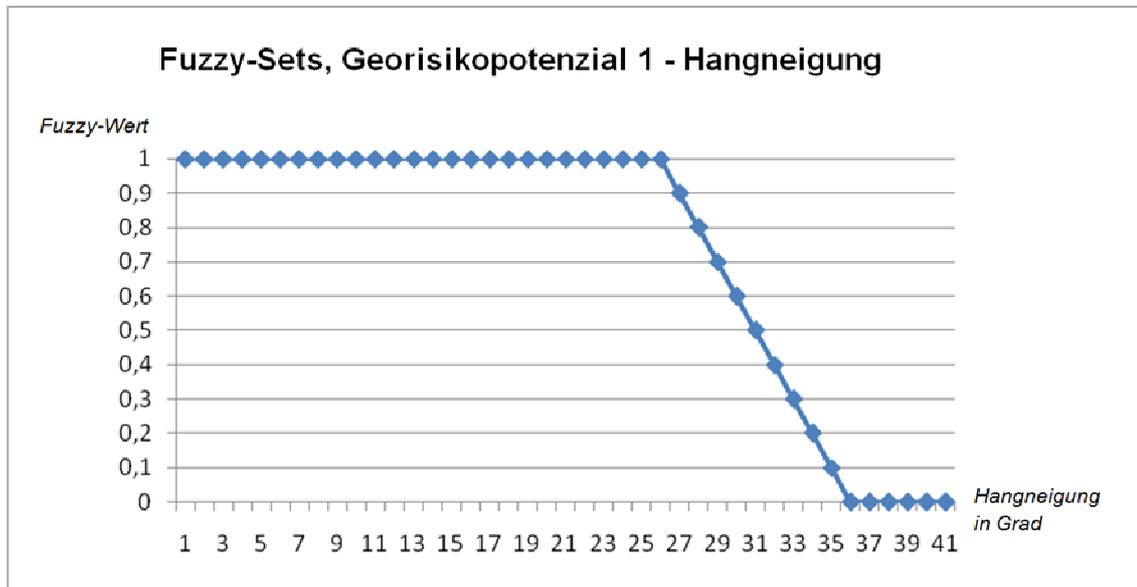


Abbildung 35: Darstellung des Fuzzy - Sets Hangneigung mit der Zugehörigkeit zum Georisikopotenzial 1. (e.E.)

Für die Einbeziehung der Klimadaten ist es hierbei ebenfalls notwendig, zunächst die veränderte Anzahl der FTZ pro Jahr mit der PVI zu verknüpfen, bevor das Fuzzifizieren beginnt (s. Kapitel 5.2.3). Diese Sets werden anschließend in einem Fuzzy - Regelwerk verbunden. Das Ziel der Inferenz ist Auskunft über das Gefahrenpotenzial in den untersuchten Gebieten zu erhalten. Folgende Regeln sind für eine Georisikoanalyse u. a. möglich, s. Tabelle 7:

Tabelle 7: Beispiele für die Verknüpfung linguistischer Variablen in einem Regelwerk. (e.E.)

Regel	Linguistische Variable (WENN)	Verknüpfungsoperator	Linguistische Variable (WENN)	Ergebnis (DANN)
Regel 1	kaum Hangneigung	und	kaum Bodenbedeckung	Georisikopotenzial "sehr niedrig"
Regel 2	PVI - hoch	oder	starke Hangneigung	Georisikopotenzial "hoch"

Eine Gewichtung der Fuzzy - Sets ist notwendig, da die Dispositionsfaktoren einen unterschiedlich starken Einfluss auf das potenzielle Georisiko für gravitative Massenbewegungen beinhalten. Das Gewichten und Aggregieren der Variablen erfolgt entsprechend der oben beschriebenen Vorgehensweise.

¹⁶ Die Gauß'sche Near - Funktion beinhaltet eine geringere Streubreite, die Standardabweichung vom Mittelwert ist daher gering. Diese Funktion wird verwendet, wenn die Wahrscheinlichkeit Mitglied einer Menge zu sein, um einen bestimmten Wert liegt.

6. Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die Resultate aus den Untersuchungen zur Frostverwitterungsfähigkeit ausgewählter Festgesteinsproben sowie ihre Verarbeitung im GIS mit dem Ziel der Erstellung von petrographie- und klimafaktorenintegrierter Naturgefahrenpotenzialkarten beschrieben und erläutert. Die Gesteinstypen der Untersuchungsgebiete werden zunächst gesondert betrachtet. Die Einarbeitung der Ergebnisse in das GIS beschließt das Kapitel.

6.1. Ergebnisse der Proben des UG Gemmi

Gesteinsproben wurden in einem Umkreis von 300 m dem Untersuchungsgebiet entnommen. Aufgrund der technischen Bearbeitung, d.h. dem Präparieren von Dünnschliffen, Gesteinsquadern und Zylinderproben standen jeweils vier Proben für die weiteren Untersuchungen zur Verfügung.

6.1.1. Optische und physikalische Gesteinsanalyse

Die folgende Tabelle 8 gibt eine Zusammenfassung der an die DIN EN 12407:2007 angelehnten, im Zuge der optischen Gesteinsanalyse (Auflicht- / Durchlichtmikroskopie) zu Tage getretenen Gesteinsmerkmale der Gesteinsproben des Untersuchungsgebietes Gemmi wieder.

Tabelle 8: Gesteinsmerkmale des Probenmaterials Gemmi entsprechend der Polarisationsmikroskopie. (e.U.)

Probenherkunft: UG - Gemmi	Petrographische Beschreibung
Komponenten (gesteinsbildende Minerale)	+ Hauptbestandteile: Calcit, Quarz + akzessorisch: Tonminerale
Gesteinsmerkmale	+ Farbe: hell / -grau + Verteilung der Hauptbestandteile: homogen + Mineralhabitus: abgeplattet, blättrig, teils elliptisch + Kornkontakte: gerade, teils gelappt + Korngrößen: 0,063 - 2 mm (arenitisch) + Intraklasten (Matrix: Sparit) + Abwesenheit mikrofossiler Einschlüsse
Verwitterungs- und Alterationsmerkmale	+ 7 - 10 % des Gesteins weisen ausgebildete Risse bis ≤ 10 mm Länge, mit $\leq 0,2$ mm, Hohlformen bis ca. $\varnothing 2 - 3$ mm Breite auf + 70% (geschätzt) Riss- und Hohlraumfüllung durch reaktive Um- / Neubildung von Kristallen
quarzhaltiger Kalkarenit	

Die chemische Gesteinsanalyse weist das Gestein entsprechend der Nomenklatur nach FÜCHTBAUER & RICHTER (1988) als quarzhaltigen Kalkarenit aus, welcher als Hauptkomponente Calcit (50 %), Quarz mit einem Anteil von 45 % unter anderem sekundär in Form von Quarzadern vertreten und < 5 % Tonminerale (Illite / Muskovit) enthält (s. Anhang 16).

Die Quaderproben wurden vor den Befrostungsversuchen wasseraufgesättigt. Der Massezugewinn (s. Tabelle 9) der Proben durch frei zirkulierendes Wasser vor den FTZ zeigt eine geringe Wasseraufnahmefähigkeit. Die Proben wurden nach 30 FTZ einer ersten vergleichenden Sichtprüfung unterzogen sowie nach weiteren 20 FTZ.

Tabelle 9: Massezugewinn der Quaderproben nach dem Wasserbad. (e.U.)

Gemmi	Wasseraufsättigung Massezugewinn (%)
1_4	0,52
2_4	0,71
3_4	0,81
4_4a	0,80
4_4b	0,85

Die Oberflächenausschnitte des quarzhaltigen Kalkarenits, wurden vor und nach den Befrostungsversuchen auf Forstverwitterungsspuren analysiert. Eine automatisierte Analyse von Veränderungen der gesamten Oberfläche der Gesteinsquader gestaltete sich als nicht unproblematisch. Eine automatisierte Veränderungserkennung, um Bereiche zu identifizieren, die durch Frost geschädigt oder verändert wurden, ist aufgrund des spektral - gestützten Analyseverfahrens wenig ergiebig, daher wurden die Oberflächen einer Sichtprüfung unterzogen.

Die physikalischen Untersuchungen der Zylinderproben ergaben die in Tabelle 10 dargestellten Ergebnisse. Die Dichte des Gesteins spiegelt den Mineralbestand und die Kompaktion wider. Calcit wird in der Literatur mit einer Mineraldichte zwischen 2,7 und 2,74 g / cm³ und Quarz mit einer zwischen 2,64 und 2,66 g / cm³ angegeben (vgl. SCHÖN, 1983). In Verbindung mit der spezifischen Ausbildungsmöglichkeit der Kristallgitter gesteinsbildender Minerale rangiert die Dichte zwischen 2,2 und 2,5 g / cm³, dies erklärt die Werte < 2,64 g / cm³ in den vorliegenden Proben.

Die Messungen des gaszugänglichen Porenraums der Proben Gemmi 1/4/01 und Gemmi 3/4/01 ergeben Werte von 1,3 - 2,2 %. Die Durchströmbarkeit ist um ein Vielfaches geringer als die Porosität, was im Allgemeinen mit der Struktur des Porensystems zusammenhängt. Im Probengestein ist entsprechend der gemessenen Permeabilität davon auszugehen, dass die Vernetzung offener Poren lediglich zu einem sehr geringen Anteil tiefgreifend das Gestein durchzieht. Porosität und Permeabilität stehen in keinem linearen Zusammenhang. Es zeigt sich lediglich, dass der Probenkörper Gemmi 1/4/01 für Stickstoff 2,5 Mal durchlässiger ist als die Probe Gemmi 3/4/01. Die Permeabilität des Gesteins für frostverwitterungswirksames Wasser muss im Vergleich zu Stickstoff aufgrund des fluiden Aggregatzustandes und der damit verbundenen höheren Dichte des Mediums als geringer angenommen werden. Wie aus den technischen Daten hervorgeht, ist die Permeabilität im Vergleich zur Porosität sehr niedrig, was den Schluss von oberflächennahen und wenig tiefreichenden offenem Porenraum zulässt.

Der quarzhaltige Kalkarenit besteht zu ca. 95 % aus zwei gesteinsbildenden Mineralen und zeichnet sich so durch einen relativ homogenen Mineralbestand aus. Die unterschiedlichen Ergebnisse der dynamischen E - Moduln an den verschiedenen Messpunkten zeigen jedoch, dass innerhalb der Gesteinsproben Inhomogenitäten bzw. geringe Gefügeschädigungen vorliegen (z.B. Hohlräume, Änderungen von Aggregaten

oder Mineralen, Schichtungen, Phasenübergänge), so dass die Primär- und Scherwellenmessungen zu verschiedenen E - Moduln an ein und der selben Gesteinsprobe führen. Je größer der E - Modul desto größer ist die Druckfestigkeit. Der durchschnittliche E - Modul (\bar{E}) der Zylinderproben liegt zwischen 48,07 N / mm² und 53,81 N / mm².

Tabelle 10: Ergebnisse der physikalischen Untersuchung der Zylinderproben vor den FTZ. (Messungen: SCHULZE, BGR Hannover)

Messpunkte	Dichte [g/cm ³]	Porosität (%) [Manteldruck 5 bar]	Permeabilität (m ²) [Manteldruck 5 bar]	E _{dyn.} GPa = N/mm ²	$\bar{E}_{dyn.}$ GPa = N/mm ²
Gemmi 1/4/01	2,6637	1,3005	1,40 x 10 ⁻¹⁵		
1				53,8209	53,81
2				50,6899	
3				54,5501	
4				53,9349	
5				56,0623	
Gemmi 3/4/01	2,6063	2,1934	6,0 x 10 ⁻¹⁵		
1				51,1002	51,50
2				55,8054	
3				51,8975	
4				50,1784	
5				48,5083	
Gemmi 3/4/02 ¹	2,5978	Keine Porositäts- und Permeabilitätsmessung möglich			
1				49,2834	48,07
2				50,1420	
3				45,9174	
4				45,4775	
5				49,5168	

Die punktgenauen Ultraschallwellenmessungen, welche die Grundlage für die Berechnung des E - Moduls sind, sind in der Tabelle 11 für die Probe Gemmi 1/4/01 aufgelistet. Markante Abweichungen innerhalb der Messreihen der Longitudinal- und Scherwellen können gesteinsstrukturelle oder messtechnische Ursachen beinhalten. Um Sensibilitätseinschränkungen der Prüfköpfe zu erkennen, wurden Scher- und Transversalwellen mit beiden Prüfköpfen aufgenommen sowie die Verhältnismäßigkeit zwischen der P- und S- Wellenausbreitungen errechnet (s. Tabelle 11: rechte Spalten). Die verschiedenen Prüfköpfe sind ultraschallwellenspezifisch, beide zeigen jeweils Primär- und Scherwelle an, jedoch besitzen sie eine höhere Sensitivität gegenüber einer Ultraschallwelle. Prinzipiell lassen sich so Ultraschalllaufzeiten auf ihre Plausibilität prüfen. Die Laufzeitenmessungen sind mit den unterschiedlichen Prüfköpfen nicht identisch, jedoch sollte das Verhältnis zwischen den einzelnen Messpunkten ähnlich sein. Durch den Vergleich zwischen den Messungen sowie dem Verhältnis zwischen Scher- und Transversalwelle können entweder Messfehler oder gesteinsinhärente Ursachen bestätigt werden.

Die Probe Gemmi 1/4/01 weist mehrere zum Teil stark abweichende Werte an einzelnen Messpunkten auf (s. P- Welle: Messpunkte eins und zwei und S- Welle: Messpunkte vier und fünf (s. Tabelle 11: grün hervorgehoben)).

Tabelle 11: Messwerte der Ultraschalllaufzeiten des Probengesteins Gemmi. (Messungen: SCHULTE & HORN, BGR Hannover)

		P- Wellenaufnehmer		S- Wellenaufnehmer		$V_p \approx V_s : \sqrt{3}$	$V_s \approx V_p \cdot \sqrt{3}$
Messpunkte		P- Wellenlaufzeit (μs)	S- Wellenlaufzeit (μs)	P- Wellenlaufzeit (μs)	S- Wellenlaufzeit (μs)	P- Wellenlaufzeit (μs)	S- Wellenlaufzeit (μs)
Gemmi 1/4/01	1	18,00 → 14,91	27,10	14,75	26,10	15,06	31,17 → 25,87
	2	20,15 → 15,48	30,75	15,15	27,40	15,81	34,90 → 26,81
	3	14,70	26,30	15,05	26,00	15,01	25,46
	4	14,75	27,35	14,85	29,15 → 26,17	16,82 → 15,11	24,99
	5	14,45	26,90	15,35	29,05 → 25,68	16,77 → 14,82	24,47

Der Vergleich der unterschiedlichen Messungen der Probe gibt Aufschluss über die erzielten Messergebnisse. Die Laufzeiten der P- Welle in den Punkten drei, vier und fünf weisen sowohl bei der Messung mit den P- als auch den S- Wellenaufnehmern ähnliche Werte auf. Die Laufzeitenmessung mit den S-Wellenaufnehmern im Messpunkt eins ergibt ebenfalls ein ähnliches Ergebnis (27,10 μs) wie für die Punkte drei, vier und fünf. Wird die gemessene Scherwellengeschwindigkeit in Verhältnis zur P- Welle gesetzt, so ergibt sich der Wert von 15,06 μs . Dieser Wert liegt im Bereich der Messwerte der Punkte drei bis fünf bei der Messung mit dem P- Wellenaufnehmer. Die beiden Vergleichswerte legen eine technische Fehlmessung (z. B. Sensitivität, Ankopplung) in Punkt eins für die Longitudinalwelle nahe.

Im Punkt zwei wird ebenfalls eine Diskrepanz im P- Wellenergebnis deutlich, wobei die P- und S- Wellenprüfköpfe an dieser Stelle eine vergleichsweise langsame Geschwindigkeit der Ultraschallwellengeschwindigkeit messen, dies kann gesteinsstrukturelle Ursachen haben. Gleichzeitig zeigt die Scherwellenmessung mit beiden Prüfköpfen eine plausible Geschwindigkeit der Welle innerhalb der Messreihe an. Obwohl die Überprüfung der P- oder S- Wellenwerte mit Hilfe des Verhältnisses von $\sqrt{3}$ lediglich annähernde Werte generiert, zeigt sich hier, dass die P- Wellenlaufzeit einen Wert von circa 15,81 μs haben sollte. Diese Geschwindigkeitsangabe ist etwas höher als für die anderen Messpunkte, sie liegt dennoch im plausiblen Laufzeitenspektrum. Die Überprüfung abweichender S- Wellenlaufzeiten (s. Tabelle 11: grün hervorgehoben) wurde ebenfalls durch diese vergleichende Methode durchgeführt. Entsprechende Korrekturen der Ursprungsdaten sind notwendig. Da das Überprüfen der P- oder S- Wellenwerte mit Hilfe des Verhältnisses von $\sqrt{3}$ lediglich annähernde Werte generiert und die Schallwellen, gemessen mit dem gegensätzlichen Ultraschallwellenprüfkopf ebenfalls einen Streubereich zu lassen, wurde der Durchschnitt beider Werte genutzt, um abweichende Werte zu korrigieren (s. Tabelle 11: durch Pfeile hervorgehoben).

Die Ultraschallwellenmessungen der Proben Gemmi 3/4/01 und Gemmi 3/4/02 zeigen insgesamt langsamere Ultraschallwellengeschwindigkeiten im Vergleich zur Probe 1/4/01. Die vergleichende Überprüfung zur Plausibilität der Messungen ergibt allerdings keine Grundlage zur Korrektur der Daten (s. Anhang 15)

6.1.2. Ergebnisse der Frostverwitterungsuntersuchungen

Die wiederholte XRD nach der FTZ - Kampagne zeigte eine zu vernachlässigende Veränderung im Mineralbestand der Probe Gemmi, so dass die Resultate vor und nach den FTZ als identisch gelten (s. Anhang 17).

Die Abbildung 36 zeigt einen latenten Unterschied zwischen den Oberflächen der Quaderproben nach 50 FTZ. Die vergleichende Bildanalyse wurde visu - sensorisch durchgeführt. Die im Vorfeld markierten sensiblen Bereiche (Risse, Löcher) zeigen Veränderungen im Sinne von Hohlraumfüllungen durch abgelöste Mineralaggregate. Die identifizierten Oberflächenveränderungen sind auf den Bildern mit einem roten Kreis markiert.

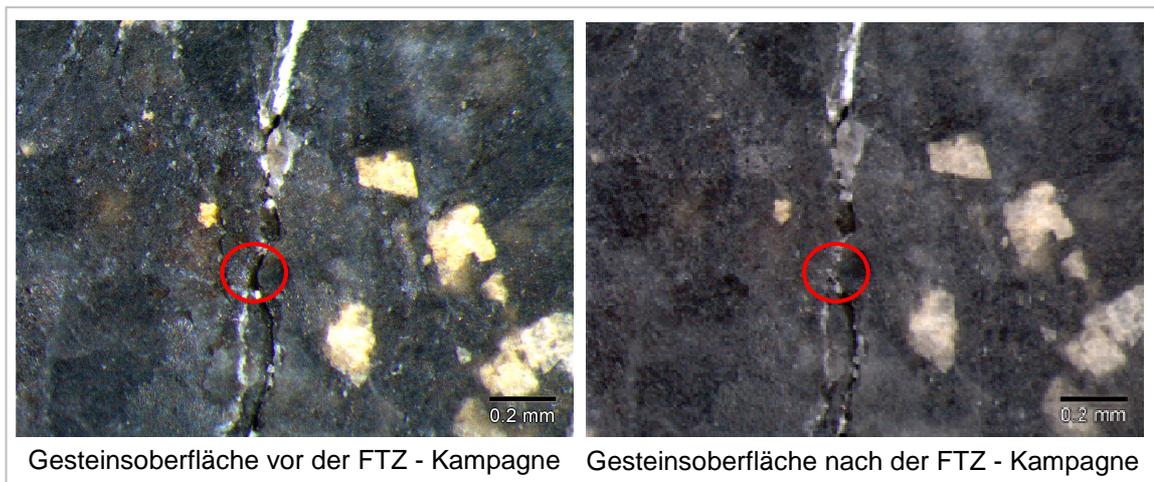


Abbildung 36: Ausschnitte der Gesteinsoberfläche der Quaderproben vor und nach 50 FTZ. (e.U.)

Die nachstehende Tabelle 12 gibt die Ergebnisse der Berechnung des dynamischen E-Moduls nach 50 FTZ für die jeweils einzelnen Messpunkte sowie den Probenkörpern im Durchschnitt (errechnet aus den einzelnen Messpunkten) der Gesteinsproben Gemmi wieder. Die rechte Spalte gibt Auskunft über die Veränderung der E - Moduln in Prozent nach 50 FTZ im Vergleich zum Beginn der Versuchsreihe. Für das Probengestein Gemmi 1/4/01 sind zusätzlich die Zwischenergebnisse nach 30 FTZ sowie die Differenz des E - Moduls nach 30 und FTZ angegeben.

Tabelle 12: Ergebnisse der dynamischen E - Modulberechnung vor und nach den Befrostungsversuchen des quarzhaltigen Kalkarenits. (e.U.)

	Messpunkte	vor FTZ		nach 30 FTZ		Ende des Versuches (insgesamt: 50 FTZ)		Veränderung E-Modul 0- 50 FTZ (%)
		E _{dyn} (N/mm ²)	Ø E _{dyn} (N/mm ²)	E _{dyn} (N/mm ²)	Ø E _{dyn} (N/mm ²)	E _{dyn} (N/mm ²)	Ø E _{dyn} (N/mm ²)	
Gemmi 1/4/01	1	53,8209	53,81	53,2912	55,86	52,2955	52,68	- 3,10
	2	50,6899		57,4390		52,2974		0 - 30 FTZ
	3	54,5501		55,5103		54,4859		+ 2,81
	4	53,9349		55,6788		50,7688		30 - 50 FTZ
	5	56,0623		57,3761		53,3935		- 5,74
Gemmi 3/4/01	1	51,1002	51,50			41,2605	44,76	-13,09
	2	55,8054				51,6497		
	3	51,8975				43,7192		
	4	50,1784				43,9043		
	5	48,5083				43,2490		
Gemmi 3/4/02	1	49,2834	48,07			38,9461	39,88	-17,04
	2	50,1420				41,3998		
	3	45,9174				38,9942		
	4	45,4775				40,2750		
	5	49,5168				39,7734		

Die Probe 1/4/01 reagierte auf die FTZ-Kampagne mit einer Abnahme des dynamischen E - Moduls von 3,10 %. Die Zwischenmessungen, welche Hinweise auf den Verwitterungsverlauf geben sollten, geben keine deutlichen Trends an. Nach 30 FTZ zeigt sich eine Zunahme des E-Moduls um 2,81 %, dieses Ergebnis weist auf eine Kompaktion hin, was gänzlich im Widerspruch zur Frostverwitterung steht. Nach weiteren 20 FTZ konnte eine E_{dyn} - Abnahme von 5,74 % errechnet werden. Der Festigkeitsverlust dieser Probe ist nach 50 FTZ als sehr niedrig zu bezeichnen im Gegensatz zu den Proben Gemmi 3/4/01 und Gemmi 3/4/02, welche deutliche E_{dyn} - Abnahmen (zwischen circa 13 % und 17 %) nach 50 FTZ aufweisen. Diese Werte deuten auf eine Auflockerung bzw. Schädigung des Gesteinsverbandes durch die FTZ hin.

Nach den 50 FTZ wurden die Zylinderproben Gemmi 1/4/01 und Gemmi 3/4/01 erneut einer Poro.Perm. - Analyse unterzogen. Die Berechnungen des E_{dyn} verweisen auf Frostschädigungen der Probenkörper. Diese Tatsache sollte durch eine Erhöhung der Porosität und Permeabilität bestätigt werden. Die Zusammenfassung der Poro.Perm. - Werte widersprechen den Ergebnissen des Festigkeitsverlustes (s. Tabelle 13).

Tabelle 13: Permeabilität und Porosität, vor- und nach 50 FTZ. (Messungen: SCHULZE, BGR - Hannover)

	Permeabilität vor FTZ	Permeabilität nach 50 FTZ	Veränderung der Perm. in %	Porosität vor FTZ	Porosität nach 50 FTZ	Veränderung der Poro. in %
Gemmi 1/4/01	1,40 x 10 ⁻¹⁵	2,30 x 10 ⁻¹⁶	-83,57	1,30	1,24	- 5,00
Gemmi 3/4/01	6,00 x 10 ⁻¹⁵	4,20 x 10 ⁻¹⁵	-30,00	2,19	2,03	- 7,29

Die offene gaszugängliche Porosität der Gesteinsproben verringerte sich nach 50 FTZ um 5 % und 7,3 %, die Permeabilität um ca. 30 % und 83 %. Die Messgenauigkeit der Poro.Perm. - Anlage liegt bei 0,01 %, dies liegt außerhalb der gemessenen Wertebereiche. Die Anlage ist nicht ausreichend sensitiv FÜR Messungen dieses Gesteins.

Insgesamt weisen die Berechnung des dynamischen Elastizitätsmoduls der Probenkörper auf eine Verwitterungsanfälligkeit hin. Die E - Moduln der Gesteinsproben Gemmi 3/4/01 und Gemmi 3/4/02 zeigen eine deutliche Festigkeitsabnahme im zweistelligen Bereich, die Probe Gemmi 1/4/01 hingegen im einstelligen Bereich. Die Untersuchung der Gesteinsoberflächen der Quaderproben mittels Auflichtmikroskop zeigten lediglich latente Veränderungen nach den FTZ.

6.2. Ergebnisse der Proben des UG Gruben

Die Gesteinsproben wurden in einem Umkreis von 300 m dem Untersuchungsgebiet entnommen. Nach der Präparation der Rohlinge standen vier Gesteinsquader und zwei Zylinderproben zu weiteren Untersuchungen zur Verfügung.

6.2.1. Optische und physikalische Gesteinsanalyse

Die mikroskopischen und makroskopischen Gesteinsmerkmale des Probengesteins Gruben sind in Anlehnung an die DIN EN 12407:2007 der nachstehenden Tabelle 14 zu entnehmen.

Tabelle 14: Gesteinsmerkmale des Probenmaterials Gruben entsprechend der Polarisationmikroskopie. (e.U.)

<u>Probenherkunft:</u> UG - Gruben	Petrographische Beschreibung
Komponenten (gesteinsbildende Minerale)	+ Hauptbestandteile: Quarz, Glimmer (Muskovit, Illit), Feldspat + akzessorisch: Chlorit, Pyroxen, Granat, Hämatit
Gesteinsmerkmale	+ Farbe: grünlich, seidiger Schimmer + Verteilung der Hauptbestandteile: inhomogen, in Bändern, Nestern + Kristallinität: hypokristallin, xenomorph ausgeprägte Segregationsquarze und Granate (Porphyroblasten) + Korngrößen: 1 - 0,1 mm (feinkörnig, kompakt) + Schieferungen und Fältelungen + Bruchverhalten: plattig, parallel zu den natürlichen Spaltflächen der Glimmer
Verwitterungs- und Alterationsmerkmale	+ 2 - 5 % des Gesteins weisen ausgebildete Risse bis ≤ 10 mm Länge und $\leq 0,2$ mm Breite sowie Hohlformen bis ca. $\varnothing \leq 1$ mm auf + Riss- und Hohlraumfüllung durch reaktive Um- / Neubildung von Kristallen sind selten
chloritführender Quarzphyllit	

Das Probengestein weist einen hohen Anteil an Schichtsilikaten auf, so sind 25 % der gesteinsbildenden Minerale Glimmer (Muskovit / Illit). Die auffällig grünliche Färbung des Quarzphyllites ist auf den Anteil von Chlorit (5 %) zurückzuführen. Die Analyse der Haupt- und Spurenelemente bestätigt die Mineralzusammensetzung mit einem Anteil von ca. 72 % SiO₂, 13 % Al₂O₃ sowie 5 % Fe₂O₃ und verweist auf den sedimentären Eduktcharakter (vgl. Anhang 16).

Die Quaderproben wurden vor den Befrostungsversuchen wasseraufgesättigt. Der Massezugewinn (s. Tabelle 15) der Proben durch frei zirkulierendes Wasser vor den FTZ zeigt eine geringe Wasseraufnahmefähigkeit, dies erklärt sich durch die Feinkörnigkeit des Gesteins.

Tabelle 15: Massezugewinn der Quaderproben nach dem Wasserbad. (e.U.)

Gruben	Wasseraufsättigung Massezugewinn (%)
1_4	0,51
2_4	0,54
3_4b	0,70
4_4	0,57

Aufgrund der Feinkörnigkeit und Kompaktheit weist das Probengestein mikroskopisch kaum Rissbildungen oder Hohlformen auf. Oberflächlich zeigt der Quarzphyllit somit wenig Angriffspunkte für Frostverwitterungsprozesse. Eine vergleichende Oberflächenanalyse mittels Auflichtmikroskop wurde durchgeführt, um etwaige Verwitterungstendenzen zu identifizieren (s. Kapitel 4.1.1.).

Die folgende Tabelle 16 gibt Aufschluss über die gemessenen physikalischen Parameter vor den Befrostungsversuchen der beiden Zylinderproben des Quarzphyllites. Es zeigt sich, dass die Proben Gruben 1/4/01 und Gruben 4/4 eine nahezu identische Dichte¹⁷ aufweisen, jedoch die Porosität, wie auch Permeabilität der Probe Gruben 1/4/01 geringer ist, als die der Probe Gruben 4/4. Die Permeabilitätswerte zeigen Ähnliches, trotz der geringen Dichteunterschiede ist die Permeabilität der Probe Gruben 1/4/01 nahezu zwei Größenordnungen geringer als die der Probe 4/4.

Die Ultraschallwellenausbreitung wurde neben den fünf definierten Messpunkten in drei weiteren Punkten der Probe Gruben 4/4 ermittelt. Das Gestein besitzt aufgrund seiner Genese eine richtungsabhängige Varianz in der Ultraschallwellenausbreitung. Die Punkte sechs bis acht wurden quer zur Zylinderprobe durchschallt: Punkt sechs parallel-, sieben senkrecht- und Messpunkt acht unter einem Winkel von 45° zur Foliation. Die Laufzeiten im Messpunkt sechs, welcher parallel zur Foliation durchschallt wurde, zeigten einen sehr hohen E - Modul. Im Messpunkt wurde eine auffällig verlangsamte Durchschallungsgeschwindigkeit gemessen, welche auf umfangreiche Dichteunterschiede innerhalb der Probe und ein richtungsabhängiges Bruchverhalten schließen lassen. Die Ultraschallwellenlaufzeiten schwanken zwischen den verschiedenen Messpunkten sowie innerhalb der Messreihen. Aufgrund der bereits unter Kapitel 4.1.1. erwähnten Sensitivität der Ultraschallprüfköpfe und Plausibilitätsüberprüfung der gewonnenen Daten wurde teilweise die S-Wellenlaufzeit korrigiert (s. Anhang 18). Schließlich wurde der E_{dyn} für jeden Messpunkt und jede Proben insgesamt ermittelt.

¹⁷ Die Ergebnisse der Dichte des Quarzphyllits spiegeln die Angaben in der Literatur wieder, wonach Quarzphyllit im Mittel eine Dichte von ca. 2,75 g/cm³ aufweist (vgl. SCHÖN, 1983:31).

Tabelle 16: Ergebnisse der physikalischen Untersuchung der Zylinderproben vor den FTZ. (e.U.)

Messpunkte	Dichte [g/cm ³]	Porosität (%) [Manteldruck 5 bar]	Permeabilität (m ²) [Manteldruck 5 bar]	E _{dyn.} (g cm/μs ²) = N/mm ²	Ø E _{dyn.} (g cm/μs ²) = N/mm ²
Gruben 1/4/01	2,7569	0,6728	1,70 x 10 ⁻¹⁷		
1				59,68,39	58,33
2				54,46,62	
3				59,44,35	
4				58,49,67	
5				59,58,11	
Gruben 4/4	2,7626	0,9520	2,70 x 10 ⁻¹⁵		
1				61,6217	66,82
2				62,4836	
3				73,5959	
4				69,5614	
5				66,8519	
6				142,2986	
7				29,1835	Aufgrund der Heterogenität des E-Moduls ist ein Durchschnittswert wenig aussagekräftig.
8				59,4196	

Die Proben des Quarzphyllites zeigen im Vergleich zum quarzhaltigen Kalkarenit größere Festigkeitsunterschiede innerhalb des Probenmaterials, gleichzeitig weist das Gestein eine höhere Grundfestigkeit auf. Obwohl der Messpunkt drei der Probe Gruben 4/4 korrigiert wurde, weist dieser innerhalb des Probenkörpers einen relativ hohen E_{dyn} auf. Diese petrographiespezifischen Merkmale spiegeln den metamorphen Charakter der Proben Gruben wider.

6.2.2. Ergebnisse der Frostverwitterungsuntersuchungen

Die Verwitterungsversuche haben keine nennenswerten chemischen Veränderungen an den Gesteinsproben hervorgerufen, dies zeigt die wiederholte XRD. Die Ergebnisse vor und nach den FTZ weisen eine so geringfügige Veränderung auf, dass sie als identisch bzw. gleichbleibend zu betrachten sind (vgl. Anhang 17).

Die visuelle Oberflächenanalyse der Quaderproben zeigt keine unter dem Auflichtmikroskop zu erkennenden Veränderungen nach den Befrostungsversuchen (s. Abbildung 37).

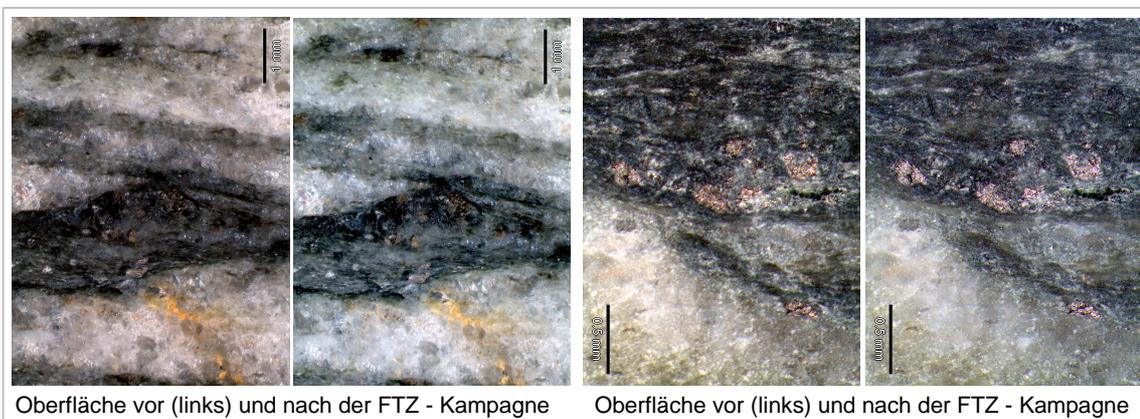


Abbildung 37: Ausschnitte der Gesteinsoberfläche der Quaderproben vor und nach 50 FTZ. (e.U.)

Das Gestein Gruben zeigt eine geringe Porosität und Permeabilität sowie aufgrund der ausgeprägten Anisotropieflächen und inhomogenen Mineralverteilung eine bedeutsame richtungsspezifische Ultraschallwellenausbreitung.

Die nachstehende Tabelle 17 gibt die Ergebnisse der Berechnung der dynamischen E - Moduln für die jeweils einzelnen Messpunkte sowie den Probenkörpern im Durchschnitt des Probengesteins wieder. Die rechte Spalte gibt Auskunft über die Veränderung der E - Moduln in Prozent nach 50 FTZ im Vergleich zum Beginn der Versuchsreihe. Für das Probengestein Gruben 1/4/01 sind zusätzlich die Zwischenergebnisse nach 30 FTZ sowie die Differenz des E - Moduls nach 30 und 50 FTZ angegeben.

Tabelle 17: Ergebnisse der dynamischen E-Modulmessung vor und nach den Befrostungsversuchen des chloritführenden Quarzphyllites. (e.U.)

	Messpunkte	vor FTZ		nach 30 FTZ		Ende des Versuches (insgesamt: 50 FTZ)		Veränderung E-Modul 0- 50 FTZ (%)
		E_{dyn} (N/mm ²)	$\varnothing E_{dyn}$ (N/mm ²)	E_{dyn} (N/mm ²)	$\varnothing E_{dyn}$ (N/mm ²)	E_{dyn} (N/mm ²)	$\varnothing E_{dyn}$ (N/mm ²)	
Gruben 1/4/01	1	59,6839	58,33	57,5498	57,62	55,3185	55,73	- 4,46
	2	54,4662		56,2011		55,5569		0 - 30 FTZ
	3	59,4435		56,3266		55,1733		-1,23
	4	58,4967		58,0096		49,3170		30 - 50 FTZ
	5	59,5811		59,9975		63,2943		- 3,27
Gruben 4/4	1	61,6217	66,82			66,2302	61,00	- 8,70
	2	62,4836				59,8355		
	3	73,5959				60,1550		
	4	69,5614				59,2969		
	5	66,8519				59,5025		
	6	142,2986	Aufgrund der Heterogenität der E-Moduln ist ein Durchschnittswert wenig aussagekräftig.	144,9809	+ 1,90			
	7	29,1835		29,33478	+ 0,52			
	8	59,4196		56,4809	-4,95			

Das Probengestein Gruben zeigt eine geringe Reduktion des dynamischen E - Moduls nach 50 FTZ, was die im Vorfeld erhobenen insgesamt geringen Dichten, Porositäten sowie Permeabilitäten der Gesteinsproben widerspiegelt. Das Probengestein 1/4/01, welches eine Unterbrechung der Befrostungsversuche nach 30 FTZ erfuhr, weist eine deutlich geringere Erniedrigung des E - Moduls im Vergleich zum Probengestein Gruben 4/4 auf. Gleichzeitig ist eine progressive Herabsetzung des dynamischen E - Moduls mit der Erhöhung der Anzahl der FTZ zu verzeichnen. Eine Linearität zwischen der Anzahl der FTZ und der Verminderung des E_{dyn} ist jedoch nicht ableitbar.

Das Gestein Gruben 4/4 erfährt nach 50 FTZ eine E - Modulniedrigung um ca. 8,70 %. Dieser Wert ist der ermittelte Durchschnitt der E_{dyn} - Veränderung in den Messpunkten eins bis fünf. Die Tabelle 17 zeigt, dass die ausgerechneten E - Moduln punktuell von einander abweichen. Deutlich wird dies in den zusätzlich entlang der Querachse des Probengesteins gemessenen Punkten sechs bis acht. In den Punkten sechs und sieben wurde eine Zunahme der Wellengeschwindigkeiten nach den 50 FTZ registriert nicht jedoch im Messpunkt acht, wobei eine Zunahme auf eine Verdichtung des Gesteins im spezifischen Messpunkt deutet. Punkt acht, in welchem die Messwerte annäherungsweise die der Punkte eins bis fünf entsprechen, reagiert nach den 50 FTZ mit einer geringen E - Modulniedrigung von ca. 5 %.

Die erneute Überprüfung der Porosität und Permeabilität nach 50 FTZ des Probengesteins Gruben ist der folgenden Tabelle 18 zu entnehmen.

Tabelle 18: Permeabilität und Porosität, vor- und nach 50 FTZ. (Messungen: SCHULZE, BGR - Hannover)

	Permeabilität vor FTZ	Permeabilität nach 50 FTZ	Veränderung der Perm. in %	Porosität % vor FTZ	Porosität % nach 50 FTZ	Veränderung der Poro. in %
Gruben 1/4/01	$1,70 \times 10^{-17}$	$3,50 \times 10^{-15}$	$2,06 \times 10^4$	0,67	0,58	-13,96
Gruben 4/4	$2,70 \times 10^{-15}$	$5,60 \times 10^{-17}$	-97,925926	0,95	0,88	-6,90

Die Veränderungen der Porositäts- und Permeabilitätswerte sind in sich widersprüchlich, so ist eine Erhöhung der Permeabilität um einen zweistelligen Wert bei einer gleichzeitigen Reduktion der Porosität nicht zu erwarten (Gruben 1/4/01). Ähnlich der Gesteinsproben Gemmi liegen Fehler in der Messgenauigkeit bzw. eine nicht ausreichende Sensitivität der Anlage vor.

Der Quarzphyllit ist, obwohl das Gestein eine Tendenz zur Aufspaltung bedingt durch den hohen Gehalt an Schichtmineralen beinhaltet, nach der Laboruntersuchung insgesamt als relativ frostunempfindlich zu bezeichnen. Die Dichte beider Proben ist nahezu identisch, jedoch unterscheiden sich die Werte der Porosität und Permeabilität erheblich. Aufgrund des Gesteinscharakters sind punktuelle Unterschiede in der Gesteinsdichte auf Foliationen zurückzuführen, was die Ultraschallwellenlaufzeiten in den Punkten sechs und sieben verdeutlichen. Die Gesamtverminderung des E_{dyn} der Gesteinsprobe Gruben 1/4/01, welche eine Unterbrechung der Befrostungsversuche erfuhr, fällt mit 4,46 % geringer aus als die des Probengesteins ohne Unterbrechung der FTZ (8,7 %).

Die Oberflächen der Probengesteine weisen wenige Verwitterungsspuren auf, welche mittels Auflichtmikroskop identifizierbar sind. Die Veränderungen nach den FTZ deuten auf Rissfüllungen und vereinzelte Mineralbrüche hin.

6.3. Ergebnisse der Proben des UG Grimsel

Die Gesteinsproben wurden in einem Umkreis von 200 m dem Untersuchungsgebiet entnommen. Nach der Präparation der Rohlinge standen vier Gesteinsquader und zwei Zylinderproben zu weiteren Untersuchungen zur Verfügung.

6.3.1. Optische und physikalische Gesteinsanalyse

Der leukokrate, peraluminose S - Typ - Granit gehört zum Zentralen Aaregranite (ZAGr) und zeichnet sich durch eine überwiegend grobkristalline Masse aus, welche teilweise in biotitreicheren Partien leicht paralleltexturiert erscheint. Der Granit besteht aus ca. 60 % Feldspäten und 35 % Quarz. Glimmer nehmen einen Anteil von 5 % ein. Die Mineralaggregate weisen tektonische Beanspruchungen auf. Quarzminerale lösen teilweise undulöse aus. Die Glimmer, wie auch die Feldspäte zeigen tektonische Beanspruchungen in Form von Verformungen der Mineralaggregate, wie auch Rissen von ≤ 10 mm Länge, mit bis zu 0,2 mm Breite, in welche partiell Quarzminerale wachsen. Kleinere Feldspatminerale treten zwickelfüllend auf. Die Quarzminerale variieren stark in ihrer Ausprägung, teilweise sind diese glasartig und durchsichtig, andererseits

zuckerkörnig. Die Biotite sind insgesamt inselartig bis foliationsähnlich im Gestein verteilt. Feine Glimmeradern sind vielfach entlang von Korngrenzen zwischen den Feldspäten erkennbar. Kalifeldspäte kommen mehrheitlich xenomorph vor und sind bis zu 6 mm lang. Der Anteil an Kalifeldspäten überwiegt dem der Plagioklase mit einem Verhältnis von ca. 70 zu 30. Plagioklase treten xenomorph bis hypideomorph auf, variieren in ihrer Mineralgröße und zeigen vielfach Alterationen. Zirkon und opake Minerale sind im Gestein akzessorisch vorhanden. Die Ergebnisse der RFA sind dem Anhang 16 zu entnehmen.

Die Wasseraufnahmefähigkeit der Granitproben zeigt sich im Massezugewinn nach dem Wasserbad, welcher der Tabelle 19 zu entnehmen ist. Der Massezugewinn von annähernd 1 % vor den FTZ zeigt ein gewisses Frostverwitterungspotenzial durch frei zirkulierendes Wasser im Gestein.

Tabelle 19: Massezugewinn der Quaderproben nach dem Wasserbad (e.U.)

Grimsel	Wasseraufsättigung Massezugewinn (%)
1_4	0,99
2_4	0,90
3_4	0,77
4_4	1,08

Die Quaderproben wurden nach 30 FTZ einer ersten vergleichenden Sichtprüfung mittels Auflichtmikroskop unterzogen sowie nach weiteren 20 FTZ. Das Analyseverfahren folgt dem der Vorgänge der Proben Gemmi und Gruben.

Die Ergebnisse der physikalischen Untersuchungen der Zylinderproben Grimsel sind der Tabelle 20 zu entnehmen. Die Dichte der Probe Grimsel 3/4/01 ist etwas höher als die der Probe Grimsel 3/4/02, wobei Letztere, obwohl diese eine höhere gaszugängliche Porosität besitzt, eine vier Mal niedrigere Durchströmbarkeit (Permeabilität) aufweist. Die geringe Permeabilität deutet auf eine geringe Verbundenheit der Poren untereinander hin.

Im Vergleich zu dem quarzhaltigen Kalkarenit und dem Quarzphyllit weist der Granit einen insgesamt geringen E_{dyn} auf, daher eine grundlegende geringere Festigkeit. Die Ultraschallwellenmessungen in den einzelnen Messpunkten an den Probenkörpern sind dem Anhang 19 zu entnehmen, es folgte keine Korrektur der Werte.

Tabelle 20: Ergebnisse der physikalischen Untersuchung der Zylinderproben vor den FTZ. (Messungen: SCHULTE, BGR - Hannover)

Messpunkte	Dichte [g/cm ³]	Porosität (%) [Manteldruck 5 bar]	Permeabilität (m ²) [Manteldruck 5 bar]	E _{dyn} GPa = N/mm ²	Ø E _{dyn} GPa = N/mm ²
Grimsel 3/4/01	2,6075	1,5760	9,0 x 10 ⁻¹⁵		
1				33,0544	29,0800
2				28,5600	
3				28,4520	
4				27,9278	
5				27,4059	
Grimsel 3/4/02	2,5887	1,7669	2,5 x 10 ⁻¹⁵		
1				26,3513	25,1191
2				22,3771	
3				26,6344	
4				26,0289	
5				24,2038	

6.3.2. Ergebnisse der Frostverwitterung

Der Granit zeigt nach den Frostverwitterungsversuchen keine nennenswerten Veränderungen in seinem Chemismus, dies zeigt die wiederholte XRD. Die Ergebnisse vor und nach den 50 FTZ sind als identisch zu betrachten, die Gesteinseigenschaften sind gleichbleibend (vgl. Anhang 16).

Die Untersuchungen mittels Auflichtmikroskopie von bereits vor den FTZ identifizierter Schwächezonen der Quaderproben zeigen nach 50 FTZ Veränderungen im Mikrometerbereich wie die Abbildung 38 (rote Markierung) belegt. Es konnten Brüche sowie Risse in größeren Mineralaggregaten nach den 50 FTZ nachgewiesen werden.

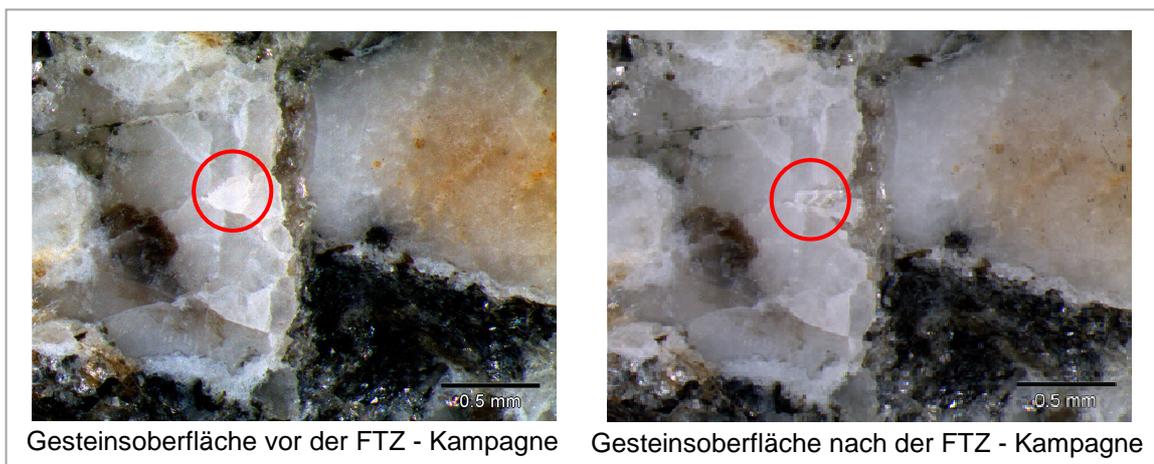


Abbildung 38: Ausschnitte der Gesteinsoberfläche der Quaderproben vor und nach 50 FTZ. (e.U.)

Die Ergebnisse der Frostverwitterungsversuche des Granits mündeten in die der Tabelle 21 zu entnehmenden E_{dyn} - Veränderungen. Insgesamt weist der Granit ein deutliches Verwitterungspotenzial auf. Die dynamischen E - Moduln haben sich jeweils

um einen zweistelligen Prozentsatz nach den 50 FTZ verringert, wobei die Probe 3/4/01 insgesamt einen weniger starken E_{dyn} -Verlust verzeichnet. Dies lässt den Rückschluss auf größere Gefügeschädigungen der Proben durch die 50 FTZ zu. Gleichzeitig zeigt die Probe Grimsel 3/4/02 eine deutliche Abnahme des E_{dyn} um 19,06 % nach 30 FTZ. Dennoch kann keine prograde Verwitterungsdynamik des Gesteins nachgewiesen werden. Die Veränderung des E_{dyn} zwischen 30 FTZ und 50 FTZ zeigt eine minimale prozentuale Erhöhung des E_{dyn} um 0,225 %, dieser geringe Prozentsatz kann auf einen Genauigkeitsverlust während der Messung zurückgeführt werden. Es ist von einer nahezu gleichbleibenden Schallwellenlaufzeiten auszugehen.

Tabelle 21: Ergebnisse der dynamischen E - Modulmessung vor und nach den Befrostungsversuchen des aplitischen leukokraten Granits (e.U.)

	Messpunkte	vor FTZ		nach 30 FTZ		Ende des Versuches (insgesamt: 50 FTZ)		Veränderung E-Modul 0 - 50 FTZ (%)
		E_{dyn} (N/mm ²)	$\varnothing E_{\text{dyn}}$ (N/mm ²)	E_{dyn} (N/mm ²)	$\varnothing E_{\text{dyn}}$ (N/mm ²)	E_{dyn} (N/mm ²)	$\varnothing E_{\text{dyn}}$ (N/mm ²)	
Grimsel 3/4/01	1	33,0544	29,0800			27,5899	25,4399	-12,52
	2	28,5600				25,4383		
	3	28,4520				26,0061		
	4	27,9278				24,7922		
	5	27,4059				23,3728		
Grimsel 3/4/02	1	26,3513	25,1191	21,7338	20,3308	21,779	20,3766	-18,88
	2	22,3771		18,5457		18,5750		0 - 30 FTZ
	3	26,6344		19,5608		21,4648		-19,06
	4	26,0289		21,3992		20,3250		30 - 50 FTZ
	5	24,2038		20,4145		19,7389		+0,225

Obwohl die E - Modulberechnungen auf eindeutige Gefügeschädigungen schließen lassen, unterstützen die Werte der erneuten Porositäts- und Permeabilitätsüberprüfung der Probengesteine nach den 50 FTZ diesen Trend nicht (s. Tabelle 22). Die Werte der Porosität und Permeabilität beider Proben verringern sich.

Tabelle 22: Permeabilität und Porosität, vor- und nach 50 FTZ (Messungen: SCHULZE, BGR - Hannover)

	Permeabilität vor FTZ	Permeabilität nach 50 FTZ	Veränderung der Perm. in %	Porosität % vor FTZ	Porosität % nach 50 FTZ	Veränderung der Poro. in %
Grimsel 3/4/01	$9,00 \times 10^{-15}$	$2,70 \times 10^{-16}$	-97,00	1,5760	1,4105	-10,50
Grimsel 3/4/02	$2,50 \times 10^{-15}$	$8,50 \times 10^{-16}$	-66,00	1,7669	1,7405	-1,49

Das granitische Probengestein zeigt nach insgesamt 50 FTZ deutliche Verwitterungsspuren sowie einen starken Verwitterungsverlauf zwischen 1 - 30 FTZ. Die optische Analyse der Quaderoberflächen bestätigt Verwitterungsprozesse. Lediglich die erneuten Überprüfungen der Permeabilität und Porosität nach den FTZ erzielten keine valablen Ergebnisse, welche die Erkenntnisse zur Verwitterungsfähigkeit innerer Gefügeschädigungen des Granits untermauern. Die genutzte Messtechnik scheint auch für dieses Gestein inadäquat.

Für eine optimale Einflechtung eines Petrographischen Verwitterungsindikators in eine GIS gestützte Risikobewertung für gravitative Massenbewegungen vor dem Hintergrund des Klimawandels im Hochgebirge steht mithin der Anfang einer Grundlagen-datenbasis zur Verfügung. Obwohl die erhobene Datenmenge noch sehr begrenzt ist, gibt sie petrographiebezogene Anhaltspunkte und Tendenzen der Verwitterungsfähigkeit von Festgestein gegenüber FTZ wieder und dient im Folgenden der Modellierung potenzieller Gefahrenzonen für gravitative Massenbewegungen.

6.4. Überführung der Resultate in die Georisikobewertung

Der Fokus dieser Studie erörtert das Potenzial des Klimaeinflusses auf das Georisiko für gravitative Massenbewegungen in den Hochgebirgslagen der Alpen. Bedingt durch die sich abzeichnenden Klimaveränderungen besteht die Möglichkeit, dass es vermehrt zu Gefahren gravitativer Massenbewegungen kommt. Diese Verwitterungsdynamik erhält als Neuerung Einzug in die Georisikobewertung. Dem entsprechend sind potenziell die Gebiete gefährdet, für welche zukünftig eine rapide Erhöhung der Anzahl von FTZ prognostiziert wird. Die Gefahr liegt in der kurzen Zeitspanne, in welcher mit einer starken Zunahme an FTZ zu rechnen ist. In diesen Bereichen ist davon auszugehen, dass sich das Georisiko signifikant erhöht.

Es werden zunächst die Gebiete identifiziert, welche aufgrund der Zunahme der Anzahl von FTZ ein erhöhtes Risiko für gravitative Massenbewegungen aufweisen. Im Anschluss werden Georisikopotenzialkarten mit einer trennscharfen Methode generiert, beschrieben und interpretiert (Methode 1). Beispielhaft werden zusätzlich für das UG Grimsel Georisikopotenzialkarten mit der unscharfen Fuzzifizierungsmethode erzeugt und bewertet (Methode 2). Schließlich wird die Aussagefähigkeit beider Methoden gegenüber gestellt.

6.4.1. Temperaturentwicklung bis 2070 unter Berücksichtigung der RCP 4.5 und RCP 8.5

Die folgende Abbildung 39 zeigt die für das Jahr 2070 prognostizierte Verschiebung der Nullgradisothermen für die Klimaszenarien RCP 4.5 und RCP 8.5 im Vergleich zur gegenwärtigen Verbreitung.

Die Isotherme markiert den Übergang zu Bereichen diskontinuierlichen Permafrostes. In diesen Regionen kommen FTZ hauptsächlich in den Sommermonaten vor, je nach Höhenlage zwischen Mai bzw. Juli bis August. Die Verschiebung der Nullgradisotherme verursacht in den betroffenen Regionen durch Abschmelzvorgänge von Schnee, Eis und dem Tauen von Permafrost eine erhöhte Wasserverfügbarkeit sowie eine höhere Anzahl von FTZ. Dadurch ist eine gesteigert Verwitterungswirksamkeit der FTZ am Gestein zu erwarten. Aktuell schwankt die Nullgradisotherme lokal zwischen 2100 m und 2300 m N.N., kontinuierlicher Dauerfrost kommt in den Alpen ab einer Höhe von 3500 m N.N. vor. Eine Temperaturerhöhung von circa 2.5 °C (RCP 4.5) geht mit der räumlichen Verschiebung der Nullgradisotherme, lokal von 130 m und in Bereichen geringerer Hangneigung bis zu 3,2 km, auf Höhen zwischen 2500 m und 2600 m N.N. einher. Von dieser Entwicklung sind insbesondere die Zehrgebiete von Gletschern, vorrangig im zentralen Aarmassiv, Jungfraumassiv und Aletsch betroffen (s. Abbildung 39: gestrichelter Bereich). Eine konkrete volumetrische Prognose über den Rückgang von Schnee- und Eismassen ist aufgrund der unbekanntenen Mächtigkeiten dieser hier nicht vorhersagbar.

Bei Eintreten des Klimaszenarios RCP 8.5, bei welchem eine Temperaturerhöhung von circa $4,5^{\circ}\text{C}$ angenommen wird, weist dies für diesen Ausschnitt des Schweizer Alpenraumes Verschiebungsraten zwischen 250 m und 13 km auf. Die Nullgradisotherme würde dann eine durchschnittliche Höhe von 2800 m N.N. erreichen. Es verbleiben bei diesem Klimaszenario weniger als $0,2 \text{ km}^2$ kontinuierliche Permafrostbereiche, dementsprechend kaum Gebiete ohne FTZ.

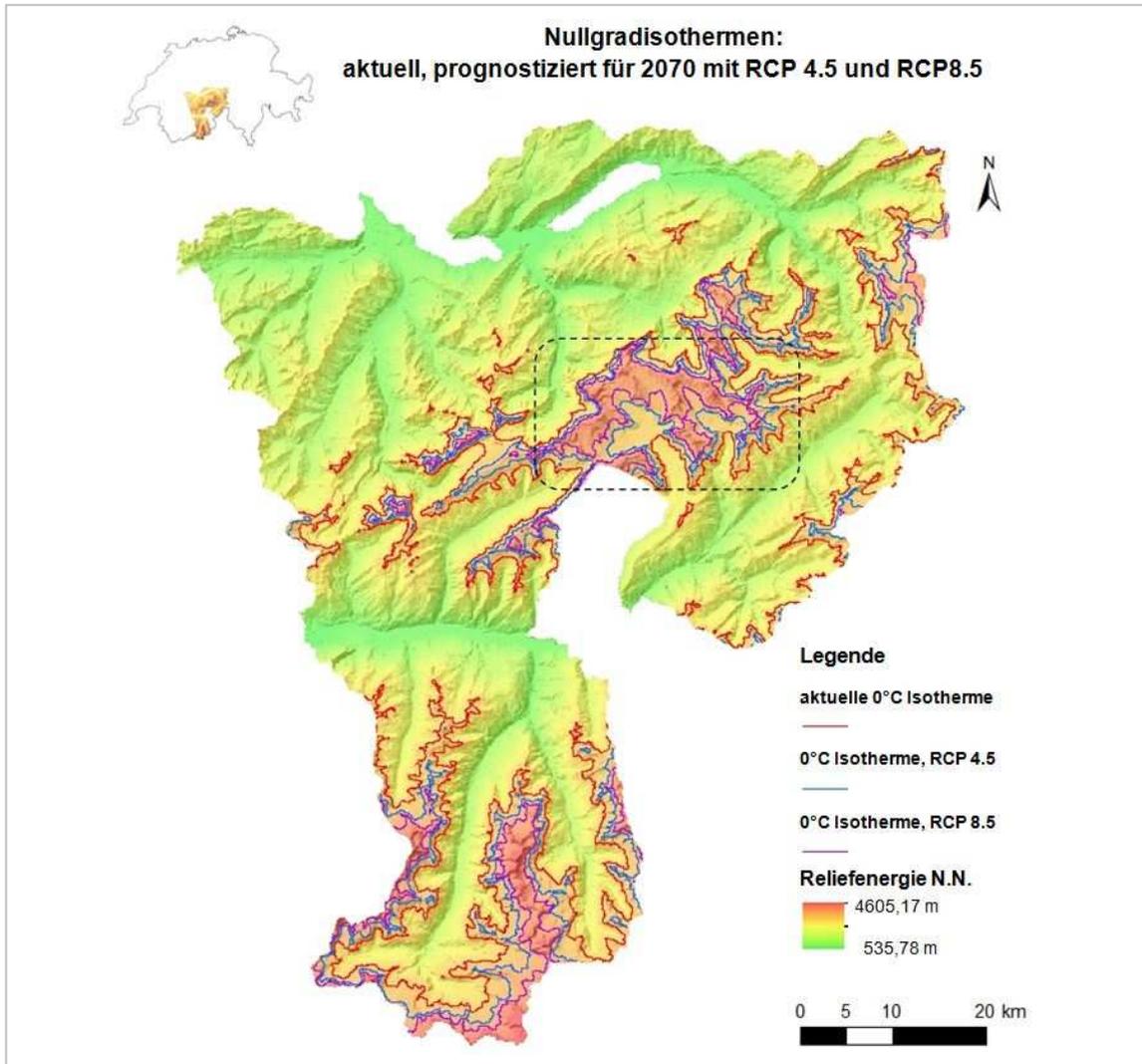


Abbildung 39: Zeitreihendarstellung der Nullgradisotherme. (e.E.)

Die Abweichung der Anzahl der FTZ prognostiziert für das RCP 4.5 (2070) ist dem aktuellen Stand in der folgenden Abbildung 40 gegenübergestellt. Die Abbildung 40a) gibt den aktuellen Stand der FTZ / Jahr wieder. Auffallend ist die relativ hohe Anzahl an FTZ in Tallagen (ca. 100 FTZ / Jahr) bzw. in Hangfußlagen (ab ca. 900 m bis 1100 m N.N.) sowie einen zweiten stärker von FTZ betroffenen Bereich in Höhen zwischen ca. 2900 m - 3200 m N.N., im Folgenden sind diese Bereiche als erste und zweite FTZ - Linie bezeichnet. Die hohe Anzahl von FTZ / Jahr in Tal- und Hangfußlagen ist durch die in den Übergangs- (subalpine Höhenstufe) und Sommermonaten (alpine und nivale Höhenstufe) vorherrschenden Temperaturen um den Gefrierpunkt zu erklären, in denen es häufig zu FTZ kommt. In dieser Zeit bleiben die Temperaturen oberhalb der subalpinen Höhenstufe vergleichsweise häufig unter dem Gefrierpunkt

(hauptsächlich zwischen November und März). In der nivalen Höhenstufe sind die Sommermonate bzw. Übergangsjahreszeiten für die Zunahme der FTZ verantwortlich. Je nach Höhe sind dies zwei bis vier Monate, in denen ein häufiger Temperaturwechsel um den Gefrierpunkt zu einer erhöhten FTZ führt. Abhängig von der geographischen Lage sind dies im Alpenraum Gebiete zwischen 2400 m und 2700 m N.N. (nördliche- und südliche Voralpen und Zentralalpen). In der Abbildung 40 a) sind ab einer Höhe von > 3800 m (Jungfrau-, Eiger-, Wetterhornmassiv (Berner Alpen)) und > 4000 m N.N. (u. a. Mischabel - Massiv, Matterhorngruppe (Walliser Alpen)) FTZ - freie Bereiche zusätzlich markiert. Die Nullgradisotherme markiert den Übergang, in welchem die Anzahl der FTZ mit der Höhe ein erstes Mal und im Bereich der minus - Sechsgradisotherme ein zweites Mal abnimmt. Letzteres liegt in den Zentralalpen auf einer Höhe von ca. 3200 m N.N..

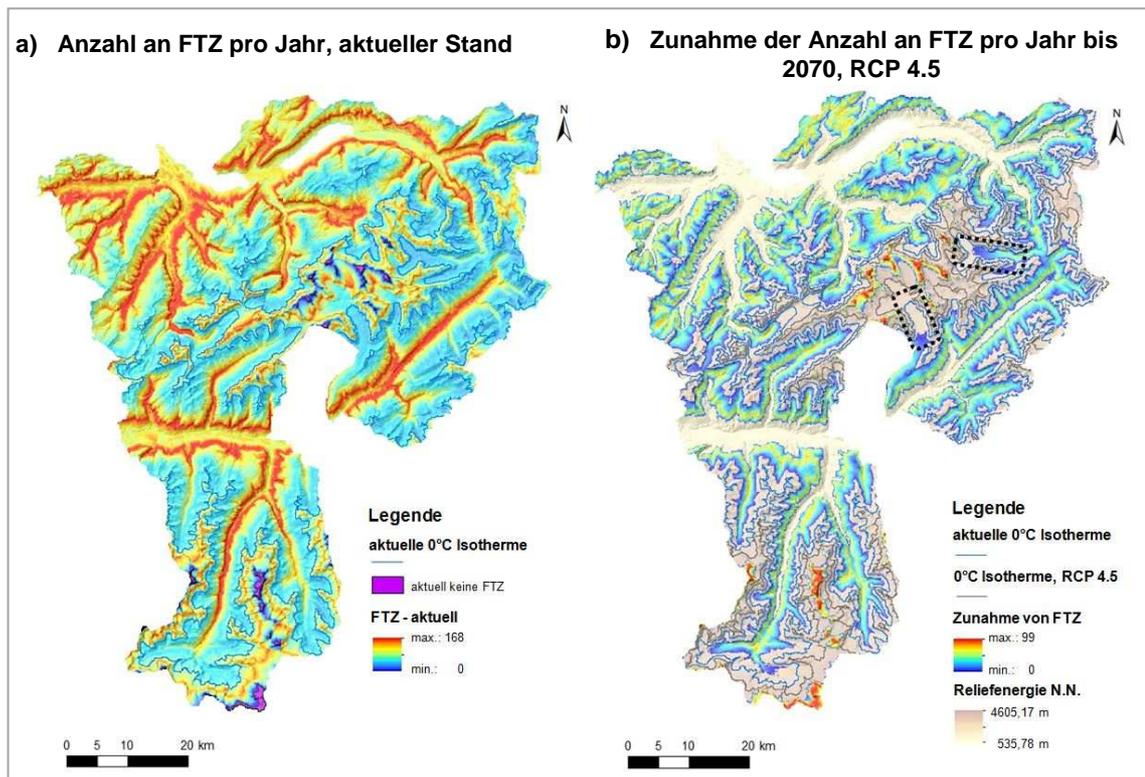


Abbildung 40: Vergleich der Anzahl von FTZ: aktueller Stand und prognostiziert für 2070 mit dem Szenario RCP 4.5. (e.E.)

In der Abbildung 40 b), welche das Klimaszenario RCP 4.5 für das Jahr 2070 wiedergibt, sind lediglich die Bereiche dargestellt, welche eine Erhöhung der Anzahl von FTZ im Vergleich zum aktuellen Stand aufweisen. Die Nullgradisotherme verschiebt sich bis 2070 nach diesem Szenario zwischen 130 m und 6 km, Letzteres insbesondere in Gletschergebieten (u.a. Aargletscher, Aletschgletscher, s. gestrichelte Markierung). Es zeigt sich, dass Gebiete unterschiedlich stark von einer FTZ - Zunahme betroffen sind. In einigen Regionen weisen die Prognosen auf eine Erhöhung um 99 FTZ im Jahr 2070 hin, hiervon sind die Hochgebirgslagen (> 3600 m N.N.) der Berner und Walliser Alpen maßgeblich betroffen. Bezogen auf den hier vorgestellten Ausschnitt des Schweizer Alpenraumes zeigt sich ein kompletter Schwund der aktuell FTZ - freien Gebiete in der nivalen Höhenstufe. Das hat zur Folge, dass bei einer globalen Erwärmung um < 2,5 °C bis 2070 in diesen Teil der Alpen Nährgebiete von Gletschern sowie Permafrost kontinuierlich abschmelzen und eine erhöhte Wasserverfügbarkeit freiset-

zen. In der heutigen nivalen und alpinen Höhenstufe führt dies zur Begünstigung der Frostverwitterung. In der Abbildung 40 b) wird eine prograde Erhöhung von FTZ in Bereichen aktueller Gletscherzerrgebiete (s. gestrichelte Bereiche: Aar-, Aletschgletscher) deutlich. Des Weiteren sind Höhenlagen ab ca. 1440 m sowie 1900 m N.N. von mehr als 30 FTZ, zwischen 1550 m und 1600 m N.N. von einer Erhöhung um mehr als 50 FTZ pro Jahr bis 2070 betroffen. Talsohlen bis 1300 m N.N. weisen die höchsten FTZ Werte bei Eintreten des RCP 4.5 auf. Das bedeutet, dass sich die untere FTZ Linie innerhalb von 50 Jahren um ca. 200 Höhenmeter verschiebt. Nimmt man eine gleichmäßig lineare Zunahme an FTZ pro Jahr bis auf 99 FTZ im Jahr 2070 an, so ist ab 2033 mit einer jährlichen Differenz von > 30 FTZ und ab 2044 mit > 50 FTZ / Jahr im Vergleich zum aktuellen Stand zu rechnen. Eine erhöhte Verwitterungswirksamkeit der FTZ für das RCP 4.5 stellt sich gesteinspezifisch demnach bereits ab 2027 bzw. 2038 ein.

In den Tal- und Hangfußlagen kann aufgrund der natürlichen Bodenbedeckung oder einer lokalen künstlichen Versiegelung eine Erhöhung der Anzahl von FTZ die Frostverwitterungsrate am Gestein kaum erhöhen. Aufgrund der Trägheit des Ökosystems (Bodenbildungsprozesse, Verlagerung der Baumgrenze, Entwicklung von alpinen Matten und Gräsern) im Vergleich zu den sich aktuell abzeichnenden Temperaturveränderungen bzw. dem prognostizierten Klimaszenario ist dies in den Hochgebirgslagen nicht zu erwarten. Die aufgrund der geringen Resilienz des Ökosystems oberhalb der Baumgrenze verstärkte FTZ - Exposition des Anstehenden sowie die zusätzliche Wasserverfügbarkeit, bedingt durch Abschmelzvorgänge von Gletschern, Permafrost und Schnee erhöht das Verwitterungspotenzial bzw. führt zu einer deutlichen Zunahme der Verwitterungsintensität in der nivalen und lokal auf vegetationsarmen und -freien Flächen in der subalpinen Höhenstufe.

Die Zunahme der FTZ bis 2070 für das Szenario RCP 8.5 zeigt einen ähnlichen Trend, wie das Szenario 4.5 (s. Abbildung 41). Die Nullgradisotherme erreicht eine durchschnittliche Höhe von 2800 m, heute liegt diese bei 2200 m N.N.. Zwischen 2100 m und 3660 m N.N. kommt es kaum bis zu keiner Zunahme von FTZ im Vergleich zum aktuellen Stand. Die erste FTZ - Linie befindet sich zwischen 1700 m und 1900 m N.N., die Anzahl der FTZ über dem aktuellen Stand variiert zwischen 50 und 70 / Jahr. Die zweite FTZ - Linie befindet sich > 3750 m N.N., hier liegen die FTZ / Jahr zwischen 50 und 129. Permanent frostwechselfreie Bereiche sind bei Eintreten dieses Szenarios in der aktuellen nivalen Höhenstufe nicht vorhanden. Die Folgen sind für das RCP 4.5 Szenario oben beschrieben, aufgrund der angenommenen globalen Erwärmung um 4,5 °C bis 2070 werden sich die Konsequenzen für das Szenario RCP 8.5 vielfach intensiver darstellen. In Anbetracht der FTZ - Linienverschiebung zwischen dem aktuellen Stand, dem RCP 4.5 und RCP 8.5, ist von einer prograden Erhöhung von FTZ in Bereichen aktueller Gletscherzerrgebiete (s. Abbildung 41 gestrichelte Bereiche: Aar-, Aletschgletscher) auszugehen. Wird auch für dieses Szenario ein linearer Temperaturanstieg angenommen, so ist lokal ab 2033 mit einer durchschnittlichen Anzahl an FTZ > 30 pro Jahr, ab 2038 > 50 und ab 2059 > 100 zu rechnen.

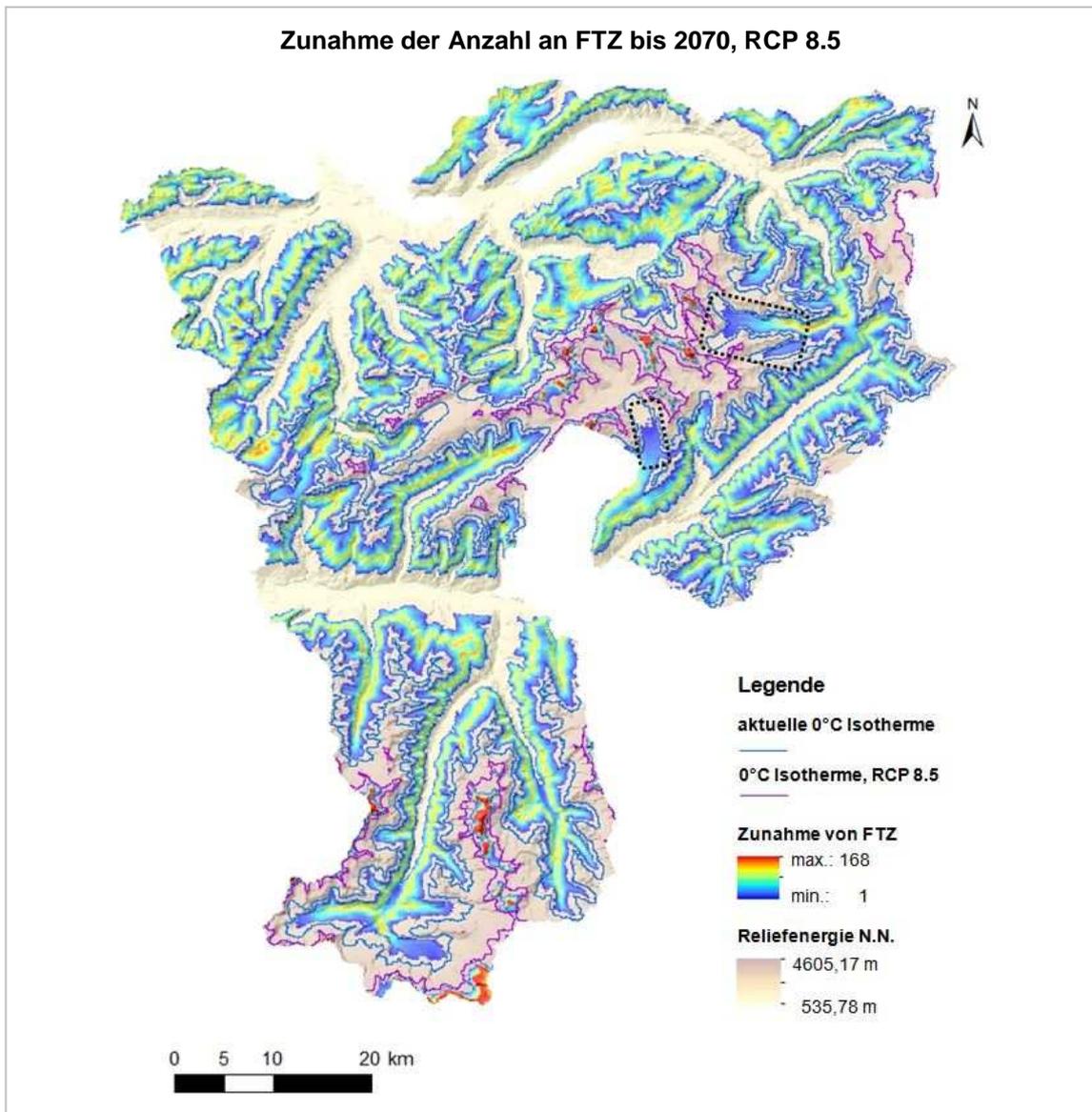


Abbildung 41: Zunahme der Anzahl von FTZ bis 2070, RCP 8.5. (e.E.)

Der Vergleich mit dem RCP 4.5 macht deutlich, dass bei einer durchschnittlichen Temperaturerhöhung sich die Bereiche mit erhöhter Verwitterungsintensität in höhere Lagen verschieben. Das Anstehende, welches aktuell in den Sommermonaten von einer erhöhten Anzahl von FTZ betroffen ist, wird entsprechend der Klimaentwicklung mittelfristig insgesamt zwei intensiven Verwitterungsperioden ausgesetzt sein. Gleichzeitig lassen die prognostizierten Klimaszenarien den Schluss einer erhöhten Verwitterungsdynamik bereits ab Mitte der 2030er Jahre im Vergleich zu den bestehenden Verwitterungsraten zu.

6.4.2. Veränderungen des zukünftigen Georisikopotenzials

Die Messungen im Labor legen nahe, dass es zu einer gesteinspezifischen Verwitterungsdynamik ab einer bestimmten Anzahl von FTZ kommt. Das zeigen die Resultate der Gesteinsproben, welche mit Unterbrechungen den FTZ ausgesetzt wurden. So nimmt die Geschwindigkeit der Ultraschallwellen bei der Durchschallung des chloritführenden Quarzphyllites zwischen 30 und 50 FTZ am meisten ab, ähnliches ist beim quarzhaltigen Kalkarenit zu beobachten. Das Gegenteil zeigt sich beim Granit, hier ist die Geschwindigkeitsabnahme der Ultraschallwellen zwischen null und 30 FTZ am größten. Dies wird bei der Generierung der Georisikokarten berücksichtigt, indem für Granit die Veränderungen des PVI ab einer Differenz von 30 FTZ im Vergleich zu den aktuellen Bedingungen modelliert werden. Hingegen wird für den Quarzphyllit und den quarzhaltigen Kalkarenit eine Differenz von 50 FTZ zu Grunde gelegt.

Die petrographiespezifische Verwitterungsfähigkeit wird mit Hilfe des PVI festgelegt, welcher in Kombination mit weiteren Dispositionsfaktoren die Wahrscheinlichkeit des Auftretens gravitativer Massenbewegungen repräsentiert. Aufgrund der Tatsache, dass lediglich drei Gesteinsarten auf ihre Frostverwitterungsbeständigkeit untersucht wurden, stehen diese Gebiete im Fokus. Gesteine, bei welchen ein ähnliches Frostverwitterungspotenzial zu erwarten ist, erhalten einen gemeinsamen PVI (z. B. Glimmerschiefer und Quarzphyllit). Bereiche mit ungewissem PVI wurde der Wert eins zugewiesen, Gewässer erhalten den Wert null. Die Tabelle 23 fasst die Verknüpfung der Anzahl der FTZ mit dem PVI für die Visualisierung der relativen Georisikoveränderungen im Hinblick auf die Klimaszenarien RCP 4.5 und RCP 8.5 zusammen. Die Vorhersage von Gebieten mit einer potenziellen Georisikoveränderung beruht auf der Zunahme der Exposition des Anstehenden gegenüber FTZ. Es sei darauf hingewiesen, dass die Ermittlung der Verwitterungsfähigkeit der Probenkörper auf Normen des Bauwesens beruht. Der Festigkeitsverlust von < 30 % des E_{dyn} bedeutet nicht, dass es in den betroffenen Gebieten unmittelbar zu großmaßstäbigen gravitativen Massenbewegungen kommt, allerdings ist das Georisikopotenzial bei einem Festigkeitsverlust von einem Drittel des ursprünglichen Wertes als entsprechend hoch einzustufen.

Tabelle 23: Überblick über die zugrunde liegenden Werte der Verwitterungsdynamik. (e.E.)

Gesteinsarten	Kalkarenit	Quarzphyllit	Granit
E_{dyn} - Veränderung (%)	-17,0	-8,7	-18,9
FTZ - Basis	50	50	30
PVI (RCP 4.5, 2070) Relatives Georisikopotenzial	$\frac{17,0 * 27}{50} + 17,0$	$\frac{8,7 * 27}{50} + 8,7$	$\frac{18,9 * 38}{50} + 18,9$
PVI (RCP 8.5, 2070) Relatives Georisikopotenzial	$\frac{17,0 * 33}{50} + 17,0$	$\frac{8,7 * 33}{50} + 8,7$	$\frac{18,9 * 38}{50} + 18,9$

Die Verknüpfung der Daten wird durch die folgenden konditionellen Bedingungen erreicht:

Verwitterungspotenzial - RCP 4.5, 2070:

```
ifelse((g2 = 0), 0, ifelse((g2 = 1), 1, ifelse((g1 > 50) * (g2 < 10), g2 + ((8.7 * 27) / 50), ifelse((g1 > 50) * (g2 > 16), g2 + ((17.04 * 27) / 50), ifelse((g1 > 30) * (g2 > 18), g2 + ((18.88 * 38) / 50), g2))))))
```

Verwitterungspotenzial - RCP 8.5, 2070:

$$\text{ifelse}((g2 = 0), 0, \text{ifelse}((g2 = 1), 1, \text{ifelse}((g1 > 50) * (g2 < 10), g2 + ((8.7 * 33) / 50), \text{ifelse}((g1 > 50) * (g2 > 16), g2 + ((17.04 * 33) / 50), \text{ifelse}((g1 > 30) * (g2 > 18), g2 + ((18.88 * 41) / 50), g2))))))$$

mit: $g1$ = Differenz der FTZ zwischen dem aktuellen Stand und RCP 4.5 bzw. RCP 8.5
 $g2$ = PVI

Bedingung 1: Gewässer

Bedingung 2: PVI unbekannt

Bedingung 3: Quarzphyllit

Bedingung 4: quarzhaltiger Kalkarenit

Bedingung 5: Granit

Anschließend werden die Expositionsgrade klassifiziert:

$$\text{ifelse}((g1=0), 0, \text{ifelse}((g1 < 5), 0.1, \text{ifelse}((g1 > 5) * (g1 < 10), 1, \text{ifelse}((g1 < 20), 2, \text{ifelse}((g1 < 30), 3, 4))))))$$

Das Aggregieren der verbleibenden Dispositionsfaktoren erfolgt mittels Gewichtungskoeffizienten. Die so entstehenden Georisikopotenzialkarten bzw. Karten mit ausgewiesenen Verwitterungspotenzialen des Anstehenden umfassen auch Petrographien, welche nicht untersucht wurden. In diesen Bereichen wird auf der Grundlage der weiteren Dispositionsfaktoren ein Georisiko modelliert dargestellt. Der Fokus liegt auf der Veränderung des Verwitterungspotenzials der im Labor untersuchten Petrographien und der daraus resultierenden Bewertung des Georisikos für gravitative Massenbewegungen.

Die Abbildung 42 zeigt das sich bei Eintreten des RCP 4.5, verändernde Georisikopotenzial des Anstehenden infolge einer erhöhten Exposition gegenüber FTZ¹⁸. Der aktuelle PVI (s. Abbildung 42 a) enthält die im Labor gemessene E_{dyn} - Abnahme der einzelnen Gesteinsarten. Die bis zum Jahr 2070 prognostizierte lokale Zunahme der FTZ führt entsprechend der Laborergebnisse potenziell zu gesteinspezifischen Festigkeitsverlusten, dies ist der Abbildung 42 b) zu entnehmen. Eine erhöhte Exposition gegenüber FTZ führt nicht unmittelbar zu einem erhöhten Georisiko (vgl. Abbildung 42 b): durchgezogenes Rechteck). Dies betrifft insbesondere Gesteine mit geringer Frostwiderstandsfähigkeit (hoher E_{dyn} - Abnahme im Laborversuch), bzw. wenn die Zunahme der Anzahl von FTZ im Vergleich zum aktuellen Stand besonders ausgeprägt ist.

Die Abbildung 42 c) und d) zeigen die Einteilung des klimaabhängigen PVI in Georisiko- bzw. Expositionsclassen. Die Gebiete, welche aufgrund einer erhöhten FTZ - Exposition potenziell ein erhöhtes Georisiko im Jahr 2070 bei Eintreten des RCP 4.5 aufweisen würden, liegen in Höhen zwischen 1500 m - 1900 m sowie > 3500 m N.N..

Auffällige Veränderung erfahren FTZ - begünstige Hanglagen und Trogschultern im Nordosten und den südlichen Ausläufern des Aarmassives sowie Höhenzüge und Gletschergebiete in den Zentralmassiven (s. Abbildung 42 d): gepunktete Bereiche). In Folge einer Zunahme der Anzahl an FTZ von > 30 bzw. > 50 erhöht sich das Georisikopotenzial um eine Gefahrenstufe bis 2070. Die Abbildung 42 d) zeigt Bereiche mit

¹⁸ Die für das Jahr 2070 prognostizierten FTZ - Expositionen des Anstehenden gegenüber Frost werden in den folgenden Karten durch die Georisikopotenzialkategorien eins bis vier ausgedrückt.

einer erhöhten FTZ - Exposition, hier ist mit einer potenziellen Gefahrenstufenerhöhung um mindestens eine Gefahrenklasse bis 2070 zu rechnen (s. Abbildung 42 d): gestrichelte Bereiche). Dementsprechend sind von einer Klimaveränderung nach RCP 4.5 bis 2070 die aktuelle alpine und nivale sowie lokal die subalpine Höhenstufe betroffen. Die Höhenstufen definieren sich durch ihre Ökologie, welche ein bestimmtes Temperaturregime voraussetzt. Das Klimaszenario RCP 4.5 legt eine Verschiebung der Höhenstufen um einige hundert Meter in höhere Lagen nahe, mit einem progressiven Verlust der nivalen Höhenstufe. Hierbei kommt es zunächst zu einer zügigen Temperaturveränderung (Zunahme an FTZ) und direkten Auswirkungen in Form einer Intensivierung der Frostverwitterungsaktivität an durch Schmelzvorgänge freigelegten Anstehenden. Die ökologischen Auswirkungen stellen sich verzögert ein (Bodenbildungsprozesse, Entstehen von alpinen Rasen und Matten etc.).

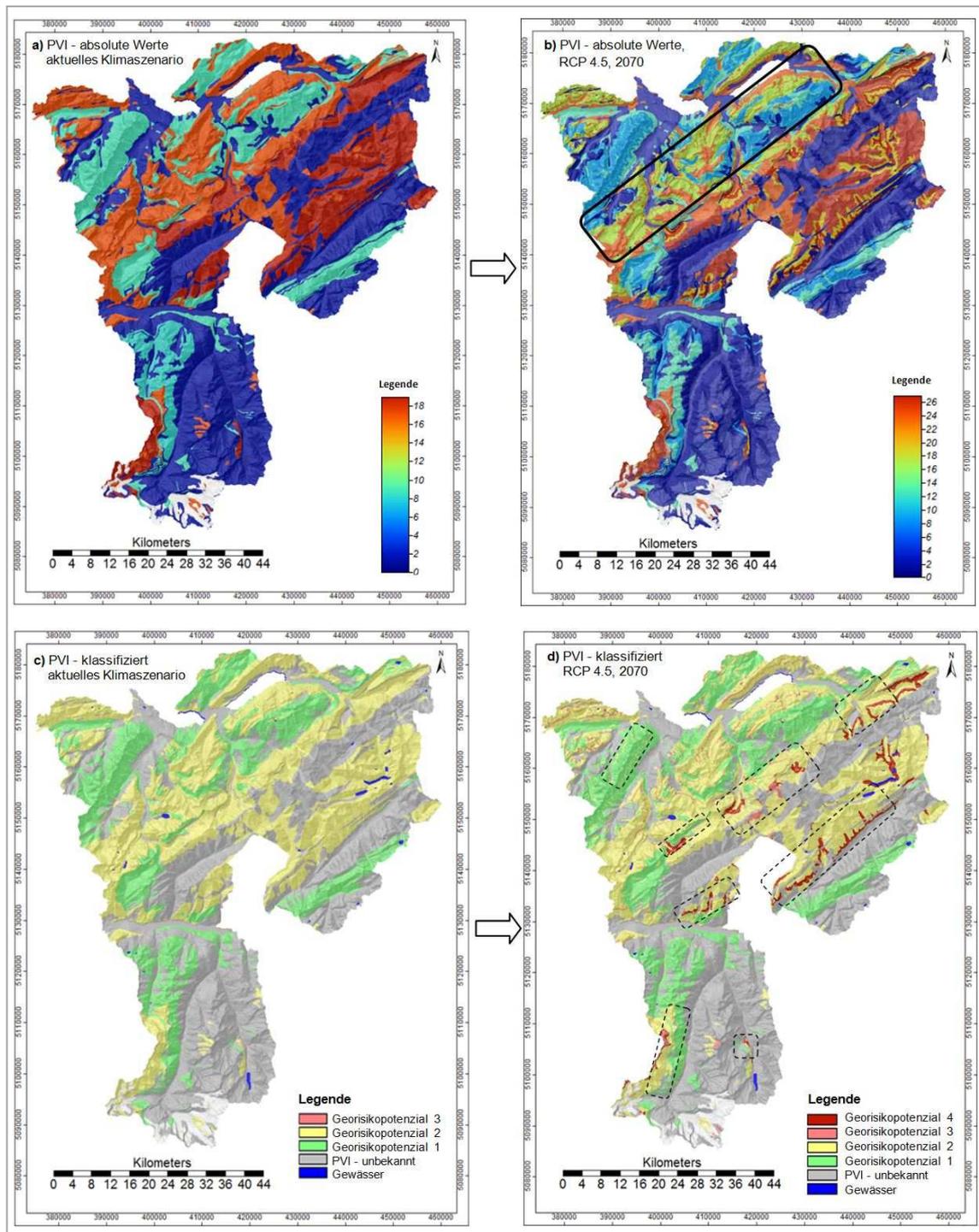


Abbildung 42: PVI in absoluten und klassifizierten Werten im Vergleich zwischen dem aktuellen und prognostizierten Klimaszenario: RCP 4.5, 2070. (e.E.)

Die potenzielle Georisikoveränderung auf der Grundlage des PVI sowie einer erhöhten FTZ - Exposition des Anstehenden für das RCP 8.5 ist in der Abbildung 43 dargestellt. Das Klimaszenario RCP 4.5 kann gleichzeitig als durchschritten angesehen werden. Nimmt man eine lineare Temperaturerhöhung an, würden die Auswirkungen des Szenarios sich zum ersten Mal im Jahr 2041 bemerkbar machen. In den Karten Abbildung 43 c) und d) sind das Verwitterungspotenzial für das RCP 4.5 sowie des RCP 8.5 dargestellt. Unter dem Einfluss eines Temperaturanstieges um 4,5 °C sind schließlich im Jahr 2070 zusätzliche geographische Räume von einer erhöhten Verwitterungsintensität betroffen. Abbildung 43 b) zeigt Bereiche erhöhten Verwitterungspotenzials durch

die Erhöhung der FTZ - Exposition (s. Abbildung 43 b): schwarz umrandete Bereiche). Insbesondere Gebiete nördlich der Zentralmassive sind von einer Zunahme der Verwitterungsintensität betroffen, sie liegen hauptsächlich in einer Höhe zwischen 1800 m - 2000 m N.N. sowie Höhen von > 3500 m N.N. (s. Abbildung 43 d): gestrichelte Bereiche). Es zeigt sich mit Hilfe des Vergleiches des RCP 4.5, dass sich die geographische Ausdehnung von Gebieten mit erhöhter Exposition verändern (s. Abbildung 43 c) und d): schwarze, durchgezogene Markierung). Für das RCP 4.5 sind lokal flächenhaft größere Räume von der FTZ - Exposition betroffen als dies für das RCP 8.5 berechnet ist. Gleichzeitig sind im Letzteren die Anzahl der FTZ höher als im RCP 4.5. Die Anzahl der FTZ nimmt lokal in der nivalen Höhenstufe ab. Während 2070 für das RCP 4.5 für einen ausgewählten Punkt auf 3800 m N.N. 57 FTZ / Jahr angenommen werden, sind es für RCP 8.5 lediglich 35 FTZ, der aktuelle Wert liegt bei 40 FTZ / Jahr. Das Gegenteil ist für Höhenlagen < 4500 m N.N. zu beobachten (RCP 4.5 = 34 FTZ / Jahr über dem aktuellen Stand, RCP 8.5 = 46 FTZ, s. Abbildung 43 d): violette Kreismarkierung). Das hat zur Folge, dass zunächst bei einer kontinuierlichen Temperaturzunahme die Anzahl der FTZ in der nivalen Höhenstufe aufgrund der Zunahme der sommerlichen Temperaturen zunimmt (zweite FTZ - Linie). Infolgedessen ist mit einer Intensivierung der Frostverwitterung des Anstehenden zu rechnen. Je nach Klimaszenario und Dauer der Temperaturzunahme verringert sich die Anzahl der FTZ bis diese Höhenstufe schließlich frei von Frostwechseln ist. Die Frostverwitterungsintensität geht zurück, allerdings wäre diese Abnahme der Verwitterungsrate lediglich eine vorübergehende. Eine zweite intensive Verwitterungsphase würde sich mittelfristig anschließen. Die wintermonatsbedingte Zunahme der FTZ, welche im Szenario RCP 4.5 untere Hangabschnitte erreicht, erreicht bereits mittlere Hangabschnitte im Szenario RCP 8.5, bei einer weiteren Temperaturzunahme, würde die zweite FTZ - Linie auch die nivale Höhenstufe erreichen. Es würde zu einer zweiten intensiven Frostverwitterung kommen. Die nivale Höhenstufe verschwindet klimabedingt, an ihre Stelle stellt sich die alpine Höhenstufe ein.

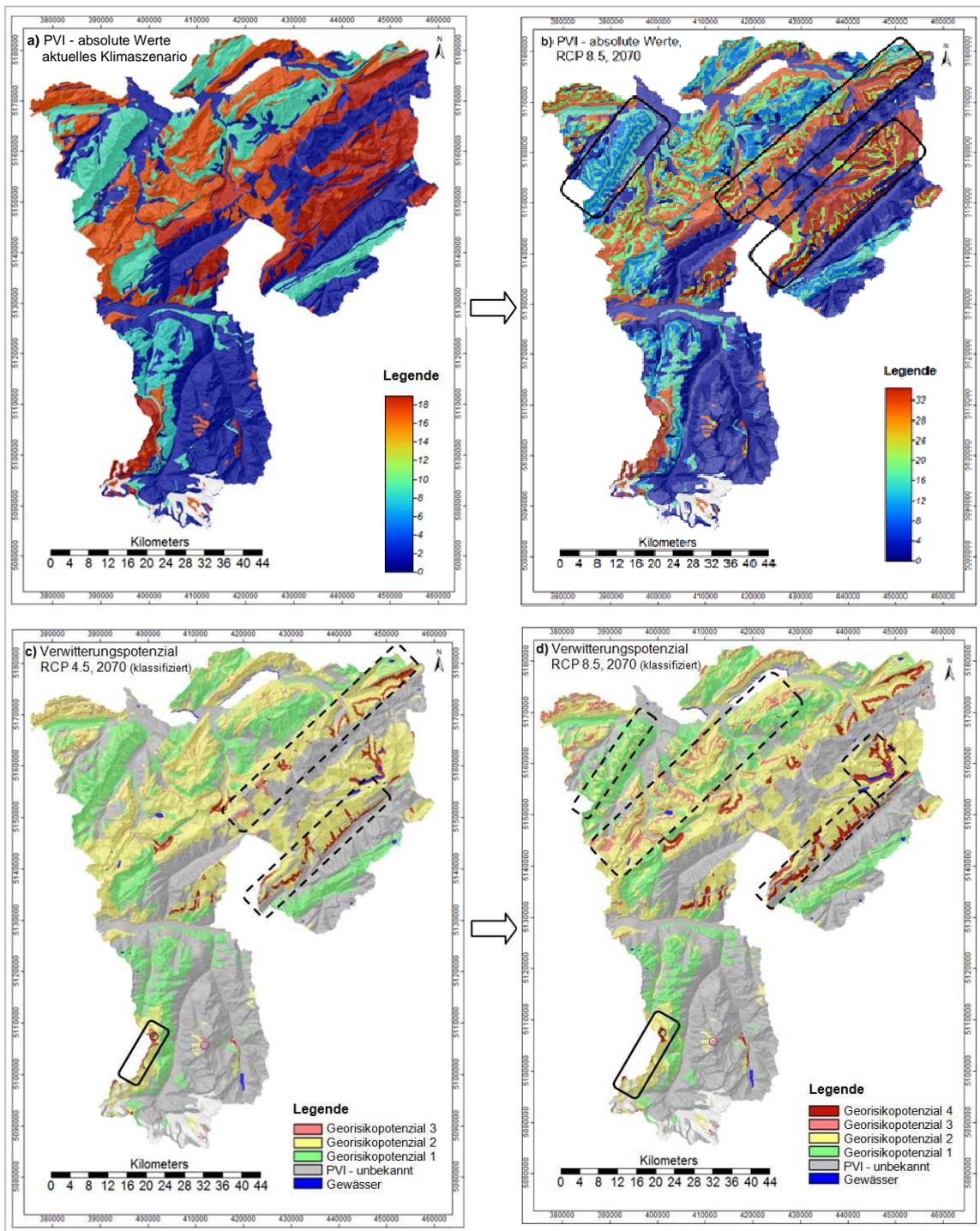


Abbildung 43: PVI in absoluten und klassifizierten Werten des aktuellen Klimas sowie der prognostizierten Klimaszenarien RCP 4.5 und RCP 8.5, 2070. (e.E.)

Die Notwendigkeit der Berücksichtigung der sich mittelfristig verändernden Verwitterungsdynamik im Hinblick auf die Beurteilung des Georisikos für gravitative Massenbewegungen machen die Klimamodelle deutlich. Zum einen sind zeitnah Bereiche der subalpinen bis nivalen Höhenstufe von einer FTZ - Zunahme betroffen, zum anderen ist eine zweite Phase der Frostverwitterung in der alpinen und nivalen Höhenstufe bei einer progressiven Temperaturerhöhung zu erwarten. Die mittelfristige Zunahme einer Beanspruchung des Gesteins durch FTZ ist evident.

6.4.3. Georisikopotenziale generiert mit der Fuzzy - Methode

Im Folgenden zeigen die um die Verwitterungsdynamik erweiterten Georisikokarten prognostiziert für das Jahr 2070 bei Eintreten der Klimaszenarien RCP 4.5 und RCP 8.5 unter Berücksichtigung des Aggregierens weiterer Dispositionsfaktoren die Veränderung des Georisikopotenzials im Vergleich zum aktuellen Stand. Die angeführte Gewichtung des PVI entspricht der Exposition gegenüber der Anzahl an FTZ, welche eine relative Veränderung der Verwitterungsintensität des Anstehenden beinhaltet. Zusätzlich wird für das Untersuchungsgebiet Grimsel die Generierung der Georisikokarte mit der Fuzzifizierungsmethode erzeugt. Zugunsten einer möglichst weit reichenden Interpretation der Ergebnisse wird in den Kartenabbildungen die Nullgradisotherme dargestellt. Im Anhang 21 sind die klassifizierten Dispositionsfaktoren im Hinblick auf ihr Georisikopotenzial in Form von Karten dargestellt. Sie bilden die Grundlage der im Folgenden beschriebenen Georisikopotenzialkarten.

Das UG Grimsel (s. Abbildung 44) weist Bereiche auf, welche maßgeblich hangneigungsbedingt ein erhöhtes Georisiko für gravitative Massenbewegungen darstellen (bis zu 53°). Sie liegen hauptsächlich an den Trogschultern der Hängetäler, in welchen sich die aufgestauten Gletscherseen Grimselsee sowie der Oberaarsee gebildet haben (s. Abbildung 44 a): schwarze Markierung). Der Hangneigungswinkel bleibt zwischen 5° und 10° geringer als der des Einfallswinkels der betrachteten geologischen Schicht (Bereich Trübtensee: 307° / 69°), so dass sich das Georisiko lediglich im mikroskaligen Maßstab erhöht. Sichtbar wird dies an Hand von kleineren Schuttfächern an den Trogschultern. Ab einer Höhe von 2500 m N.N. bilden sich durch das verwitterte Anstehende weitere lokale Schuttfächer insbesondere in Gratnähe aus. Aktuell finden sich hier dis- und kontinuierliche Permafrostvorkommen, dies spiegelt sich in der Bodenbedeckung wider. In unmittelbarer Nähe des Trübtensees führen die Permafrostvorkommen zu vegetationsfreien Bereichen, wodurch ein ungehinderter Zugang für Frostverwitterung am Gestein entsteht (s. Abbildung 44 b): schwarze Markierung). Das Risikopotenzial im Hinblick auf die Bodenbedeckung weist eine stark expositionsabhängige Komponente auf. An den Seeufnern sowie an exponierten in süd - süd - östlicher Richtung ausgerichteten Hängen des Rhôneales mindert die Bodenbedeckung das Georisikopotenzial (s. Abbildung 44 b): gestrichelte Bereiche). Die Hangkrümmung zeigt an den Süd - Osthängen des Rhôneales sowie in Gratnähe Bereiche erhöhten Georisikos an (s. Abbildung 44 c): schwarze Markierung). Die Verwitterungsfähigkeit der betrachteten geologischen Schicht (ZAGr) ist niedrig, die Veränderung lag bei $E_{\text{dyn}} \leq 20\%$ nach 50 FTZ (s. Abbildung 44 d)). Die Kartenzusammenstellung zeigt die einzelnen Dispositionsfaktoren aufgeschlüsselt nach ihrem Georisikopotenzial.

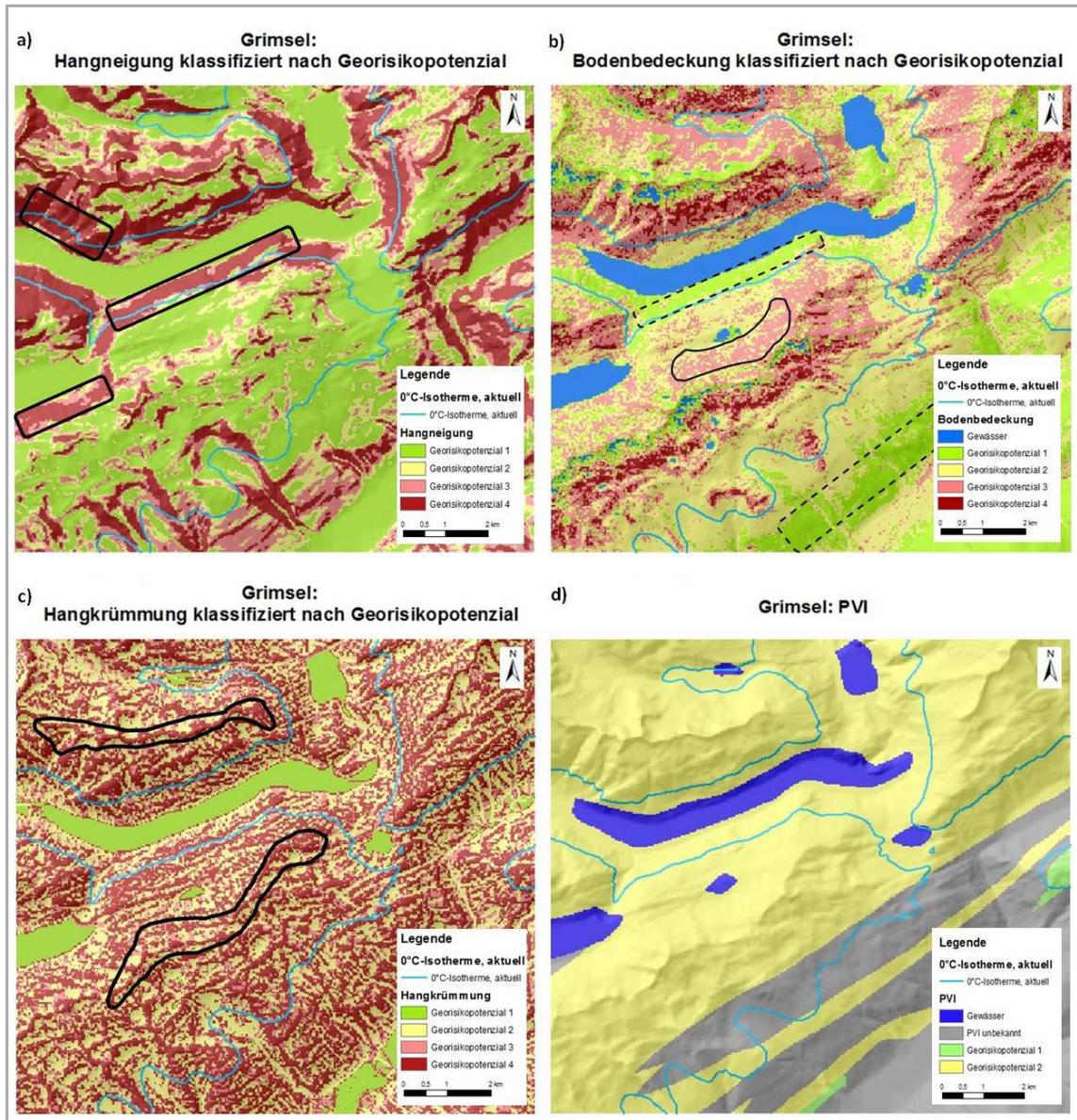


Abbildung 44: Dispositionsfaktoren, klassifiziert entsprechend des Georisikopotenzials im UG Grimsel. (e.E.)

Die Klimamodellierungen RCP 4.5 sowie RCP 8.5 für das Jahr 2070 zeigen potenzielle Veränderungen des Georisikopotenzials für gravitative Massenbewegungen aufgrund einer erhöhten Exposition des Anstehenden gegenüber FTZ im Vergleich zum aktuellen Georisikopotenzial (s. Abbildung 45: b, c)). Dies betrifft vornehmlich die unmittelbaren Bereiche des Gletscherabfluss und Uferzonen des Grimselsee sowie des Räterichsbodensees (s. Abbildung 45: b): Markierung). Des Weiteren sind lokal Bereiche zwischen 1650 m und 1950 m N.N. von einer potenziellen Verwitterungsintensivierung betroffen. Dies ist durch die sich verlagernde untere bzw. erste FTZ - Linie bedingt. Obwohl die Nullgradisotherme sich um mehrere hunderte Meter ebenfalls in höhere Lagen verschiebt, bleibt die Anzahl der FTZ < 2000 m N.N., welche eine Verwitterungsintensivierung mit dem Resultat einer Erhöhung des Georisikos um eine Kategorie nicht rechtfertigt (d. h. von mindestens 50 FTZ / Jahr über dem aktuellen Stand). Es ist mit einem Abschmelzen des Permafrostes vor allem mit dem Verschwinden des diskontinuierlichen Permafrostes zu rechnen, so dass es lokal zu Hanginstabilitäten aufgrund

eines Festigkeitsverlustes kommen kann (s. Abbildung 45: b): gestrichelte Markierung). Abbildung 45: d) zeigt die aktuelle Permafrostverbreitung im Bereich des Trübtensees.

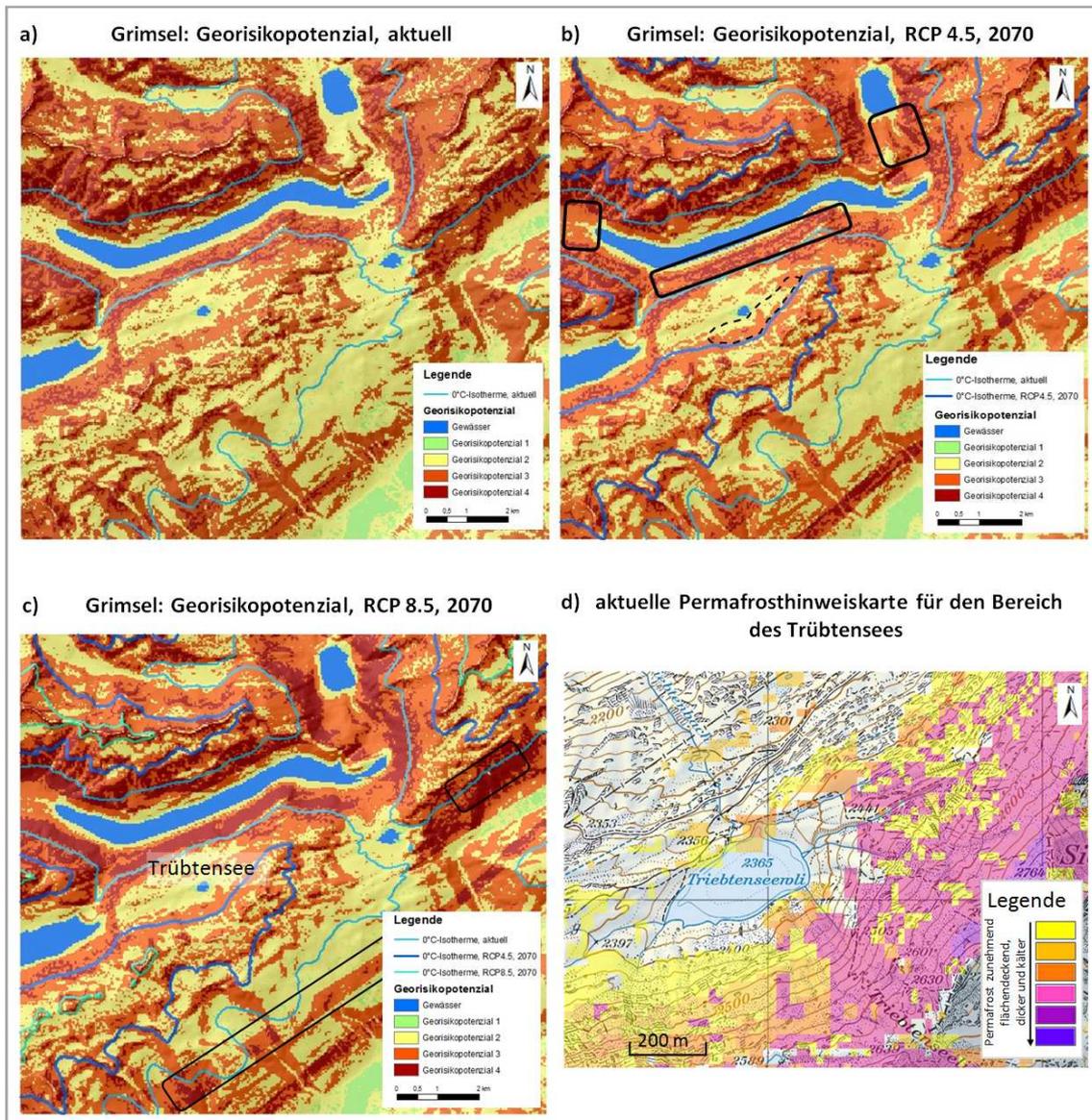


Abbildung 45: Grimsel: aktuelles und prognostizierte Georisikopotenziale vor dem Hintergrund der Klimaszenarien: RCP 4.5 und RCP 8.5 (e.E., Permafrosthinweiskarte: BUNDESAMT FÜR LANDESTOPO-GRAPHIE swisstopo)

Der Vergleich zwischen der aktuellen Georisikosituation und des Potentials für gravitative Massenbewegungen im Hinblick auf das Klimaszenario RCP 8.5 zeigt deutliche petrographiebedingte Gefahrenbereiche (s. Abbildung 45: c)). Die erhöhte Exposition des Anstehenden gegenüber FTZ führt zu einer deutlichen Verwitterungsintensivierung, so dass die Wahrscheinlichkeit für frostverwitterungsbedingte gravitative Massenbewegungen vergleichsweise stark ansteigt (s. Abbildung 45: c): schwarz markierte Bereiche). Die betroffenen Gebiete sind touristisch erschlossen sowie alpenwirtschaftlich genutzt, daher sind von Massenbewegungen Infrastrukturen (hauptsächlich Straßen und Wege) sowie Menschen und Tiere tangiert. Auslösemechanismen von gravitativen Massenbewegungen sind im gesamten Rhône-tal unter anderem durch Erdbeben möglich. Die Verlagerung der Nullgradisotherme auf < 2700 m N.N. fördert ein weiteres Abschmelzen von Permafrost und eine entsprechende Wasserverfügbarkeit in

den Hanglagen, welche infolge von Durchfeuchtung zusätzlich zum Eisrückgang im Boden und Gestein eine Destabilisierung des Widerlagers hervorrufen und zu gravitativen Massenbewegungen der Congelifraktion führen kann.

Das Untersuchungsgebiet Gruben liegt wetterbegünstigt im Turtmantal. Die Hauptwindzirkulationen und Wettergeschehen, welche das Rhönetal erfassen, erreichen nicht im selben Ausmaß das Hängetal. In Bereichen zwischen 1850 m und 2000 m N.N. schützt mehrheitlich ein zusammenhängender Wald das Anstehende vor einer Frostverwitterung (s. Abbildung 46 a): schwarze Markierung), lediglich Abflussrinnen bilden eine Ausnahme (s. Abbildung 46 a): gestrichelte Markierung) Ältere Sturzbahnen sind bereits mehrheitlich wieder mit Vegetation überzogen, so dass auch in diesen Bereich FTZ kaum verwitterungswirksam sind.

Die geringe bis fehlende Vegetation ab einer Höhe von 2300 m N.N. bedeutet eine hohe Exposition des Anstehenden gegenüber den Wetterelementen. Die Klimaprognosen für das Jahr 2070 weisen auf eine Zunahme zwischen 60 und 30 FTZ in der Talsohle und in Hangfußlagen (1850m - 2000 m N.N.) hin. Für das RCP 8.5 wurde eine Zunahme von 30 FTZ über dem aktuellen Stand auf einer Höhe von 2250 m N.N. errechnet, in der Talsohle werden bis zu 79 FTZ / Jahr erwartet. Die Verwitterungsdynamik über 2300 m N.N. bleibt im Jahr 2070 auf dem aktuellen Stand. Obwohl sich die Nullgradisothermen in höhere Lagen verschieben (s. Abbildung 46 d): - 0 °C Isothermen: aktuell: 2200 m, RCP 4.5: 2600 m, RCP 8.5: 2900 m N.N.) nimmt die Anzahl der FTZ lediglich in geringen Umfang mit der Höhe zu (< 30 FTZ / Jahr). Die sehr niedrige Verwitterungsfähigkeit des chloritführenden Quarzphyllites (s. Anhang 22) verändert somit kaum bzw. begrenzt lokal in Hangfußlagen das Georisikopotenzial in diesem Gebiet (vgl. Abbildung 46 b), c) und d): schwarze markierte Bereiche).

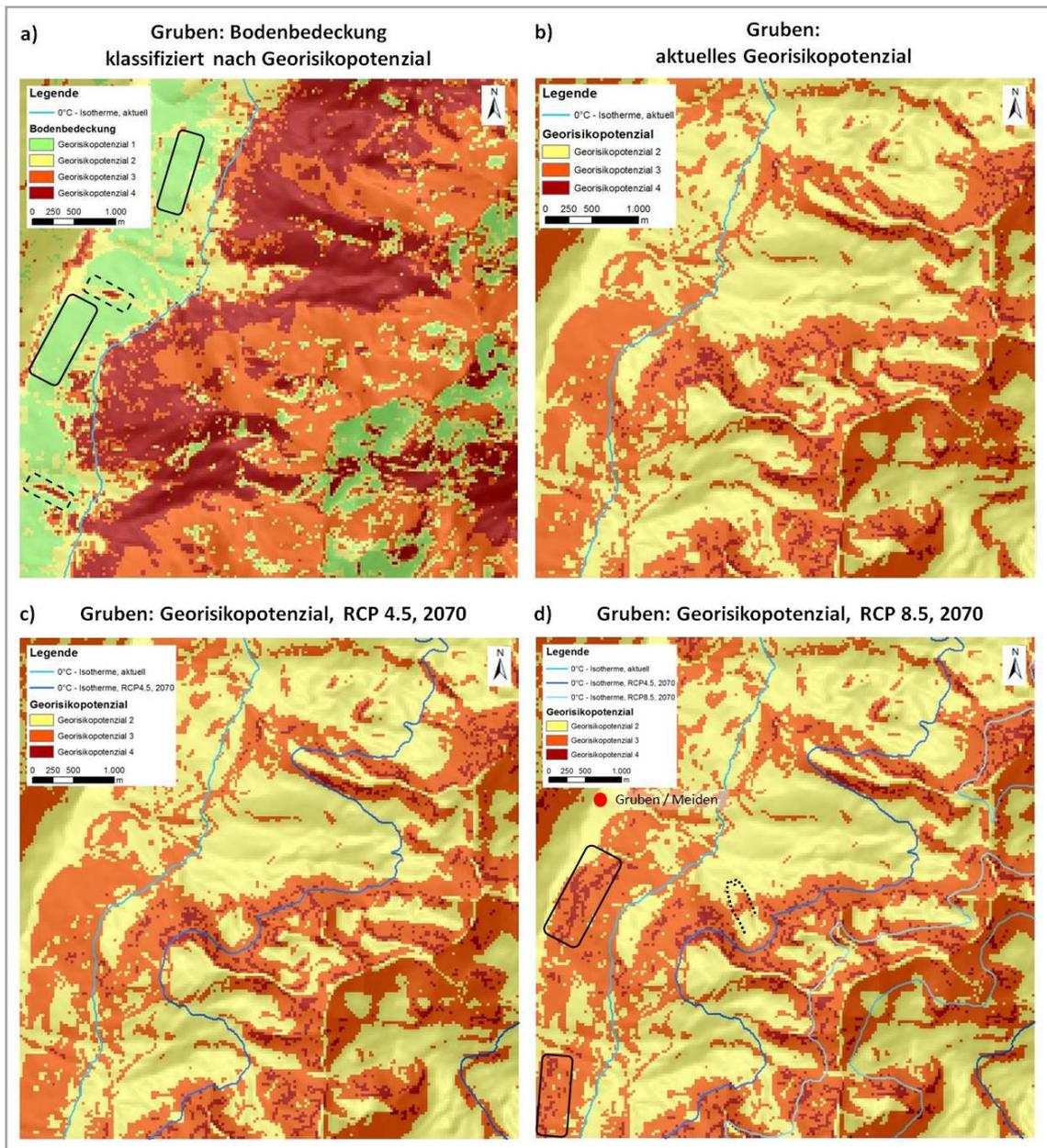


Abbildung 46: UG Gruben: Dispositionsfaktor Bodenbedeckung und Georisikopotenzialkarten im Vergleich. (e.E.)

Den Georisikopotenzialkarten nach zu urteilen, sind die gravitative Massenbewegungen insbesondere auf die Topographie sowie die bisherigen Forstverwitterungsraten zurückzuführen. Die Schuttproduktion führte zur Bildung mehrerer reliktscher und zum Teil noch aktiver Blockgletscher. Um das Georisiko eines massiven Abgangs von Schutt und Geröll zu mindern und die Ortschaft Gruben / Meiden zu schützen, wurde bereits ein Erdwall aufgeschüttet. Das kontinuierliche Abschmelzen von Permafrost, bedingt durch die Hebung der Nullgradisotherme bis 2070 führt langfristig zur Deaktivierung des Fließens der Blockgletscher. Bedingt durch den Verlust des Zusammenhaltes der Congelifraktion durch Eis bleiben Gefahren von gravitativen Massenbewegungen in Form von Steinschlägen von inaktiven Blockgletschern bestehen (s. Abbildung 46 d): gestrichelte Markierung). Neben dem Quarzphyllit sind Tone, Silte und Sand kartiert worden, diese Fraktionen sind bereits Verwitterungsprodukte des Anstehenden und neigen ab einer bestimmten Hangneigung zu gravitativen Massenbewegungen. Im Turtmantal sind unmittelbar die Ortschaften Gruben / Meiden betroffen. Die geringen

Hangneigungswinkel (bis 40°) im Vergleich zum Einfallswinkel der betrachteten geologischen Schicht des Quarzphyllites (305° / 60,75°) führen zu keiner weiteren Erhöhung des Gefahrenpotenzials.

Das Untersuchungsgebiet Gruben ist im Hinblick auf die prognostizierte Anzahl von FTZ nicht unmittelbar von einer zusätzlichen Gefahrenzunahme durch die sich verschiebende FTZ - Linie betroffen. Obwohl diese sich bei einer Erwärmung um 2,5 °C bis 4,5 °C von der Sohle des Turmantals in höhere Lagen verschiebt, erreicht diese 2070 nicht die alpine Höhenstufe, in welcher die Abnahme der Bodenbedeckung eine Frostverwitterung begünstigt. Zum anderen ist in diesem Gebiet das untersuchte Gestein wenig anfällig für Frostverwitterungsprozesse. Es sei an dieser Stelle nochmals auf die für metamorphe Gesteine ausgeprägte richtungsabhängige Festigkeit hingewiesen. Entsprechend der Lage des Gesteinsverbandes im Verhältnis zur Verwitterungsfront kann es innerhalb des Gesteinsverbandes zu unterschiedlich starkem Festigkeitsverlust kommen. Diese Tatsache sollte in Gebieten mit ausgewiesen hohem Georisikopotenzial berücksichtigt werden.

Der Fokus der Beurteilung des Gefahrenpotenzials für gravitative Massenbewegungen liegt maßgeblich auf der Analyse der Dispositionsfaktoren Hangneigung- und Hangkrümmung, Bodenbedeckung, dem Rückgang des Permafrostes sowie der beobachteten Schuttproduktion durch Frostverwitterungsprozesse. Erdbeben können im gesamten Wallis Auslösemechanismen für gravitative Massenbewegungen sein. Das Gebiet Gruben befindet sich in der Gefahrenzone 3b, im Nachbartal (Visp - Stalden, ca. 8 bis 12 km Entfernung) ereigneten sich bereits mehrere Beben mit leichten bis schweren Schäden.

Die folgende Abbildung 47 zeigt die prognostizierten FTZ - Veränderungen und den daraus resultierenden Georisikoveränderungen im UG Gemmi. Die Klimaszenarien RCP 4.5 und RCP 8.5 für das Jahr 2070 weisen zwei Bereiche aus, in denen eine ausgeprägte Zunahme der Anzahl von FTZ zu erwarten ist. Diese liegen auf einer Höhe zwischen 1650 m und 2100 m sowie < 3500 m N.N.. Für das Szenario RCP 4.5 wurde für den unteren Bereich eine Anzahl zwischen 30 und 62 FTZ / errechnet (s. Abbildung 47 a): sich unterhalb der 0 °C Isotherme des RCP 4.5 anschließende Bereiche). In der nivalen Höhenstufe erreicht die Anzahl lokal 44 FTZ (s. Abbildung 47 a): rote durchgezogene Markierung). Entsprechend der vorliegenden Petrographie findet in der Prognose der Verwitterungsdynamik lediglich eine Erhöhung der FTZ von 50 / Jahr Berücksichtigung. Für das Szenario RCP 4.5 ergeben sich daraus keine Veränderungen der Verwitterungsintensität in der nivalen Höhenstufe. Erhöht sich die Temperatur im globalen Mittel um 4,5 °C so ist auf einer Höhe von < 3500 m N.N. mit einer Abnahme der FTZ zu rechnen. Die subalpine Höhenstufe (ca. 2000 m N.N.) wird nach diesem Szenario von dem markantesten Anstieg der Anzahl von FTZ betroffen sein (89 FTZ / Jahr). Bei weiterem Fortschreiten der Temperaturentwicklung verschiebt sich dieser Bereich nach und nach in höhere Lagen, was mithin das Szenario RCP 8.5 prognostiziert (s. vergleichsweise Abbildung 47 a) und b): gestrichelte Markierungen). Die Verschiebung der Nullgradisotherme bis 2070 führt schließlich zu Abschmelzvorgängen des lokalen Permafrostes. Insbesondere Bereiche mit Hangneigungen < 25° ohne Bodenbedeckung werden anfällig für gravitative Massenbewegungen (s. vergleichsweise Abbildung 47 c) und d): gepunktete Markierungen).

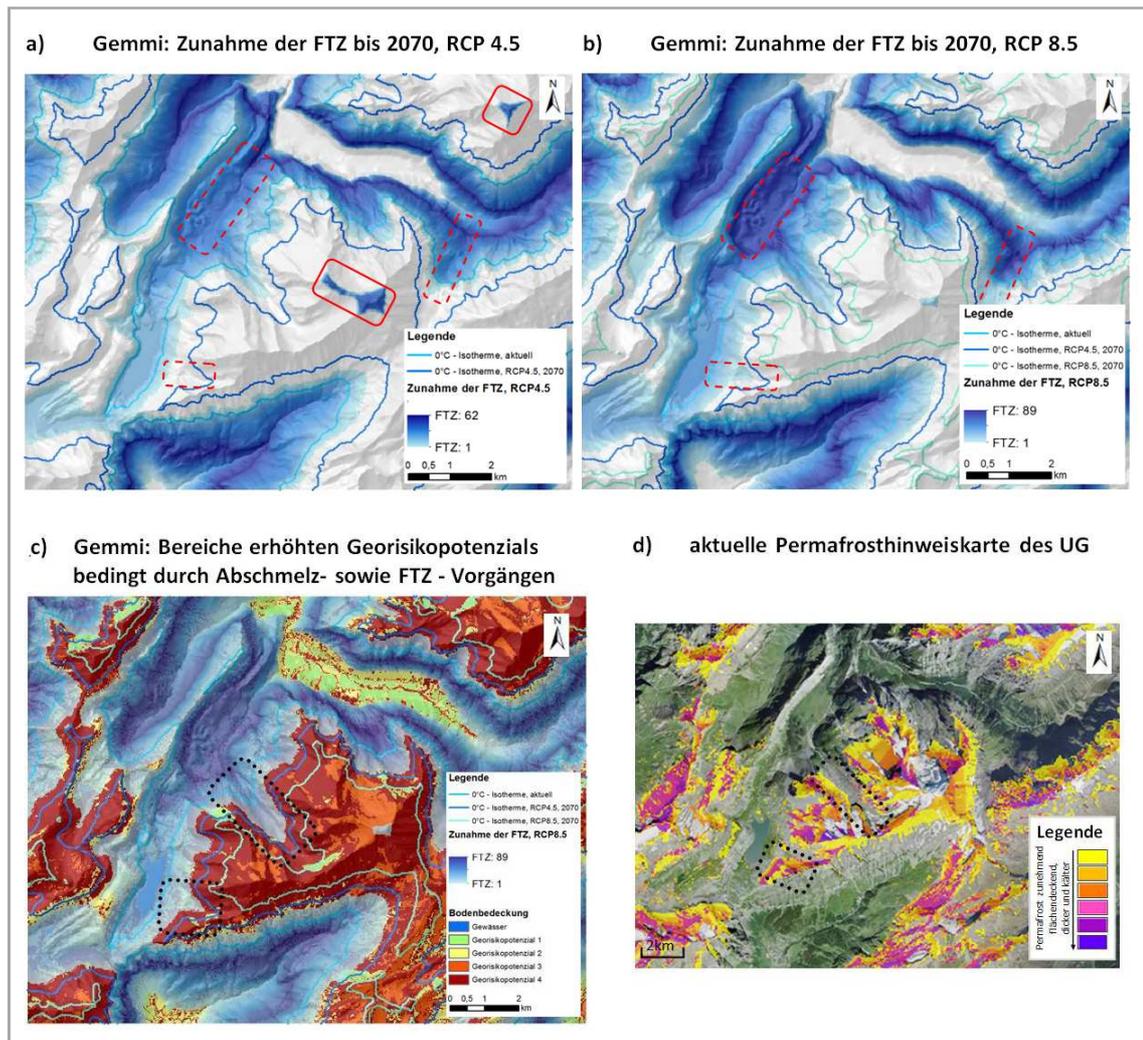


Abbildung 47: Gemmi: Veränderungen der FTZ - Anzahl pro Jahr und des Gefahrenpotenzials. (e.E., Permafrosthinweiskarte: BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAFIE swiss-topo)

Die folgende Abbildung 48 zeigt, dass das aktuelle Georisikopotenzial für gravitative Massenbewegungen im UG Gemmi (s. Abbildung 48 a)) hauptsächlich topographiegesteuert ist (s. Abbildung 48 b)). Der Einfallswinkel der betrachteten geologischen Schicht ($326^\circ/60,58^\circ$) ist deutlich größer als die Hangneigungswinkel, so dass eine zusätzliche Erhöhung des Georisikos für gravitative Massenbewegungen durch das Abrutschen von Schichtpaketen tendenziell nicht gegeben ist.

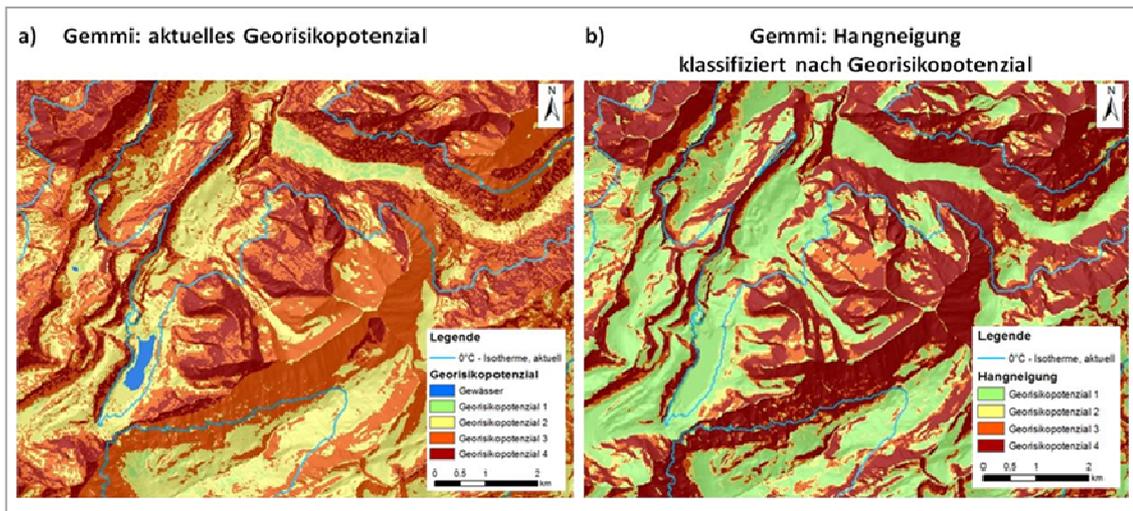


Abbildung 48: Gemmi: Georisikopotenzial (aktuell) und Dispositionsfaktor Hangneigung. (e.E.)

Eine deutliche Zunahme der Exposition des Anstehenden gegenüber FTZ und damit einer erhöhten Verwitterungsintensität wird durch die PVI - Karten a) bis c) in der Abbildung 49 dargestellt. Die Bodenbedeckung relativiert in einigen Bereichen die prognostizierte Verwitterungsdynamik (s. Abbildung 49 d): gepunktete Markierung). Ab einer Höhe von 2000 m N.N. begünstigt lokal die sporadische bzw. nicht vorhandene Bodenbedeckung eine Intensivierung der Frostverwitterung am Gestein (s. Abbildung 49 d): durchgezogene Markierung).

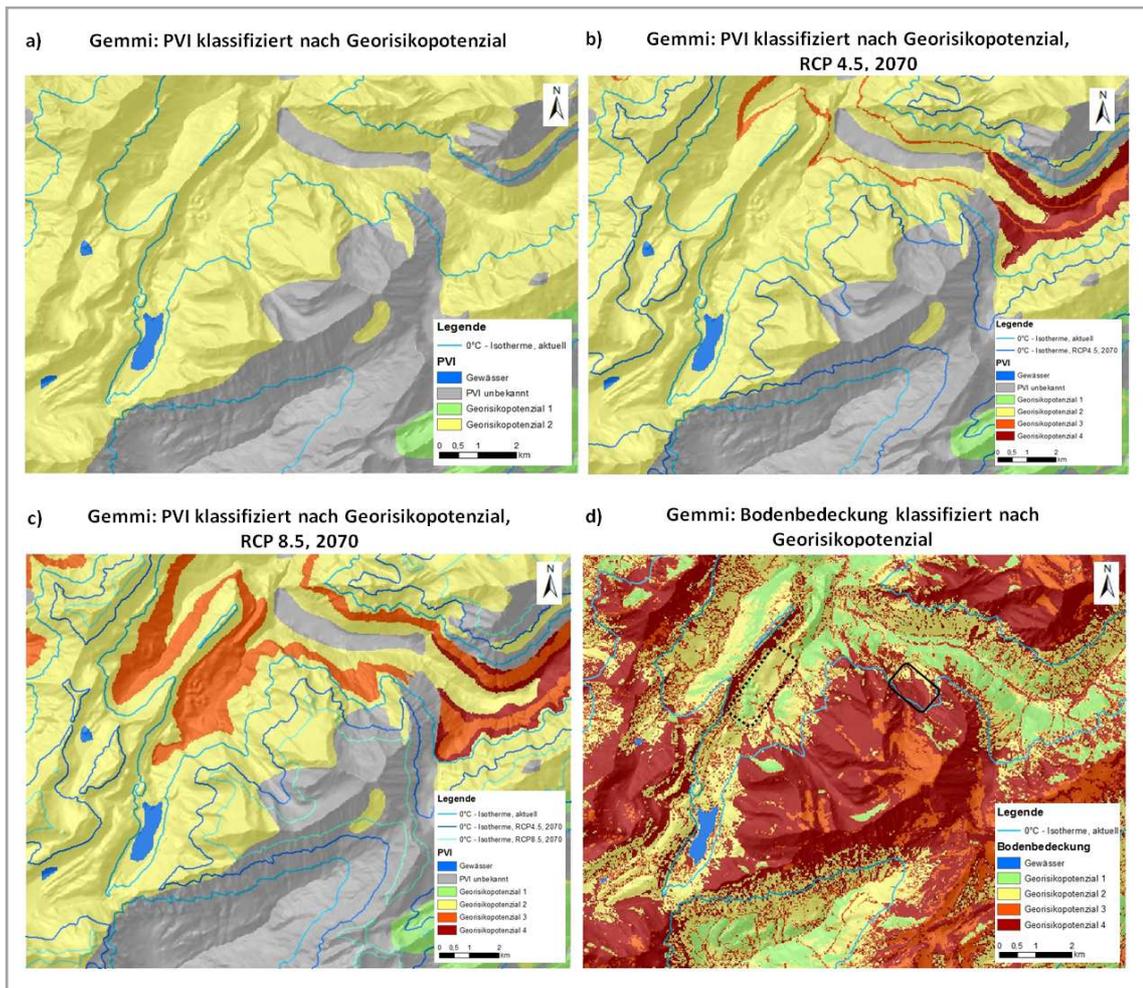


Abbildung 49: UG Gemmi: Georisikopotenzialkarten im Vergleich und Dispositionsfaktor Bodenbedeckung (e.E.)

Die potenzielle Georisikoveränderungen für das Jahr 2070 entsprechend der RCP 4.5 und RCP 8.5 im Vergleich sind der Abbildung 50 zu entnehmen. Insgesamt ist festzuhalten, dass sich vor dem Hintergrund der RCP Prognosen das Georisiko für gravitative Massenbewegungen in einigen Bereichen des UG negativ entwickeln wird (s. Abbildung 50 a) und b): rote Markierungen). Es zeigt sich die Tendenz einer zweiten Verwitterungsperiode, welche die nivale Höhenstufe bis Ende des 21. Jahrhunderts erreichen könnte. Das Szenario RCP 8.5 zeigt deutlich, dass sich nicht nur eine Verschiebung der FTZ - Linie in höhere Höhenlagen einstellen wird, sondern auch dass die Anzahl der FTZ zu nimmt. Die erhöhte Wasserverfügbarkeit durch das Schmelzen der Permafrostvorkommen unterstützt den Verwitterungsprozess des Anstehenden. Es ist dementsprechend mit einem Anstieg der Frostverwitterungsdynamik bis zu einem neuen Klimaequilibrium zu rechnen. Die aktuelle subalpine bis nivale Höhenstufe ist von dieser Entwicklung betroffen. Das Klima nimmt Einfluss auf Verwitterungsdynamiken des anstehenden Festgesteins und dadurch lokal Einfluss auf das Georisikopotenzial.

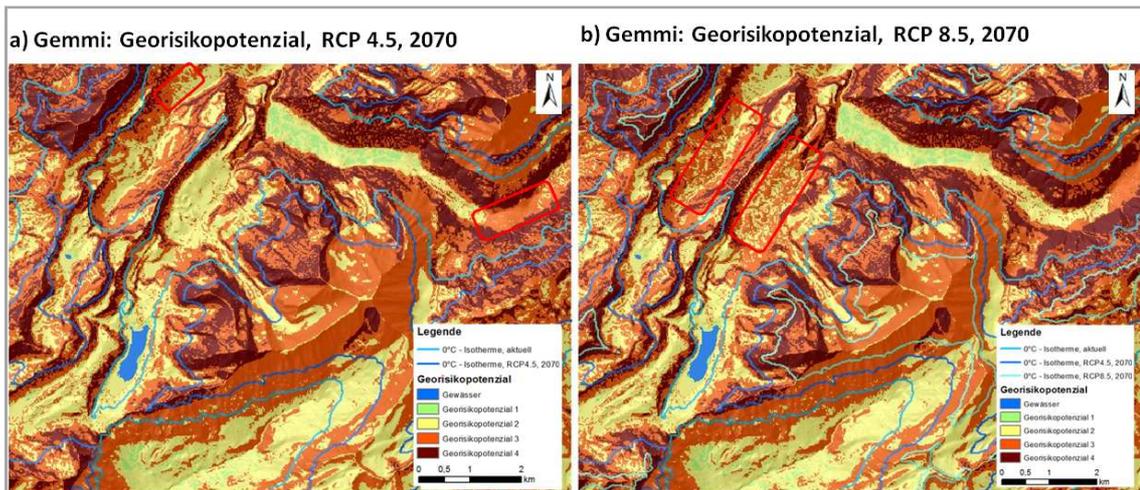


Abbildung 50: UG Gemmi: Georisikopotenzialkarten im Vergleich. (e.E.)

Die Georisikoveränderung vor dem Hintergrund des Klimawandels kann ebenfalls mit dem Konzept der Fuzzifizierung dargestellt werden. Ein Vorteil der Generierung von Georisikopotenzialkarten mit Fuzzy - Sets ist, dass entsprechend der Fragestellung der Fokus der Karten auf ausgewählte Faktoren, Bereiche etc. gelegt werden kann. Des Weiteren geben die Karten aufgrund der Unschärfe detailliertere Informationen wieder, so zeichnen sich bspw. die Übergänge einer Georisikogefahrenstufe in eine andere ab, im Gegensatz zu den gängigen trennscharfen Gefahrenkarten.

Die Abbildung 51 verdeutlicht dies. Karte eins zeigt beispielhaft das Georisikopotenzial der Stufe zwei für gravitative Massenbewegungen im Grimselgebiet prognostiziert für das RCP 4.5, 2070. Die Legende beinhaltet ausschließlich die trennscharfe Georisikoklasse zwei. Die Generierung der fuzzifizierten Georisikodarstellung (s. Abbildung 51 b)) erfolgte durch das Kombinieren der Datensätze: Hangneigung, Hangkrümmung, Bodenbedeckung und PVI der Kategorie zwei. Die resultierende Karte spiegelt das Georisikopotenzial "niedrig" bis "sehr niedrig" wider. Die Skala zeigt an, inwiefern ein Bereich zur Kategorie "niedrig" gehört. Eins entspricht der größtmöglichen Zugehörigkeit zur Kategorie, null der geringsten bzw. der nicht mehr vorhandenen. Der Vergleich der markierten Bereiche in den Abbildung 51 a) und b) veranschaulicht das Potenzial eines Fuzzyansatzes. Das Georisikopotenzial 2 wird relativiert. Der Fuzzyansatz weist Bereiche aus, in denen die Zugehörigkeit zum Georisikopotenzial 2 zu gehören größer oder geringer ist. Diese Informationsbreite kann für weitere Analysen genutzt werden. Hingegen wird in der Abbildung 51 a) lediglich das Georisikopotenzial 2 deutlich, inwiefern einige Bereiche zum Georisikopotenzial 1 oder 3 tendieren, wird nicht deutlich.

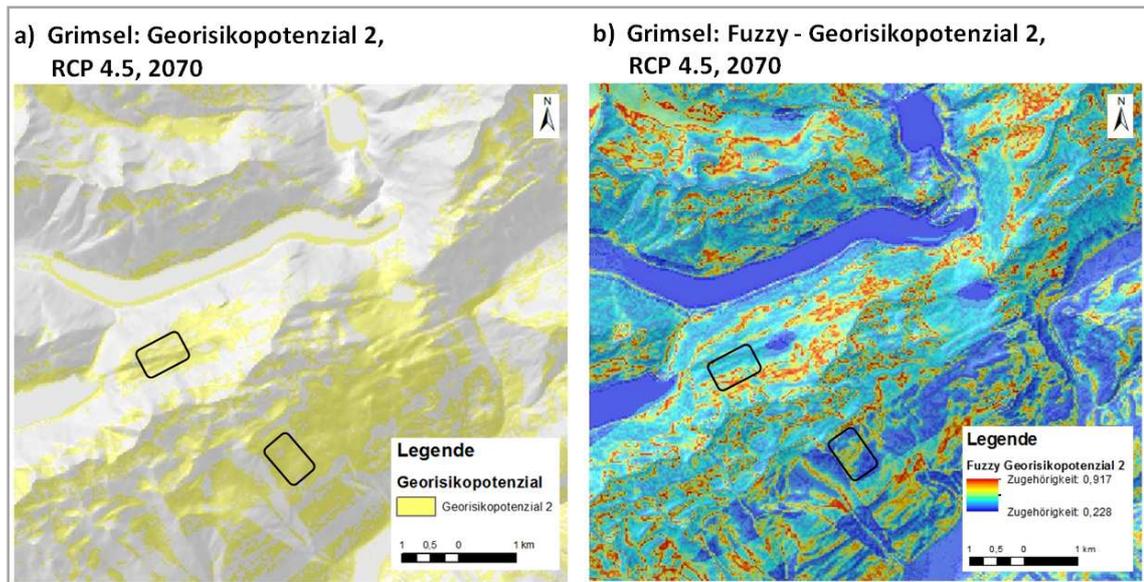


Abbildung 51: Grimsel: Georisikopotenzial der Stufe 2, trennscharf und unscharf dargestellt. (e.E.)

Ein Nachteil der Fuzzifizierungsmethode in der Georisikobewertung ist, dass die einzelnen Fuzzy - Sets auf ihre Definition begrenzte Informationen beinhalten. Sie geben keine Übersicht über eine Gesamtsituation wieder. Im Fall der hier bearbeiteten Fragestellung zum geländeeinhärenten Potenzial für gravitative Massenbewegungen entspricht die Kombination aus der höchsten Kategorie (vier) der Dispositionsfaktoren einer Übersichtskarte. Die Interpretation wird vor dem Hintergrund der Zugehörigkeit zur höchsten potenziellen Gefahrenstufen durchgeführt (s. Abbildung 52 a)). So liegt im markierten Bereich die Zugehörigkeit zur Gefahrenstufe vier zu gehören zwischen 0,85 und 0,80. Zugehörigkeiten im Bereich von null sind der Kategorie "sehr niedrig" zuzuordnen. Im Vergleich dazu gibt die trennscharfe Methode eine eindeutige Rückmeldung der potenziellen Gefahrenlage wieder (s. Abbildung 52 b): rote Kreismarkierung). Andererseits zeigt der Kartenvergleich wiederholt die feinere Klassifizierung durch die Fuzzymethode. Die rot markierten Bereiche zeigen, dass diese Bereiche bei der trennscharfen Methode einer Georisikokategorie zugeordnet werden, nicht aber bei der Fuzzymethode. Hier wird das lokal errechnete Gefahrenpotenzial, relativ zur Georisikokategorie abgebildet.

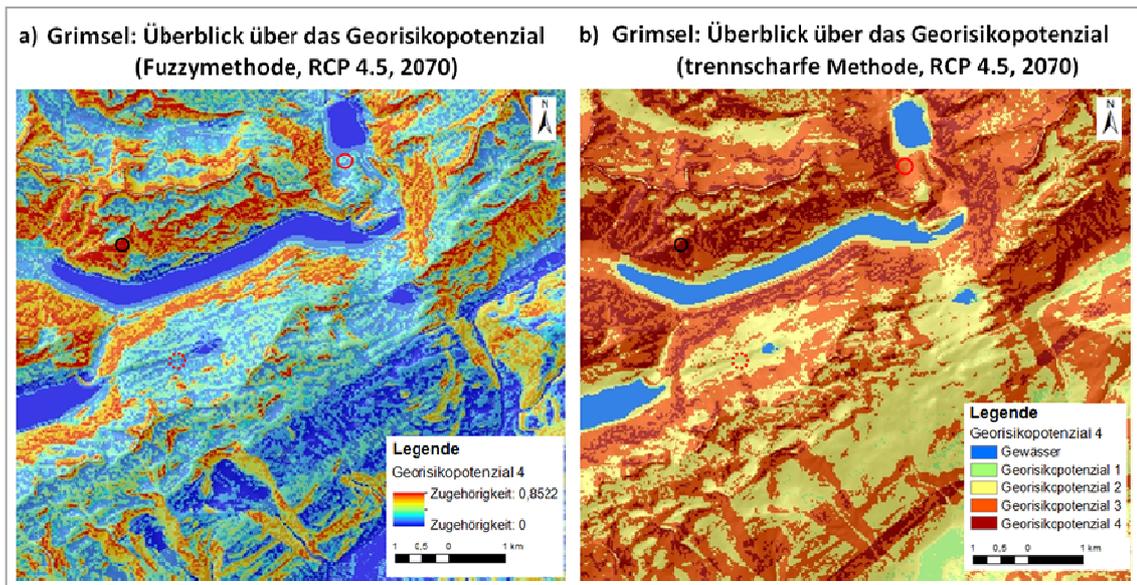


Abbildung 52: Überblick für das Georisikopotenzial prognostiziert für das RCP 4.5, 2070. (e.E.)

Die Generierung einer Georisikokarte, welche alle Gefahrenkategorien, daher alle Fuzzy - Sets gleichermaßen beinhaltet, ist nicht das Ziel dieser Darstellungsmethode. Schließlich sollen durch das Fuzzifizieren einzelne unscharfe Kategorien entstehen, welche in einem zweiten Schritt entsprechend beliebig kombinierbar sind. So ist es möglich im Bereich Georisikobewertung explizite Dispositionsfaktoren zu verknüpfen und entsprechend der Ergebnisse Gefahrenpotenziale zu erkennen und Gefahren im Gelände zu antizipieren. Die

Abbildung 53 zeigt Verknüpfungen aus unterschiedlichen Risikokategorien der einzelnen Dispositionsfaktoren, die der folgenden Übersicht entnommen werden können.

Dispositionsfaktoren	Abbildung 53 a)	Abbildung 53 b)
Hangneigung	Georisikopotenzial 2 \Rightarrow R2	Georisikopotenzial 3 \Rightarrow R3
Hangkrümmung	Georisikopotenzial 3 \Rightarrow R3	Georisikopotenzial 2 \Rightarrow R2
PVI, RCP 8.5 (2070)	Georisikopotenzial 4 \Rightarrow R4	Georisikopotenzial 3 \Rightarrow R3
Bodenbedeckung	Georisikopotenzial 4 \Rightarrow R4	Georisikopotenzial 2 \Rightarrow R2

Diese Art der Fuzzy - Set Kombination ist hilfreich, wenn vorbeugende Maßnahmen zur Gefahrenabwehr für konkrete Merkmalsausprägungen im Gelände feststehen. Die Gefahrenbereiche mit entsprechender Typologie können durch die Fuzzy - Set - Kombination unkompliziert lokalisiert werden. Im UG Grimsel sind die in der Übersicht zu entnehmenden Risikokombinationen mehrfach im Gelände wiederzufinden.

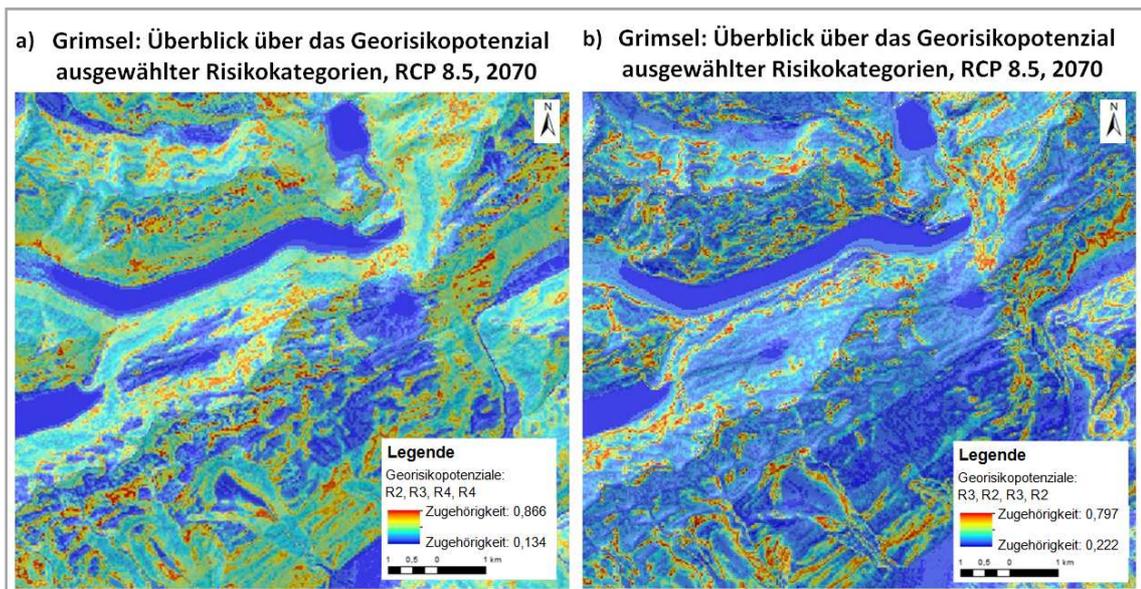


Abbildung 53: Kombinationen aus unterschiedlichen Risikokategorien der einzelnen Dispositionsfaktoren prognostiziert für das RCP 8.5, 2070. (e.E.)

Entsprechend der Anzahl der Fuzzy - Sets gibt es vielfältige Möglichkeiten der Kombination der Sets, wodurch ein praktischer Ansatz für konkrete Fragestellungen in der Georisikobewertung bezüglich der Gefahrenabwehr entsteht. Die Definition der Sets beruht auf Erfahrungs- bzw. statistischen Werten. Je tiefgründiger ein System bekannt ist, desto konkreter und realitätsnaher können die Anzahl und die Wertebereiche der Sets definiert und entsprechend der Zielsetzung behandelt werden.

7. Diskussion

Im folgenden Kapitel werden die in der vorliegenden Studie angewendeten Verfahren und Methoden kritisch bewertet. Es werden Vorschläge und Ausblicke im Hinblick auf weiterführende Untersuchungen zur Erkenntnisgewinnung der Frostverwitterung von Festgestein sowie der Einbettung petrographiespezifischer Verwitterungsraten in die Georisikoanalyse zur Optimierung der Beurteilung von zukünftigen, klimabedingten Georisikopotenzialen unterbreitet.

7.1. Methoden zur Bestimmung der Frostverwitterungsdynamik von Festgestein

Grundlage für die Implementierung der hier fokussierten Petrovarianz in die Georisikobewertung sind Kenntnisse der spezifischen Frostverwitterungsfähigkeit des betrachteten Anstehenden. Die Komplexität des Verwitterungsprozesses gestaltet sich für die Implementierung eines einheitlichen Ansatzes zur Verwitterungsuntersuchung herausfordernd. Es zeigt sich sowohl eine hohe Mehrdimensionalität der Einflussfaktoren bei Frostverwitterungsprozessen als auch ein breites physikalisches Wirkungsspektrum am Gestein (s. Kapitel 3.1.). Eine Möglichkeit der Erkenntnisgewinnung zur Wirkung der Frostverwitterung am Gestein sind in situ Messkampagnen im Gelände (vgl. AMITRANO ET AL., 2012; GIRARD ET AL., 2013). Alternativ werden künstliche Verwitterungsreihen vorgeschlagen (vgl. DIN EN 12371:2010; DUCA ET AL., 2014).

Obwohl Resultate aus Geländestudien die natürlichen Einflüsse auf das Gestein realitätsnaher abbilden, sind Laborstudien unverzichtbar und haben den Vorteil, dass umfangreichere Messmethoden zur Verfügung stehen, einzelne Parameter verändert (z.B. Temperaturprofile, Wasserverfügbarkeit) oder in den Fokus gerückt werden können sowie ein weitgehend störungsfreies Monitoring gewährleistet werden kann. Zur Bearbeitung verwitterungsbezogener Fragestellungen und explizit zur Bestimmung der Frostverwitterungsfähigkeit von Festgestein bietet die DIN (DIN EN 12371:2010) eine normierte Prüfmethode an. Der konkrete Bezug zum Bereich Bauwesen ist für die Georisikobeurteilung von eingeschränktem Interesse, jedoch ist die Norm in ihrem Grundgerüst und hinsichtlich der flexiblen Anpassungsmöglichkeit einzelner Variablen an spezifische Fragestellungen als vielversprechendes Testverfahren zu berücksichtigen. So wurde ein Temperaturverlauf für die FTZ - Kampagne gewählt, welcher sich an den Temperaturprofilen im hochalpinen Raum orientiert. In diesem Sinne ist es ebenfalls möglich, durch eine entsprechende Programmierung der Temperaturprüfschranke jahreszeitlichen Temperaturverläufe zu simulieren.

DUCA ET AL. (2014) gingen in ihrem Laborstudien ähnlich der DIN EN 12371:2010 vor. Sie untersuchten die Entstehung von Eislinsen in einem intakten Gneis über einen Zeitraum von drei Monaten, um Erkenntnisse zur Entwicklung von Rissystemen durch FTZ zu erhalten. Der wassergesättigte Gneis wurde mehreren FTZ unterzogen und die Rissbildung mittels AE (acoustic emission, Schallwellen) untersucht. Die Tatsache, dass DUCA ET AL (2014) innerhalb des getesteten Zeitraums nur wenige Vorkommnisse aufzeichneten, welche zu Rissbildungen führten, wird u.a. auf die AE - Sonden zurückgeführt, welche möglicherweise nicht ausreichend sensitiv für die Aufzeichnung waren. In der vorliegenden Studie wurden für die Ultraschallmesskampagnen (s. Kapitel 5.1.2.) spezielle P- und S-Wellenprüfköpfe verwendet, um eine möglichst genaue Laufzeitmessung zu erreichen. Obwohl die Positionen der Prüfköpfe am Gestein mar-

kiert wurden, um die Wiederholungsprüfungen an den gleichen Stellen des Gesteins durchzuführen, waren einige Schallwellenaufzeichnungen widersprüchlich. Gründe hierfür können die technische Handhabung der Messsonden (z. B. Wiederholungsprüfung an nicht - originärem Messpunkt, Abwesenheit des Koppelmittels), die Umgebungstemperatur oder die Sensitivität der Sonden sein. Es sollte kritisch beurteilt werden, welche Sonden, welches Koppelmittel etc. für die Durchführung der AE - Messungen angezeigt sind. Bei Wiederholungsmessungen an mobilen Probenkörpern muss allerdings generell mit einem größeren Messfehler gerechnet werden. Die Methode das Gestein an mehreren Punkten hinsichtlich der Ultraschalllaufzeit zu überprüfen, führt schließlich zu einem umfassenderen Abbild des Gesteinsgefüges und ist notwendig für eine weitreichende Interpretation der Schallwellenausbreitung vor und nach FTZ. Es hat sich gezeigt, dass insbesondere Probenkörper mit ausgeprägter richtungsabhängiger Festigkeit an unterschiedlichen Punkten einer Prüfung der Ultraschallwellenlaufzeiten unterzogen werden sollten (s. Kapitel 5.1.2.).

Trotz des Einflusses der Gesteinsporosität und -permeabilität auf die Frostverwitterungsfähigkeit (s. Kapitel 3.1.1, STOCKHAUSEN,1981) findet die Messung beider Faktoren aktuell kaum Beachtung in Verwitterungs- und Wandstabilitätsanalysen, die im Rahmen von Georisikobewertungen durchgeführten werden (vgl. GRUBER ET AL. 2004; GRUBER & HAEBERLI, 2007; DUCA ET AL., 2014). Obgleich eine Veränderung der Gesteinsstruktur nach FTZ mittels AE in der vorgelegten Studie messbar bzw. nachweisbar ist, können auf dieser Grundlage keine konkreten quantitativen oder qualitativen Aussagen zur Porosi- und Permeabilitätsveränderung gemacht werden. Die wiederholten Porosität- und Permeabilitätsmessungen sind widersprüchlich und unterstützen die Resultate der E_{dyn} - Berechnung nicht. Aufgrund der hier vorhandenen sehr begrenzten Probenlage, ist eine Plausibilitätsprüfung innerhalb der einzelnen Gesteinsarten kaum möglich. Die Anlage, welche für die Porositäts- und Permeabilitätsmessungen in dieser Studie genutzt wurde, wurde für die Einmessung von Salzionen entwickelt. Reinmessungen von anderen Gesteinsarten, welche als Vergleichsdaten der im Rahmen der Studie gemessenen Resultate herangezogen hätten werden könnten, wurden bislang nicht durchgeführt. Eine alternative Methode für die Ermittlung von Porosi- und Permeabilität muss in Betracht gezogen werden, beispielsweise die Quecksilberpyknometrie.

Die eingesetzten chemische sowie lichtoptischen Verfahren trugen kaum zu einem weiteren Erkenntnisgewinn bezüglich des Einflusses von FTZ auf das Probengestein bei. Chemischen Reaktionen laufen in Kälteklimateen verlangsamt ab (vgl. GEBHARDT ET AL., 2007). Die FTZ - Kampagne war zu kurzweilig, um chemische Veränderungen hervorzurufen. Ausgehend von der prognostizierten progressiven Temperaturzunahme bis zum Jahr 2100, könnten sich allerdings Lösungsvorgänge, v.a. bei hierfür anfälligen karbonathaltigen Gesteinen, zukünftig in kürzeren Zeiträumen auch in höheren Gebirgslagen manifestieren. Eine Einbeziehung sekundärer Verwitterungsvorgänge kann dementsprechend im Zusammenhang mit Langzeitstudien sowie FTZ - Kampagnen mit angepassten Temperaturprofilen aufschlussreich sein.

Die Überprüfung potenzieller Oberflächenveränderungen der Gesteinsproben im Zusammenhang mit der Frostverwitterungsanalyse erschien, obwohl nicht in der DIN vorgesehen, für einen weiteren Erkenntnisgewinn dennoch sinnvoll. Durch sie sollten oberflächennahe Verwitterungsspuren sichtbar gemacht werden. Obwohl teilweise Veränderungen der Oberflächenstrukturen erkennbar sind, ist die Methode kritisch zu be-

trachten. Die Technik der Auflichtmikroskopie verlangt, für eine optimale Abbildung der Gesteinsoberflächen, eine Bearbeitung der Proben durch Polieren. Dies kann zu einer Verformung der Oberflächenstruktur und Verfüllung von Vertiefung führen, so dass glatte Oberflächen entstehen, welche eine natürliche Frostverwitterung hemmen bzw. verlangsamen. Eine Übertragung der beobachteten Veränderungen auf unbehandelten Naturstein ist dementsprechend zu hinterfragen.

7.2. Implementierung der Verwitterungsdynamik in die Georisikobewertung

Die Georisikobewertung auf der Basis von Dispositionsmodellen hat sich seit den 1990ern etabliert. Im Zuge des Risikomanagements für gravitative Massenbewegungen sollen Flächen im Hinblick auf Raumnutzung und -planung vor beurteilt werden und Gebiete bzw. Flächen identifiziert werden, welche aufgrund von Nutzungsbestreben Gefahrenkarten bedürfen (vgl. THEIN, 1998; HEINIMANN ET AL., 1998; HAGEN, 2008; HAAS ET AL., 2012; HEINIMANN ET AL., 1998).

Die Priorisierung der hier vorgestellten Studie liegt in der konzeptionellen Ausarbeitung einer Methode, welche die Verwitterungsfähigkeit des Anstehenden als einen dynamischen Dispositionsfaktor in die Georisikoanalyse einbezieht. Die hierfür notwendigen Klimaszenarien bedürfen eines Downscaling, die Bestimmung der Anzahl an FTZ / Jahr erfolgt durch eine automatisierte Berechnung des GIS Werkzeuges Frost Change Frequency. Der zweite Faktor, welcher schließlich zur Visualisierung der petrographischen Verwitterung beiträgt, ist der PVI. Grundsätzlich bildet der PVI im Zusammenhang mit der Anzahl der FTZ / Jahr eine solide Basis für die Modellierung einer potenziellen Verwitterungsdynamik des Anstehenden. Schließlich wird der PVI zu Prognosezwecken auf der Grundlage potenzieller FTZ extrapoliert. Hier zeigt sich der limitierende Faktor dieser Kurzzeitstudie. Der PVI beinhaltet das petrographische Verwitterungspotenzial nach 50 FTZ, aufgrund der geringen Datengrundlage und Anzahl von FTZ konnte keine konkrete mathematische Verhältnismäßigkeit für den weiteren Verwitterungsverlauf der beprobten Gesteinsarten abgeleitet werden. Es können auf dieser Datengrundlage lediglich vorsichtig vergleichende Aussagen zur Verwitterungsfähigkeit unterschiedlichen Gesteinsarten in Relation zueinander gemacht werden. Aufgrund fehlender Vergleichsstudien, konnten die richtungsweisenden Tendenzen der verschiedenen PVI ausschließlich mittels allgemein bekannter Festigkeitswerte von Mineralen und Hauptgesteinen abgeglichen werden (vgl. SCHÖN, 1983).

Weitere, ähnlich der hier vorgestellten sowie u. a. von DUCA ET AL. (2014) publizierten Studien mit dem Ziel Verwitterungsverläufe und Verhältnisse zwischen Gestein, FTZ und Verwitterungsintensität zu quantifizieren, tragen dazu bei die Verwitterungsdynamik des Anstehenden in die Georisikobewertung effizienter einzubeziehen. Der ermittelte PVI / 50 FTZ stellt dabei den Ausgangswert für den originären Festigkeitsverlust dar, welcher schließlich bei einer Extrapolation auf der Basis von ermittelten Verwitterungsindizes nach x - Anzahl von FTZ genutzt werden könnte. Konkrete Überlegungen sind zusätzlich hinsichtlich der Einbeziehung der Wasserverfügbarkeit empfehlenswert. In dieser Studie wurde die reale Wasserverfügbarkeit nicht abgebildet, was ein Nachteil im Vergleich zu in situ gewonnenen Daten ist (vgl. GIRARD ET AL., 2013). Sind naturnahe Gesteinsfeuchten bekannt, können diese im Labor in Frostverwitterungsstudien eingebunden werden.

Die generierten Georisikokarten geben auf der Grundlage der erhöhten Exposition gegenüber den prognostizierten FTZ lokale Flächen mit gesteinspezifischer potenziell hoher Frostverwitterungsintensität wieder. Aufschlussreich in diesem Zusammenhang sind die mittelfristig von zwei Phasen der FTZ Erhöhung betroffenen Flächen bzw. Bereiche in und oberhalb der subalpinen Höhenstufe. Sie sollten insbesondere für die Abschätzung zukünftigen Gefahrenpotenzials besondere Berücksichtigung finden.

Die Gewichtung einzelner Geofaktoren bei der Georisikoanalyse ist kritisch zu betrachten. Die Gewichtungsfaktoren basieren auf Erfahrungswerten sowie persönlichen Einschätzungen, wobei einzelne Werte aus einem untersuchten Gebiet nicht ohne weiteres auf einer anderes transferiert werden können. Die unterschiedlichen Dispositionsfaktoren können unterschiedliche Stellenwerte innerhalb der Georisikoanalyse in unterschiedlichen Geotopen aufweisen (vgl. Kapitel 5.2.2., HADMOKO ET AL., 2008; RUFF & CZURDA, 2008). Obwohl die Notwendigkeit einer Gewichtung der Dispositionsfaktoren vielfach untersucht und bestätigt wurde, wirkt sich eine Gewichtung je nach Anzahl der betrachteten Dispositionsfaktoren verschiedenartig auf die resultierende Gefahrenhinweiskarte aus. Eine divergierende Anzahl von Dispositionsfaktoren bedingt eine jeweils angepasste Gewichtung der einzelnen Faktoren, so dass es unversehens zu andersartigen Risikobewertungen gleicher Flächen kommen kann. Eine Möglichkeit dem zu begegnen, ist eine nachgeschaltete Einbeziehung von Geofaktoren, die lediglich punktuell im UG vorliegen bzw. ein Verweis einer möglichen Georisikoverlagerung eines, aufgrund mangelnder Datenlage nicht zur Gänze betrachteten Faktors. In der vorliegenden Studie bedingte die unvollständige Datenlage der geologischen Schichten in den UG eine Anpassung der Gewichtungsindizes. Das Einfallen der geologischen Schichten konnte lediglich bei der Interpretation der generierten Georisikokarten berücksichtigt werden (s. Kapitel 3.2.1., Kapitel 5.2.2). Dies ist eine Möglichkeit bei lückenhafter Datenlage Dispositionsfaktoren nachträglich in einer Georisikoanalyse zu verankern.

Hier sind weitere Studien notwendig, welche den Einfluss der Verwitterungsdynamik auf das Georisiko im Vergleich zu anderen Dispositionsfaktoren untersuchen und entsprechende Gewichtungen für unterschiedliche Georisikoarten vorschlagen. So ist die Wasserverfügbarkeit bei der Untersuchung von Murgangpotenzialen mit einem vergleichsweise höheren Gewichtungsfaktor zu berücksichtigen als bei der Risikoanalyse von Steinschlägen. Die Gewichtung der Verwitterungsdynamik des Anstehenden hängt maßgeblich von der Bodenbedeckung ab, daher ist eine Untersuchung nach Höhenstufe zielführend.

Generell wird eine Georisikoanalyse vor dem Hintergrund eines zu erwartenden Schadenspotenzials (monetär und / oder human) durchgeführt. Dementsprechend stehen die Flächen / Gebiete, in welchen Naturgefahren bereits niedergingen bzw. bekannt sind im Zentrum von Georisikoanalysen. Es ist plausibel, dass sich die aufgrund des Klimawandels aktuell beobachtete Verlagerung des menschlichen Schaffens in höhere Gebirgsregionen in den Alpen fortsetzt. Der Weitblick der vorliegenden Arbeit ist die globale Übertragbarkeit des Konzeptes der Einbeziehung der Verwitterungsdynamik in die Georisikobewertung. Dieser Transfer in weltweite Hochgebirgslagen, welche aktuell weitaus geringer erschlossen sind als die Alpen, erfordert eine vorwärtsgerichtete Georisikoanalyse, zumal in wenigen Ländern mit der gleichen Akribie wie in den Alpen- und Anrainerländern die Hazard - Forschung betrieben wird. Es ist nicht davon auszugehen, dass der Großteil der Ereignisse im Zusammenhang mit gravitativen

Massenbewegungen weltweit kartiert wurde und durch ein Monitoring Gefahrenggebiete überwacht werden (z. B. TRIGIS (Geohazard Monitoring von Erdbewegungen, Deutschland), Geopraevent (Überwachung von Naturgefahren, Schweiz)). Hierfür ist die Einbeziehung der Verwitterungsdynamik in die Georisikoanalyse ein zukunftsweisender Ansatz. Zweifelsohne wird zukünftig eine Datenbank mit petrographiespezifischen Verwitterungsdynamiken generiert werden müssen, um den zeitlichen und monetären Aufwand für Messkampagnen für ein ausgewähltes Gebiet zu vermeiden bzw. zu minimieren. Mit einer überschaubaren Anzahl von Geodaten ist eine kohärente primäre Georisikoanalyse mit ausgewählten Dispositionsfaktoren möglich (s. Kapitel 5.2.4.). Voraussetzungen sind jedoch ein digitales Geländemodell / -höhenmodell, eine geologische bzw. petrographische Karte sowie möglichst hoch aufgelöste Satellitenbilder des betrachteten Gebietes. Diese, wie auch die benötigten Klimadaten sind global für den Großteil der Länder erhältlich, so dass eine Prognose des Georisikos nahezu in jeder Region vor dem Hintergrund des Klimawandels erstellt werden kann. Eine solche vorwärtsgerichtete Georisikoanalyse ist insbesondere für Hochgebirgslagen von Bedeutung, welche aktuell keinen Anlass zur Gefahrenanalyse geben, z. B., weil sie derzeit nicht wirtschaftlich genutzt werden oder sie durch Eis- und / oder Schneeeauflage protegiert sind. Die Einbeziehung von Klimaszenarien in die Georisikobewertung mittels eines dynamischen Verwitterungsindex ist zukunftsfähig, da auf dieser Grundlage flexibel auf Störungen des Klimasystems eingegangen und Anpassungen bei der Analyse von Georisiken vorgenommen werden können.

Die vorgeschlagene Methode der Identifizierung von Risikoarealen gegenüber gravitativen Massenbewegung ist in ihrer Reliabilität zurzeit begrenzt. Indem der Verwitterungsverlauf nicht konkret quantifiziert werden kann, enthält die Georisikohinweiskarte derzeit lediglich Informationen im Sinne einer zukünftig erhöhten Wahrscheinlichkeit für Georisikopotenziale bestimmter Flächen vor dem Hintergrund des Klimawandels. Diese Informationen sind dennoch für die Identifizierung von Bereichen mit absehbaren Georisikogefahren nicht zu unterschätzen. Schließlich ist das Ziel einer Georisikohinweiskarte einen Überblick über Gefahrenbereich abzubilden. Aufgrund der Tatsache, dass zukünftige Georisikopotenziale abgebildet werden sollen, welche auf Klimaprognosen beruhen, ist eine solche Karte mit einer gewissen Unsicherheit verbunden. Alternativ ist eine Einteilung der Verwitterungsdynamik in Verwitterungsformen denkbar, so könnten in Ermangelung konkreter Werte Attribute wie rückschreitende Erosion, Schwächezonen und Auflockerungen etc. das Georisiko für gravitative Massenbewegungen definieren.

Schließlich enthält die Analyse keine Hinweise auf bereits eingetretene Ereignisse, so dass Aussagen zur Eintrittswahrscheinlichkeiten eines Georisikos lediglich qualitativ und im Hinblick auf die weiteren vorliegenden Dispositionsfaktoren getroffen werden können. Eine konkrete Validierung der vorgeschlagenen Methode kann erst erfolgen, wenn in den identifizierten Gebieten die prognostizierten Georisiken eintreffen bzw. durch die Erkenntnis konkreter Verwitterungsdynamiken, etwaige Verwitterungsspuren im UG am Gestein beobachtet werden.

In diesem Zusammenhang ist die Einbeziehung der Bodenbedeckung als ein kritischer Faktor zu betrachten. Die Bodenbedeckung kann mittels Fernerkundungsmethoden (s. Kapitel 3.2.1.) erfasst werden. Aufgrund der Trägheit des Ökosystems und insbesondere der Pedologie im Vergleich zum beispielsweise Abschmelzen von Eis und

Schneesichten, verändert sich die Vegetationszusammensetzung bei kurz- bis mittelfristigen Prognosen kaum. Problematisch ist die Erfassung von aktuellen Eis- und Schneeflächen. Prinzipiell müsste ihre kurz- bis mittelfristige Entwicklung in einer angepassten Bodenbedeckungskarte für das erwünschte prognostizierte Jahr berücksichtigt werden. Schließlich geht die Bodenbedeckung, wenn auch weniger stark gewichtet, in die Georisikoanalyse ein. Unter Zuhilfenahme der Klimadaten kann die Temperaturveränderung in den entsprechenden alpinen und nivalen Gebieten erfasst werden, jedoch sind Informationen zu Schnehöhen und Eisvolumina nötig, um konkret erfassen zu können, welche Bereiche im anvisierten Jahr frei von Eis und Schnee sein werden. Auf der Grundlage der Temperaturveränderungen, namentlich der Nullgradisotherme, können von Eis- und Schnee potenziell frei gelegte Bereiche vorhergesagt und in die Interpretation der Georisikobewertung integriert werden. Diese Methode ist allerdings mit Unsicherheiten verbunden, da hierfür konkrete Eis- / Schnee- und Permafrostmächtigkeiten benötigt werden. Ist für ein gewähltes UG der Verlauf des Schnee- und Eisrückgangs zentral, so ist das Hinzuziehen von Experten ratsam. Dies betrifft insbesondere die Erstellung von Gefahrenintensitätskarten und Gefahrenkarten.

Der GIS - basierte Schwerpunkt dieser Studie liegt in der Einbeziehung von Klimadaten in die Erstellung von Naturgefahrenkarten, hierfür wurden zwei unterschiedliche Ansätze der Georisikoanalyse vorgestellt. Beide Methoden basieren auf der gleichen Datengrundlage sowie auf dem Dispositionsmodell. Das Ziel beider Ansätze ist die Generierung einer Karte, welche Flächen / Gebiete hinsichtlich ihres Georisikopotenzials für gravitative Massenbewegungen visualisiert. Es zeigen sich für beide Methoden Vor- und Nachteile.

Die Nutzung eines trennscharfen Ansatzes ist eine gängige auf statistischen Werten basierende Methode in der Georisikobewertung (vgl. HEINIMANN ET AL., 1998; KIENHOLZ, 2005; SCHWEIGL & HERVÁS, 2009; SCHLÖGEL ET AL., 2015). Sie führt durch die Klassifizierung der originären Daten zu konkreten Georisikoklassen, welche einen definierten Wertebereich beinhalten und diesen durch einen einzigen Wert abbilden (s. Kapitel 5.2.2. und 5.2.3). Inwiefern Flächen / Gebiete zu den Grenzbereichen einer Georisikoklassen gehören, wird mithin nicht deutlich. Bedingt durch diese Generalisierung von unterschiedlichen Einzelwerten, die einer gemeinsamen Georisikoklasse zugeordnet werden, gehen Detailinformationen verloren. Diese Tatsache ist allerdings nur dann als kritisch zu bewerten, wenn die generierte Karte unmittelbare und konkrete Handlungsoptionen aufzeigen soll (z. B. Aufbau einer Schutzmaßnahme), wie es bei Gefahrenintensitätskarten bzw. Gefahrenkarten der Fall ist. Eine Möglichkeit dem Datenverlust entgegen zu wirken, ist bei entsprechender Fragestellung die Wahl eines angepassten kleinräumigen Maßstabes, des Gleichen können komplementär Georisikoklasse derart gewählt werden, dass zusammengefasste Wertebereiche möglichst klein sind (vgl. SCHLÖGEL ET AL., 2015). Die hier generierten Georisikopotenzialkarten zu Gunsten der Erlangung eines Überblicks über die primäre Georisikolage eines definierten Gebietes, geben durch die trennscharfen Abgrenzungen der Georisikobereiche ein direktes Feedback wieder. Die Auswertung der Karten ist wenig zeitintensiv und dennoch konstruktiv, da zunächst die Lokalisierung von unterschiedlichen Gefahrenzonen im Vordergrund steht.

Im Unterschied hierzu bietet die Fuzzy - Methode mit Hilfe von Zugehörigkeitsgraden eine alternative Klassifizierung (s. Kapitel 3.2.2.). Überlegungen zur Nutzung unscharfer Analyseansätze im Bereich der Georisikobeurteilung kamen u.a. mit Fragestellungen zur Statik und Prospektion im Zusammenhang mit Bauprojekten auf, aber auch

durch den Wunsch unpräzise Informationen effizienter zu quantifizieren und Unschärfen in Analysen besser berücksichtigen zu können auf (vgl. XU & LIU, 2009, CARR & TAH, 2001; REZAKHANI, 2012). Linguistische Terme, welche vage Definitionen oder Relationen beschreiben bspw. Eintretenswahrscheinlichkeiten von Georisikoereignissen oder das Verhältnis zwischen Risiko und Intensität des zu erwartenden Ereignisses (z.B. "niedrig bis hoch") können mit Hilfe der Fuzzy - Methode mathematisch (Skala von 0 bis 1) dargestellt werden, gleiches gilt für das Quantifizieren von Handlungsoptionen. Obwohl die hier vorgestellte Studie GIS-anwenderorientiert ist, zeigt sie das Potenzial dieses Analyseansatzes im Hinblick auf die Hazard - Forschung. In der räumlichen Visualisierung der unterschiedlichen Georisikopotenziale im Vergleich zur trennscharfen Methode (s. Kapitel 6.4.3.) beinhalten die Karten einen höheren Informationsgehalt. Infolge der Kombinierbarkeit der verschiedenen Fuzzy - Sets unter Zuhilfenahme von Bedingungsregeln können ausgewählte Flächen / Gebiete mit ausgesuchten Georisikopotenzialen zeitnah generiert werden. Gleichzeitig wird der Umfang der so produzierten Datenmengen deutlich. In dieser Studie konnten lediglich vier Dispositionsfaktoren für die GIS - Analyse genutzt werden, welche jeweils in vier ausgewählte Zugehörigkeitsfunktionen überführt wurden. So entstanden schließlich 16 Zugehörigkeitsfunktionen, welche insgesamt 256 Kombinationsmöglichkeiten ergäben. Wenn auch die vollständige Kombination aller Datensätze für konkrete Fragestellungen nicht zielführend ist, so zeigt sich andererseits die Flexibilität der Methode. Eine weit- aus präzisere Identifizierung von Gebieten mit ausgewählten Georisiken wird dadurch möglich, so dass in einem zweiten Schritt punktgenau ausgewählte Gebiete für weitergehende Untersuchungen bestimmt werden können. Diese Methode ist sowohl bei der Generierung der Karten als auch der Auswertung im Vergleich zum oben angeführten trennscharfen Methode insgesamt zeitintensiver, zumal jede Schattierung eines Georisikos abgebildet werden kann. Der Fuzzy - Ansatz erfährt eine wachsende Weiterentwicklung vor allem auch im Bereich der Anwendungsfelder von Risikobewertung (vgl. CHAN & WANG, 2013).

8. Fazit

Die in den letzten Dekaden beobachteten klimatischen Veränderungen verlangen eine umfassende Neubewertung von Dispositionsfaktoren und Auslösemechanismen von gravitativen Georisiken in Hochgebirgslagen. Diese Studie präsentiert einen technisch-petrographischen Ansatz mit dem Ziel, das sich aufgrund des Klimawandels vergleichsweise dynamisch verändernde Verwitterungspotenzial von Festgestein in eine Georisikoanalyse einzubeziehen. Hierfür wurden zunächst Gesteinsproben unterschiedlichen technisch - genormten Prüfverfahren unterzogen. Es zeigt sich, dass die Quantifizierung der Frostverwitterungsfähigkeit von Naturstein auf der Grundlage der DIN EN 12371:2010 eine praktikable Methode darstellt. Das zerstörungsfreie Prüfverfahren beinhaltet flexible Anpassungsmöglichkeiten der Einstellung von Messinstrumentarien. Obwohl die vorgeschlagenen Festigkeitsgrenzwerte der DIN vor dem Hintergrund von Bauvorschriften zu betrachten sind, sind sie in Ermangelung georisikobasierter Werte Anhaltspunkte für die Standfestigkeit von Festgesteinen und wurden für eine Interpretation des potenziellen Georisikos für gravitative Massenbewegungen herangezogen. Eine vergleichende Quantifizierung der Frostverwitterungsresistenz drei unterschiedlicher Natursteinarten wurde erreicht. Weitere zerstörungsfreie, u.a. bildgebende Verfahren brachten in diesem Kontext kaum belastbare weiteren Erkenntnisse zur Frostverwitterungsfähigkeit der Natursteinpräparate.

Die Implementierung der Verwitterungsdynamik in die nachgeschaltete GIS - basierte Georisikoanalyse wurde durch die Verknüpfung der gesteinspezifischen Festigkeitsverluste nach 50 FTZ mit Klimadaten der Szenarien RCP 4.5 und RCP 8.5 prognostiziert, für das Jahr 2070, erreicht. Hierfür wurde der PVI entwickelt. Zum aktuellen Zeitpunkt weist dieser jedoch noch Grenzen der Interpretationsfähigkeit auf. Das Georisikopotenzial wurde schließlich auf der Basis der prognostizierten RCP - Klimaszenarien sowie weiteren Grund- und variablen Dispositionsfaktoren in mehreren Georisikopotenzialkarten für drei unterschiedliche UG durch das Aggregieren der Datensätze visualisiert. Vorrang wurde einer trennscharfen Georisikoanalyse gegeben. An Hand einer unscharfen Weiterverarbeitung der Datensätze wurde beispielhaft das Potenzial der Fuzzy - Methode in einer Georisikoanalyse dargestellt. Beide Methoden zeigen identische Bereiche an, welche vor dem Hintergrund der sich abzeichnenden Klimaveränderung bis zum Jahr 2070, ein potenziell höheres Georisiko für gravitative Massenbewegungen ausbilden. Dabei erzeugt der trennscharfe Ansatz durch eine Generalisierung der Daten eine weniger detailreiche Georisikopotenzialkarte als die Fuzzy - Methode, welche jedoch vergleichsweise aufwändig ist.

Die hier vorgestellten Georisikomodellierungen geben eine Tendenz des Einflusses des Klimawandels auf das Georisikopotenzial wieder. Die verwendeten Klimaszenarien prognostizieren im Grenzbereich der alpinen und nivalen Höhenstufen zwei intensive Verwitterungsphasen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. In diesen Höhenlagen besteht dadurch ein hohes Frostverwitterungspotenzial mit Auswirkungen auf das Georisiko für gravitative Massenbewegungen. Eine Weiterführung des hier vorgeschlagenen Konzeptes der Einbindung einer petrographiespezifischen Verwitterungsdynamik mit Hilfe eines Indikators ist d.h., für die Optimierung einer Georisikoanalyse und -bewertung, notwendig.

Die Übertragbarkeit des hier vorgestellten Ansatzes in andere Hochgebirgslagen ist grundsätzlich möglich. Die Datengrundlage hinsichtlich der genutzten Dispositionsfak-

toren kann überwiegend mit Hilfe von Fernerkundungsmethoden oder durch Interpolation generiert werden. Gravitative Massenbewegungen wie Berg- und Felsstürze, Rotations- und Translationsrutschungen und -gleitungen, Bodenfließen und Muren, aber auch Lawinen sind eng an klimatische Voraussetzungen gekoppelt, zusätzlich sind Auslösemechanismen häufig durch exogene Prozesse (Stark-)niederschläge bzw. Wasserverfügbarkeit (Durchnässung, Austrocknung), Aus- / Abspülungen in Verbindung mit bestimmten Temperaturgängen (Hitze- oder Kälte / Frosteinwirkung) gekennzeichnet. Die Beurteilung von durch gravitative Massenbewegungen gefährdeter Gebiete wird durch die Berücksichtigung bzw. Einbeziehung der Verwitterungsfähigkeit des Anstehenden (Petrographie, Pedologie) in ihrer Gesamtheit flächenhaft präziser (Gefahrenzonierung). Dies zeigt die Einbeziehung der Verwitterungsfähigkeit des Anstehenden in den hier exemplarisch untersuchten Gebieten. Der Aufbau einer globalen PVI - Datenbank ist zielführend für die Fortsetzung einer Georisikoanalyse vor dem Hintergrund des Klimawandels.

In verschiedenen SAGA - GIS - Softwareprodukten sind weitere Analysewerkzeuge, welche der Georisikoabschätzung dienlich sind, implementiert. Hierzu gehören unter anderem geologie- und geomorphometriespezifische Werkzeuge wie ANGMAP, Safety Factor, TOBIA, Wedge Fail, LS Faktor. Die Nutzung der einzelnen Werkzeuge scheitert häufig an der nicht vorhandenen oder lückenhaften Datengrundlage geologischer Karten, wobei in gewissem Umfang Daten generiert werden können (z. B. Einfallen und Streichen von Schichten, ArcGIS). Schließlich müssen die einzeln generierten Datensätze verbunden werden, um eine Georisikopotenzialkarte zu erzeugen. Im Hinblick auf eine anwenderfreundliche GIS - Implementierung einer Georisikopotenzialabschätzung auf der Grundlage unterschiedlicher Dispositionsfaktoren und vor dem Hintergrund des Klimawandels scheint eine entsprechend angelegte Eingabeoberfläche zweckmäßig. Die notwendigen Eingangsdaten, d.h. Grunddispositionsfaktoren sind nahezu global erhältlich oder generierbar (z.B. Hangneigung, Hangkrümmung, Lithologie / Petrographie, Bodenbedeckung, Drainagenetzwerke, Klimaszenarien etc.). Optional könnten zusätzliche Dispositionsfaktoren zu einer Präzisierung der zu erstellenden Georisikokarte beitragen (z.B. PVI, Schichteneinfall, Pedologie, tektonische Störungen, Anrisszonen, Erdbebengefahr etc.). Eine Generierung von Georisikopotenzialkarten durch ein automatisiertes Aggregieren, mit entsprechenden Verrechnungs- und Gewichtungsoptionen der unterschiedlichen Datensätze würde hierdurch ermöglicht und eine primäre Georisikoanalyse erleichtert.

Denkbar wären ebenfalls mathematische Modellierungen, welche unterschiedliche Bedingungsaspekte in einer regelbasierten Matrix untersuchen. Die Modellierung von Georisiken als dynamische Systeme insbesondere hinsichtlich des Ausmaßes, der Abschätzung von Schadenpotenzialen sollte v.a. für die Erstellung von Gefahrenintensitäts- und Gefahrenkarten in Betracht gezogen werden. Diese Verfahren sind zunächst zeitaufwändiger und bedürfen entsprechender Fachkenntnisse, sie sind jedoch flexibler in Bezug auf Veränderungen einzelner Variablen (z.B. Klima). Das zeigte sich bereits bei der Fuzzy - Methode, sind Fuzzy - Sets generiert, entsteht aufgrund der hohen Kombinationsmöglichkeit der Sets eine entsprechend detailreiche Informationsdichte (s. Kapitel 6.4.3.). Bei der Wahl einer geeigneten Methode zur Analyse und Bewertung von Georisikopotenzialen sollte das Verhältnis zwischen Aufwand und gewünschten Ergebnis bedacht werden. Für die Erstellung von handlungsorientierteren Gefahrenintensitäts- und Gefahrenkarten sind andere Methoden anzusetzen als für die Erstellung von Georisikopotenzialkarten, schließlich liegt der Fokus der Karten in unterschiedlichen Bereichen der Gefahrenanalyse.

Literaturverzeichnis

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Nr. 25, Deutscher Alpenverein - Verlag, München, S. 230
- ACGR (ASSOCIATE COMMITTEE ON GEOTECHNICAL RESEARCH) (1988): Glossary of permafrost and related ground ice terms. Permafrost Subcommittee, National Research Council of Canada, Ottawa, technical memorandum 142, pp. 156
- AGRAWALA, S. (Hrsg.) (2007): Klimawandel in den Alpen: Anpassung des Wintertourismus und des Naturgefahrenmanagements. OECD-Publishing, Paris, S. 131
- ALLMANN, R. (2003): Röntgenpulverdiffraktometrie. Rechnergestützte Auswertung, Phasenanalyse und Strukturbestimmung. 2. Auflage, Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg, S.275
- ANDRES, N.; BADOUX, A. & HEGG, C. (2014): Unwetterschäden in der Schweiz im Jahre 2014 - Rutschungen, Murgänge, Hochwasser und Sturzereignisse. Eidgenossenschaft. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, S. 13
- AUBRY, M.P. & LAUTRIDOU J.P. (1974): Relations entre propriétés physiques, gélivité et caractères microsturax dans divers types de roches. Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, pp. 7-16
- BÄSCHLIN, E. (Hrsg.) (2007): Berner Geographische Mitteilungen. Jahresbericht 2007 Geographisches Institut Universität Bern, Nachrichten der Geographischen Gesellschaft, Ackermanndruck, Liebefeld, S.111
- BAFU - BUNDESAMT FÜR UMWELT (Hrsg.) (2005 a): Hinweiskarte der potenziellen Permafrostverbreitung in der Schweiz - Erläuterungen. Methoden der Erstellung der Hinweiskarten: ARGE GEOTEST, Geo7, Academia Engiadina
- BAFU - BUNDESAMT FÜR UMWELT (Hrsg.) (2005 b): Empfehlung - Raumplanung und Naturgefahren. Reihe: vollzug Umwelt VU, Nr. VU-7516-D, S. 50
- BAFU - BUNDESAMT FÜR UMWELT & BFS - Bundesamt für Statistik (Hrsg.): Umwelt Schweiz 2007, Bern und Neuchâtel 2007, S. 148
- BAFU - BUNDESAMT FÜR UMWELT (Hrsg.) (2013): Umwelt Schweiz 2013. Eidgenössischen Departement für Umwelt, Verkehr, Energie und Kommunikation (UVEK), Bern, S.86
- BARRY, R.G. (1992): Mountain weather and climate. 2nd. edition, Routledge physical environment series, Routledge, London, New York
- BARRY, R. G. (2008): Mountain Weather and Climate, 3rd. edition: Cambridge University Press, Cambridge
- BARSCHE, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg
- BAUMANN, L. & LEEDER, O. (1991): Einführung in die Auflichtmikroskopie. 1. Auflage, Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, S.328
- BEARTH, P. (1980): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000. Erläuterungen zum Atlasblatt 71, Schweizer Geologische Kommentare, St. Niklaus, pp. 1 - 39
- BEGERT, M.; SEIZ, G.; FOPPA, N.; SCHLEGEL, T.; APPENZELLER, C. & MÜLLER, G. (2007): Die Überführung der klimatologischen Referenzstationen der Schweiz in das Swiss National Basic Climatological Network (Swiss NBCN), Arbeitsberichte der MeteoSchweiz Nr.215, p.47
- BERRISFORD, M.S. (1991): Evidence for enhanced mechanical weathering associated with seasonally late-lying and perennial snow patches, Jotunheimen, Nor-

- way. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 2, no. 4, p. 331–340, doi: 10.1002/ppp.3430020408
- BERRY, S., LOWNDES, V., TROVATI, M. (eds.) (2017): *Guide to Computational Modelling for Decision Processes. Theory, Algorithms, Techniques and Applications*. Springer International Publishing AG, S.395, doi: 10.1007/978-3-319-55417-4
- BEUTEL, R. (2009): *Zerstörungsfreie Prüfung von Betonbauteilen im jungen und erhärteten Zustand mit der Impact-Echo-Technik*. Dissertation, Fakultät Bau- und Umweltingenieurwissenschaften, Universität Stuttgart, doi: org/10.18419/opus-323
- BEZIRKSREGIERUNG ANSBERG: *Erdgas aus unkonventionellen Lagerstätten* url: <http://www.spd-regionalrat-arnsberg.de/cms/files/Bezirksregierung%20Arnsberg%20Erdgas%20aus%20unkonventionellen%20lagerst%C3%A4tten.pdf> (10.03.2011)
- BIERMANS, M. B. G. M.; DIJKEMA, K.M. & DE VRIES, D. A. (1978): *Water Movement in Porous media towards an Ice Front*. In: DAVIS, G.H.; NASH, J.E. & VON DER MOLEN, W.H. (eds.): *Journal of Hydrology*, vol. 37, pp. 137-148, doi.org/10.1016/0022-1694(78)90102-6
- BIRKHAUER, J. (1980): *Die Alpen*. UTB Schöningh, Paderborn, S. 231
- BLOETZER, W.; EGLI, T. ; PETRASCHECK, A. ; SAUTER, J. & STOFFEL, M. (1998): *Klimaänderungen und Naturgefahren in der Raumplanung*. Synthesebericht NEP 31 im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms Klimaänderung und Naturkatastrophen, vdf, Hochschulverlag AG, ETH Zürich
- BOCKHEIM, J. G. (1994): *Permafrost distribution in the southern circumpolar region and its relation to the environment. A review and recommendations for further research*. In: MURTON, J.B. (edit): *Permafrost and Periglacial Processes*, Volume 6, Issue 1, January / March 1995, John Wiley & Sons, Ltd., Wisconsin, pp. 27–45, doi: 10.1002/ppp.3430060105
- BOSSEL, H. (1989): *Simulation dynamischer Systeme*. Grundwissen, Methoden, Programme. Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH, S. 311, doi: 10.1007/978-3-322-87782-6
- BOURGÈS, A. (2006): *Holistic correlation of physical and mechanical properties of selected natural stones for assessing durability and weathering in the natural environment*. Dissertation, Ludwigs-Maximilians-Universität, München
- BRANDT, M. (1981): *Hochgebirgsführer durch die Berner Voralpen*. Verlag des Schweizer Alpenclub
- BREYER, H. (1962): *Die Zusammenhänge zwischen Eisbildung und Eisschäden im Lichte der Grundlagenforschung*. Straßen und Tiefbau: 3, Giesel Verlag, Heidelberg, S. 235-240
- BROWN, J. & ROMANOVSKY, V. E. (2008): *Report from the International Permafrost Association: State of Permafrost in the First Decade of the 21st Century*. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 19, issue 2, pp. 255-260, doi: 10.1002/ppp.618
- BÜCKER, M. (2011): *Statistische Modelle mit nicht-ignorierbar fehlender Zielgröße und Anwendung in der Reject Inference*. Dissertation, Technischen Universität Dortmund, S. 116
- CAMENZIND, R. & LOAT, R. (2014): *Risikobasierte Raumplanung – Synthesebericht zu zwei Testplanungen auf Stufe kommunaler Nutzungsplanung*. Nationale

- Plattform Naturgefahren, Bundesamt für Raumentwicklung, Bundesamt für Umwelt, Bern
- CARR, V., & TAH, J. H. M. (2001): A fuzzy approach to construction project risk assessment and analysis: construction project risk management system. In: *Advances in Engineering Software*, vol. 32, issue 10, pp. 847–857, doi:10.1016/S0965-9978(01)00036-9
- CHAN, H.K. & WANG, X. (2013): *Fuzzy Hierarchical Model for Risk Assessment, Principles, Concepts, and Practical Applications*. Springer-Verlag London, doi:10.1007/978-1-4471-5043-5
- CLARK, D.C. & RILLER, U. (2016): Significance of first-order faults in folding mechanically isotropic layers: Evidence from the Sudbury Basin, Canada. In: *Journal of Structural Geology* vol. 95 (2017), Elsevier Ltd., p.113-126, doi.org/10.1016/j.jsg.2016.12.010
- CONRAD, O. (2015): Lapse rate based temperature. url: http://www.saga-gis.org/saga_tool_doc/4.1.0/climate_tools_14.html
- CONRAD, O. (2016): Frost Change Frequency. url: http://www.saga-gis.org/saga_tool_doc/4.1.0/climate_tools_14.html
- COOKE, R.U.; WARREN, A. & GOUDIE, A. S. (1996): *Desert Geomorphology*, Sec. Ed., University College London (UCL-Press), London
- CRUDEN, D.M. (1991): A simple definition of a landslide. In: *Bulletin of the international association of Engineering geology*, Nr. 43, Paris, pp. 28
- CRUDEN, D.M. & VARNES, D.J. (1996): Landslide types and processes. In: TURNER, A.K. & SCHUSTER, R.L. (eds.): *Landslides, Investigation and Mitigation: Transportation Research Board, US National Research Council, Special Report 247*, Washington, D.C. pp. 36-75
- DARCY, H. P. G. (1856): *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon. Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau*. Victor Dalmont (éditeur), Paris
- DE LANGE, N. (2013): *Geoinformatik in der Theorie und Praxis.*, 3. Auflage, Springer Spektrum Verlag Berlin - Heidelberg, S. 476, doi: 10.1007/978-3-642-34807-5_9
- DIKAU, R. & GLADE, T. (2002): Gefahren und Risiken durch Massenbewegungen. *Geographische Rundschau* 54, Heft 1, S. 38-45
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (Dezember 1998): *Zerstörungsfreie Prüfungen – Ultraschallprüfung, Teil 1 Allgemeine Grundsätze*. - Deutsche Fassung EN 583-1:1998-12, Beuth publishing DIN
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (März 2002): *Naturstein – Terminologie*. - Deutsche Fassung EN 12670:2002-03, Beuth publishing DIN
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG e.V. (Jan. 2003): *Geotechnische Erkundung und Untersuchung - Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Fels- Teil 1: Benennung und Beschreibung*, - Deutsche Fassung EN ISO 14689-1:2003, Beuth publishing DIN
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (März 2006): *Prüfverfahren für Naturstein – Beurteilung der Verwitterungsbeständigkeit*. - Deutsche Norm DIN 52008:2006-03, Beuth publishing DIN
- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (Juni 2007): *Prüfverfahren für Naturstein – petrographische Prüfung*. - Deutsche Fassung EN 12407:2007, Beuth publishing DIN

- DIN - DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (Juli 2010): Prüfverfahren für Naturstein – Bestimmung des Frostwiderstandes. - Deutsche Fassung EN 12371:2010, Beuth publishing DIN
- DUC, P.; BRÄNDLI, U.- B. & BRASSEL, P. (2004): Der Schutzwald im zweiten Schweizerischen Landesforstinventar (LF12). In: Eidgenössische Forschungsanstalt WSL (Hrsg.): Forum für Wissen 2004, S. 7–13
- DUCA, S.; OCCHIENA, C.; MATTONE, M.; SAMBUELLI, L.; SCAVIA, C. (2014): Feasibility of Ice Segregation Location by Acoustic Emission Detection: A Laboratory Test in Gneiss. In: PERMAFROST AND PERIGLACIAL PROCESSES, vol. 25, pp. 208 - 219, DOI:10.1002/ppp.1814
- EHRET, D.; ROHN JOACHIM; DUMPERTH, C.; ECKSTEIN, S.; ERNSTBERGER, S.; OTTE, K.; RUDOLPH, R. & WIEDENMANN, J. (2010): Frequency Ratio Analysis of Mass Movements in the Xiangxi Catchment, Three Gorges Reservoir Area, China. *Journal of Earth Sciences*, vol. 21, no. 6, p.824-834, doi: 10.1007/s12583-010-0134-9
- ELLENBERG, H. (1982): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht*, 3. Auflage, Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart, S.517
- ENDLICHER, W. & GERSTENGRABE, F.-W. (Hrsg.) (2007): *Der Klimawandel: Einblicke, Rückblicke und Ausblicke*. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam
- EVERETT, D. H. (1961): The thermodynamics of frost damage to porous materials. *Transactions of the Faraday Society* vol. 57, no. 9, University Press Aberdeen, pp. 1541-1551
- FIEDLER, H.J. (2001): Böden und Bodenfunktionen in Ökosystemen, Landschaften und Ballungsgebieten. Band 7, Expert-Verlag, Renningen, S. 601
- FITZNER, B. (1970): Die Prüfung der Frostbeständigkeit von Naturbausteinen. Dissertation RWTH Aachen, S. 228
- FITZNER, B. & HEINRICHS, K. (2005): Kartierung und Bewertung von Verwitterungsschäden an Natursteinbauwerken. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 156: 7-24, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S. 7-24, doi: 10.1127/1860-1804/2005/0156-0007
- FREHNE, M.; WASSER, B. & SCHWITTER, R. (2005): Nachhaltigkeit und Erfolgskontrolle im Schutzwald. Wegleitung für Pflegemaßnahmen in Wäldern mit Schutzfunktion, Vollzug Umwelt. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL) (Hrsg.), Bern, S. 30
- FRENCH, H. M. (2007): *The periglacial environment*. 3rd. Edition, Wiley & Sons, Chichester
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D.K. (1988): Karbonatgesteine. In: Fuchbruer, H. (ed): *Sedimente und Sedimentgesteine*. 4. Aufl., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S.233-434
- GEBHARDT, H.; GLASER, R.; RADTKE, U. & REUBER, P. (Hrsg.) (2007): *Geographie - Physische und Humangeographie*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, S. 1096
- GILL, R.C.O. (1993): *Chemische Grundlagen der Geowissenschaften*. 2. Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, S.294
- GIRARD, L., GRUBER, S., WEBER, S. BEUTEL, J. (2013): Environmental controls of frost cracking revealed through in situ acoustic emission measurements in steep bedrock. In: *Geophysical Research Letters*, vol. 40, issue 9, pp. 1748-1753, doi: 1748–1753, doi:10.1002/grl.50384

- GLADE, T. & DIKAU, R. (2001): Gravitative Massenbewegungen – vom Naturereignis zur Naturkatastrophe. Petermanns Geographische Mitteilungen (PGM), 145, 2001/6, Justus Perthes, Verlag Gotha GmbH, S.42-53
- GLADE, T. & DIKAU, R. (2002): Gefahren und Risiken durch Massenbewegungen. Geographische Rundschau, 54 (1), Westermann Gruppe, S. 38-45
- GOOGLE EARTH: Image Landsat: Data SIO, NOAA, U.S. Navy NGA, GEBCO, image 2014, Aufnahmedatum 30.10.2009
- GRAF, G.; BÖLL, A. & GRAF, F. (2003): Pflanzen im Einsatz gegen Erosion und oberflächennahe Rutschungen, Merkblatt für die Praxis, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, S.37
- GRAWE, O. R. (1936): Ice as an agent of rock weathering: a discussion, In: ROWLEY, D. (eds.): The Journal of Geology, vol. 44, No 2, The University of Chicago press journals, pp. 173-182
- GRIFFITHS, J. S. (eds.) (2001): Land Surface Evaluation for Engineering Practice, Geological Society Engineering Geology, Special Publications No. 18, The Geological Society London, pp. 43 -52
- GRIMSELWELT - Tourismus (Internetauftritt): Die Grimselwelt im Berner Oberland. url: <http://www.grimselwelt.ch/> (14.12.2015)
- GROßE, C. U. (1996): Quantitative zerstörungsfreie Prüfungen von Baustoffen mittels Schallemissionsanalyse und Ultraschall. Dissertation, Fakultät für Bauingenieur- und Vermessungswesen, Universität Stuttgart
- GROSSI, C. M.; BRIMBLECOMBE, P. & HARRIS, I. (2007): Climate change and frost impact on the built heritage. In: Barceló, D. & Gan, J. (co editors in chief): Science of the Total Environment, S. 273–281
- GRÜBL, P.; WEIGLER, H. & KARL, S. (2001): Beton. Arten, Herstellung und Eigenschaften. 2. Aufl., Ernst & Sohn, Berlin, S.461
- GRUBER, S.; HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (2004): Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. Geophysical research letters, vol. 31, L13504, doi: 10.1029/2004GL020051
- GRUBER, S. & HAEBERLI, W. (2007): Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature related destabilization following climate change. Journal of Geophysical Research, Vol. 112, doi:10.1029/2006JF000547
- GUNZBURGER, Y.; MERRIN-SOUKATCOFF, V. & GUGLIELMI, Y. (2005): Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: case study of the Rochers de Valabres slope (France). International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 42, p- 331-349, doi: 10.1016/j.ijrmms.2004.11.003
- GUTMANN, V. & HENGGE, G. (1990): Anorganische Chemie: Eine Einführung, 5. Auflage, VCH, Weinheim
- HAAS, U.; PATULA, S.; STRAUB, J.; THOM, P.; LEPPIG, B. & VON POSCHINGER, A. (2012): Projekt: Georisiken im Klimawandel, Vorhaben: Gefahrenhinweiskarte Bayerische Alpen, Steinschlag – Felssturz – Rutschung – Hanganbruch, Alpenanteil Landkreis Lindau am Bodensee. Abschlussbericht Umwelt Spezial, BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (Hrsg.), Augsburg
- HAEBERLI, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). In: Vischer, D. (Hrsg.): Mitteilungen der VAW-ETH Zürich, Mitteilungen 17, Zürich, S. 221
- HAEBERLI, W. (1997): Hangstabilitätsprobleme im Zusammenhang mit Gletscherschwund und Permafrostdegradation im Hochgebirge. In: DIKAU, R.;

- HEINRITZ, G. & WIEßNER, R. (Hrsg.): Global Change Konsequenzen für die Um-welt. Band 3, Tagungsbericht 51, Deutscher Geographentag, Bonn, S. 11-30
- HAEBERLI, W.; KÄAB, A.; VON DER MÜHLL, D. & TEYSSEIRE, P. (2001): Prevention of outburst floods from periglacial lakes at Gruben Glaciers, Valais, Swiss Alps. In: COGLEY, J. G. (Chief Ed.): Journal of Glaciology, Vol. 47, Band 47, S. 111-122
- HAEBERLI, W.; KELLER, F.; KRÜSI, B. ; EGLI, M. ; ROTHENBÜLER, C. ; EILWEIS, J. & GRUBER, S. (2007): GISALP: Raum-zeitliche Informationen über schnelle Klimaänderungen in hochalpinen Umweltsystemen als strategisches Werkzeug für Analyse, Kommunikation, partizipative Planung und Management im Tourismusgebiet Oberengadin. Final report of the project GISALP within the Swiss National Research Program 48, Nationales Forschungsprogramm Landschaften und Lebensräume der Alpen NFP4, v/d/f Hochschulverlag ETH, Zürich
- HAEBERLI, W. & MAISCH, M. (2007): Klimawandel im Hochgebirge. In: ENDLICHER, W. & GERSTENGARBE, F.-W. (Hrsg.): Der Klimawandel. Einblicke, Rückblicke und Ausblicke, DGFG, Potsdam, S. 98 – 108
- HADMOKO, D.S.; LAVIGNE, F.; SARTOHADI, J.; HADI, P. & WINARYO (2008): Landslide hazard and risk assessment and their application in risk management and landuse planning in eastern flank of Menoreh Mountains, Yogyakarta Province, Indonesia. In: Natural Hazards, vol. 54, pp. 623-642, doi: 10.1007/s11069-009-9490-0
- HAGEN, K. (2008): Rutschungen, eine verkannte Gefahr? In: Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft (Hrsg.): BFW-Praxisinformation Nr. 15, Wien
- HALLET, B.; WALDER, J. S. & STUBBS, C. W. (1991): Weathering by Segregation Ice Growth in Microcracks at Sustained Subzero Temperatures: Verification from an Experimental Study Using Acoustic Emissions Permafrost and Periglacial Processes, vol 2, pp. 283-300, doi:10.1002/ppp.3430020404
- HARRIS, S.A. (1979): Ice cave sand permafrost zones in southwest Alberta. Erdkunde, Vol. 33, Ferdinand Dümmlers Verlag, Bonn, pp. 61-70
- HARRIS, S. A.; FRENCH, H. M. ; HEGINBOTTOM, J.A.; JOHNSTON, G. H.; LADANY, B. ; SEGO, R. O. & VAN EVERDINGEN, R. O. (1988): Glossary of permafrost and related ground-ice terms. Permafrost Subcommittee Associate Committee on Geotechnical Research, Technical Memorandum No. 142, National Research Council Canada, pp.156
- HARRIS, C.; VON DER MÜHLL, D.; ISAKSEN, K.; HAEBERLI, W.; SOLLID, J.L.; KING, L.; HOLMLUND, P.; DRAMIS, F.; GUGLIELMIN, M. & PALACIOS, D. (2003): Warming permafrost in European mountains. Global and Planetary Change, vol. 39, issue 3-4, pp.215-225, doi:org/10.1016/j.gloplacha.2003.04.001
- HARRIS, C.; ARENSON, L.U. ; CHRISTIANSEN, H.H. ; ETZELMULLER, B. ; FRAUENFELDER, R. ; GRUBER, S. ; HAEBERLI, W. ; HAUCK, C. ; HOELZLE, M. ; HUMLUM, O. ; ISAKSEN, K. ; KAAB, A. ; KERN - LUTSCHG, M.A. ; LEHNING, M. ; MATSUOKA, N. ; MURTON, J.B., NOETZLI, J. ; PHILLIPS, M. ; ROSS, N. ; SEPPALA, M. ; SPRINGMAN, S. & VON DER MÜHLL, D. (2009): Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. Earth Science Reviews, pp.117-171, doi:org/10.1016/j.earscirev.2008.12.002

- HEIKKINEN, O. & FOGELBERG, P. (1980): Bodenentwicklung im Hochgebirge: ein Beispiel vom Vorfeld des Steingletschers in der Schweiz, *Geographica Helvetica* Vol. 35, Nr. 3, 107-112, doi:10.5194/gh-35-107-1980
- HEINIMANN, H.R. ; HOLLENSTEIN, K.; KIENHOLZ, H. KRUMMENACHER, B. & MANI, P. (1998): Methoden zur Analyse und Bewertung von Naturgefahren. Umwelt-Materialien Nr. 85 - Naturgefahren, Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft BUWAL (Hrsg), Bern
- HIRSCHWALD, J. (1908): Die Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbeständigkeit, Ernst & Sohn, Berlin, S. 675
- HOELZLE, M. (1994): Permafrost und Gletscher im Oberengadin. Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. Mitteilungen der VAW-ETH 132, Zürich
- HOELZLE, M. (1996): Mapping and modelling of mountain permafrost distribution in the Alps. *Norsk geogr. Tidsskr.*, vol. 50, Oslo, pp. 11-15
- HORNBERGER, G.M.; RAFFENSPERGER, J.P., WIBERG, P.L. & ESHLEMAN, K.N. (1998): Elements of Physical Hydrology. Department of Environmental Sciences, The Johns Hopkins Press, Baltimore, p.302
- HÖRSCH, B. (2001): Zusammenhang zwischen Vegetation und Relief in alpinen Einzugsgebieten des Wallis (Schweiz). Ein multiskaliger GIS- und Fernerkundungsansatz. Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftlich Fakultät, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn
- HUENGES, E. (1987): Messung der Permeabilität von niedrigpermeablen Gesteinsproben unter Drücken bis 4kbar und ihre Beziehung zu Kompressibilität, Porosität und komplexem elektrischem Widerstand, Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn, S.103
- IFFERT-SCHIER, S. (2000): Einsatz von Festigungsmitteln zur Konsolidierung der Tragfähigkeit von bestehendem Mauerwerk. Dissertation, Fachbereich Bauingenieur- und Vermessungswesen, Universität Hannover
- INFOCENTER TURTMANN TAL: Turtmantaltourismus. Lokale Informationswebseite: url: <http://www.turtmantal.ch/site/> (03.04.2010)
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. *Bochumer Geographische Arbeiten* 35., S. 211
- KAUFMANN, A.; NUßBAUM, F.; HUGI, E.; FISCHER, E; WYß, R.; LUTHI, H.; KÜMMERLY & FREY AG. (1951): Grimselstrasse Meiringen-Gletsch. GENERALDIREKTION DER POST-TELEGRAPHEN UND TELEPHONVERWALTUNG (Hrsg.), Bern
- KELLER, F. (1992): Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 3, pp.133-138.
- KIENHOLZ, H. (2005): Analyse und Bewertung alpiner Naturgefahren: eine Daueraufgabe im Rahmen des integralen Risikomanagements, *Geographica Helvetica* 60, S. 3-15, doi:10.5194/gh-60-3-2005, 2005.
- KNÖFEL, D. (1980): Ursachen der Natursteinverwitterung - Natursteinschäden an Bauwerken. Teil I. - Bautenschutz & Bausanierung, 3, Filderstadt, S.45-55
- KRAUTER, E. (2015): Bergstürze in den Alpen. In: KRAUTER, E., FEUERBACH, J., LAUTERBACH, M. (Hrsg.): Fachtagung Rutschungen: Folgen - Forschung - Praxis, 15. Weiterbildungsseminar der Forschungsstelle Rutschungen, 1. Auflage, free Spirit, Breitscheid, S.11-17
- KUNZ, P. (1998): Naturkatastrophen – Bedrohung und Entwicklung. In: BADER, S. & KUNZ, P.: Klimarisiken – Herausforderung für die Schweiz, Wissenschaft-

- licher Schlussbericht des Nationalen Forschungsprojektes 31, vdf Hochschulverlag AG, Zürich, S.109-191
- KUTZNER, J. (1983): Grundlagen der Ultraschallphysik.- B.G. Teubner, Stuttgart, S.111
- LAUTRIDOU, J.-P. & OZOUF, J.-Cl. (1982): Experimental frost shattering: 15 years of research at the Centre de Geomorphologie du C.N.R.S., Progress in Physical Geography, vol. 6, issue 2, pp. 215-232, doi:10.1177/03091333-8200600202
- LEGUTKE, S., KINDERMANN, S., GLUSHAK, K., BÖTTINGER, M. & LAUTENSCHLAGER, M. (2013): CMIP5 - Klimasimulationen und Datenbasis für den nächsten Weltklimabericht. Jahrbuch 2012/2013, Max-Planck-Gesellschaft, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg
- LEMMENS, M. (2011): Geo-information Technologies, Applications and the Environment. Geotechnologies and the Environment, vol. 5, Springer Science + Business Media B.V., S. 349, doi: 10.1007/978-94-007-1667-4
- LESER, H., HAAS, H.-L., MOSIMANN, T. & PAESLER, R. (1995): DIERCKE-Wörterbuch der Allgemeinen Geographie. Band 1: A-M, Auflage 8, Deutscher Taschenbuch Verlag & Westermann Schulbuchverlag, Braunschweig, München
- LLIBOUTRY, L. (1955): Origine et évolution des glaciers rocheux . Compte rendu, Séances de l'Académie des sciences 240, Paris, p.1913-1915
- LUETSCHG, M.; LEHNING, M. & HAEBERLI, W. (2008): A sensitivity study of factors influencing warm / thin permafrost in the Swiss Alps. Journal of Glaciology vol. 54, issue 187, p.696-704
- LUTZ, P.; JENISCH, R.; KLOPFER, H.; FREYMUTH, H.; KRAPF, L. & PETZOLD, K. (1994): Lehrbuch der Bauphysik – Schall, Wärme, Feuchte, Licht. 3. Auflage, Teubner, Stuttgart
- MAC KENZIE, W.S. & ADAMS, A.E. (1995): Minerale und Gesteine in Dünnschliffen. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, S.191
- MARKL, G. (2015): Minerale und Gesteine. Mineralogie - Petrologie - Geochemie. 3. Auflage, Springer-Verlag Berlin - Heidelberg, S. 608, doi 10.1007/978-3-662-44628-7
- MATSUOKA, N. (1991): A Model of the Rate of Frost Shattering: Application to Field Data from Japan, Svalbard and Antarctica. Permafrost and Periglacial Processes, vol 2, pp. 271-281, doi:10.1002/ppp.3430020403
- MATSUOKA, N. (2000): Direct observation of frost wedging in alpine bedrock. Earth Surface Processes and Landforms 26 (2001), p. 601-614, doi: 10.1002/esp.208
- MATSUOKA, N. & MURTON, J. (2008): Frost Weathering: Recent Advances and Future Directions. Permafrost and Periglacial Processes, vol. 19, issue 2, pp. 195-210, doi: 10.1002/ppp.620
- MCGREEVY, J.P. (1981): Some perspectives on the frost shattering. Progress in Physical Geography, vol. 5, issue 1, Belfast, pp. 56-75
- MELLOR, M. (1970): Phase composition of pore water in cold rocks. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL), Research Report: 292, pp. 59
- MELLOR, M. (1973): Mechanical properties of rocks at low temperatures: In: Organizing Committee of Canada & United States Planning Committee (responsible): North American Permafrost Contribution, Second International Conference, Printing and Publishing Office National Academy of Sciences, Washington, DC, pp. 334-344

- METEOSCHWEIZ - BUNDESAMT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMATOLOGIE: Normwerte pro Messgrösse.
url: <http://www.meteoschweiz.admin.ch/home/klima/vergangenheit/klimanormwerte/normwerte-pro-messgroesse.html>, 12.01.2012
- MIHAJLOVIC, D.; KÖLBING, D.; KUNZ, I.; SCHWAB, S.; KIENHOLZ, H.; BUDMIGER, K.; IMHOF, M. & KRUMMENACHER, B. (2003): Developing new methods for monitoring periglacial phenomena. In: Phillips, M.; Springman, S.M. & Arenson, L.U. (eds): Permafrost, Swets & Zeitlinger, Lisse, pp. 765-770
- MULLER, S.W. (1943): Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. U.S. Engineers Office, Strategic Engineering Study, Special Report 62, Michigan, pp. 231
- NOETZLI, J. & GRUBER, S. (2005): Alpiner Permafrost – ein Überblick. In: Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt, 70.Jahrgang, München, S. 111 – 121
- NOETZLI, J.; GRUBER, S.; KOHL, T.; SALZMANN, N. & HAEBERLI, W. (2007): Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. In: Journal of Geophysical Research, vol. 112, issue F2, doi: 10.1029/2006JF000545
- OKRUSCH, M. & MATTHES, S. (2009): Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie. Petrologie und Lagerstättenkunde. Aufl. 8, Springer Verlag, Heidelberg
- OLLIER, C. D. (1984): Weathering, 2nd edition, Longman, London
- OSTERKAMP, T.E. (1983): Response of Alaskan permafrost to climate. 4th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, pp.145-152
- OTTO, J. (2001): Das geomorphologische System des Turtmantals (Wallis, Schweiz): Formen, Substrate und Prozesse. Masterarbeit, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn
- OTTO, J. (2006): Paraglacial sediment storage quantification in the Turtmann Valley, Swiss Alps. PhD thesis, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn
- PAMPLONA, M.; KOCHER, M.; SNETHLAGE, R. & BARROS, L.A. (2007): Drilling resistance: overview and outlook. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Vol. 158/3, Schweizerbart science publishers, Stuttgart, p. 665–676
- PAUL, F.; BAUDER, A. ; MARTY, C. & NOETZLI, J. (2014): Schnee, Gletscher und Permafrost 2013. Kryosphärenbericht der Schweizer Alpen. Die Alpen (7), S.42-49
- PEACH, C. J. (1991): Influence of deformation on the fluid transport properties of salt rocks. Ph.D. Thesis, Geologica Ultraiectina, vol. 77, Universiteit Utrecht, pp. 1-238
- PESCHEL, A. (1983): Natursteine: mit 145 Tabellen, 2. überarbeitete Auflage, Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig
- PERROUD, M. & BADER, S. (2013): Klimaänderung in der Schweiz. Indikatoren zu Ursachen, Auswirkungen, Maßnahmen. Umwelt-Zustand Nr. 1308., Bundesamt für Umwelt, Bern und Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, Zürich, S.86
- PIFFNER, O. A. (2010): Geologie der Alpen, 2. Aufl., UTB Verl., Bern
- PLANAT - NATIONALE PLATTFORM NATURGEFAHREN (2012): Lesehilfe Gefahrenkarten für gravitative Naturgefahren, Schweizerische Eidgenossenschaft, Bern, S. 4
- PLEUGER, J.; ROLLER, S.; WALTER, J.M.; JANSEN, E. & FROITZHEIM, N. (2007): Structural evolution of the contact between two Penninic nappes (Zermatt-Saas zone and Combin zone, Western Alps) and implications for the exhumation

- mechanism and palaeogeography. In: DULLO, W.C. (edit. in chief): International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundschau), Vol. 96, Springer-Verlag, pp. p. 229-252, doi: 10.1007/s00531-006-0106-6
- PLUMMER, C. C.; MC GEARY, D. & CARLSON, D. H. (2004): Physical geology. 10th edition, published by McGraw-Hill-Education, Boston
- POWERS, T. C. (1955): Basic considerations pertaining to freezing and thawing tests. In: Proceedings of the American Society of Testing Materials (ASTEA), vol. 55, Philadelphia, pp. 1132- 1155
- RAETZO-BRUELHART, H. (1997): Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimaänderung. Arbeitsbericht NFP 31., vdf Hochschulverlag AG, Zürich
- RASEMANN, S. (2003): Geomorphometrische Struktur eines mesoskaligen alpinen Geosystems. Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn
- REUTHER, C.-D. (2012): Grundlagen der Tektonik. Kräften und Spannungen der Erde auf der Spur, Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg
- REZAKHANI, P. (2012): A review of fuzzy risk assessment models for construction projects. Slovak Journal of civil engineering, vol. 10, no.3, pp.35 - 40, doi:org/10.2478/v10189-012-0016-5
- RIAHI, K.; RAO, S.; KREY, V.; CHO, C.; CHIRKOV, V.; FISCHER G.; KINDERMANN, G.; NAKICENOVIC, N. & RAFAJ, P.(2011): RCP 8.5 - A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions, In: VAN VUUREN, D. P.; EDMONDS, J. A.; KAINUMA, M.; RIAHI K. & WEYANT, J. (eds.): Climatic Change, Special Issue: The Representative Concentration Pathways in Climatic Change, Volume 109, Issue 1-2, pp. 33–57, doi 10.1007/s10584-011-0149-y
- RICKLI, C. (Red.) (2001): Vegetationswirkung und Rutschungen - Untersuchung zum Einfluss der Vegetation auf oberflächennahe Rutschprozesse anhand der Unwetterereignisse in Sachseln OW am 15. August 1997, Birmensdorf - Bern, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, S.97
- ROER, I. (2005): Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem. PhD thesis, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn
- ROJAS, R. (1996): Neuronal Networks. A Systematic Introduction, Springer –Verlag, Berlin
- ROULLIERS, J.-D.; JABOYEDOFF, M.; PHILIPPOSIAN, F.& MARRO, C. (1997): Pentes instables dans le Pennique valaisan face au changement climatique: methodologie MATTEROCK, auscultation des falaises. Rapport finale NFP 31. (1998), vdf Hochschulverlag AG, Zürich
- RUFF, M. & CZURDA, K. (2008): Landslide susceptibility analysis at a region scale - a qualitative approach at the eastern Alps. Gefährdungsanalyse für Massenbewegungen in einem regionalen Maßstab - ein qualitativer Ansatz in den Ostalpen (Georisikokarte Voralberg). Interpraevent 2008 - Conference Proceedings, Vol. 2, pp.231-242
- SCHIRRMEISTER, L.; SIEGERT, C. & STRAUß, J. (2011): Permafrost ein sensibles Klimaphänomen – Begriffe, Klassifikationen und Zusammenhänge. In: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (Hrsg.) (erschienen 2012): Polarforschung 81, 1, Deutschen Gesellschaft für Polarforschung e.V., Potsdam, S. 3–10
- SCHLÖGEL, R.; MALET, J.-P.; REICHENBACH,P.; REMAÎTRE, A. & DOUBRE, C. (2015): Analysis of a landslide multi-date inventory in a complex mountain

- landscape: the Ubaye valley case study, In: Natural hazards and earth system sciences, vol. 15, pp. 2369–2389, doi:10.5194/nhess-15-2369-2015
- SCHÖN, J.H. (1983): Petrophysik. Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart
- SCHÖN, J.H. (1996): Physical properties of rocks. Fundamentals and principles of petrophysics. In: HELBIG, K. & TREITEL, S. (Eds.): Handbook of Geophysical exploration, seismic exploration, vol. 18, Pergamon publishing company, Netherlands
- SCHMELZER, R. M. (2000): Massenbewegungen im Hochgebirge: Talzusub und Bergsturz im Annapurna-Himal, Manang Distrikt, West Nepal. Dissertation, Verlag - Brno: Akademie nakladatelství CERM, Czech Republic, S.245
- SCHROTT, L. (1999): Typische und atypische Permafrostvorkommen – Klimatische Bedingungen, geomorphologische Indikatoren und Prospektionsmethoden. In: MÖSELER, B. & MOLENDÁ, R. (Hrsg.): Lebensraum Blockhalde, Decheniana, Heft 37, S.13-26
- SCHUH, H. (1987): Physikalische Eigenschaften von Sandsteinen und ihren verwitterten Oberflächen. Münchner Geologische Abhandlung, Reihe B, Nr. 6, München, S. 66
- SCHULZE, O. (a) (2011): Schematischer Aufbau der PoroPerm-Anlage „Z4“. – zur Verfügung gestellt von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover (unveröffentlicht)
- SCHULZE, O. (b) (2011): Aufbau der Versuchsanlage „Z4“. – unveröffentlicht, zur Verfügung gestellt von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover (unveröffentlicht)
- SCHWEIGL, J. & HERVÁS, J. (2009): Landslide Mapping in Austria. EUR 23785 EN - 2009, Office for Official Publications of the European Communities, Italy
- SCHWEIZERISCHER BUNDESRAT, KDK, BPUK, SSV, SGV (Hrsg.) (2012): Raumkonzept Schweiz. Überarbeitete Fassung, Bern, S.103
- SCHWEIZERISCHER BUNDESRAT (Hrsg.) (2015): Umwelt Schweiz 2015, Bern und Neuchâtel, S. 140
- SERRA, O. (1984): Fundamentals of well-log interpretation. 1. The acquisition of logging data. Developments in Petroleum Sciences 15A, Elsevier, Amsterdam, p.423-
- SHEREMETI-KABASHI, F. (2002): Untersuchungen der Gefügeanisotropie von Carrara-Marmor und deren Einfluss auf die Verwitterung. Dissertation, Fakultät für Geowissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität, München
- SHARMA, P.V. (1976): Geophysical methods in Geology. Series: Methods in Geochemistry and Geophysics 12, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York, S.428
- SIEBER, D. (2012): Erdgasförderung /Fracking in Deutschland. DGMK-Bezirksgruppe Ruhr, Marl (Präsentation). Exxon Mobil Production Deutschland GmbH, Hannover, url: <http://docplayer.org/18625897-Erdgasfoerderung-fracking-in-deutschland-dgmk-bezirksgruppe-ruhr-marl-16-11-2012.html> (14.05.2013)
- SMITH, S.L. & BURGESS, M.M. (1998): Mapping the response of permafrost in Canada to climatewarming. Geological Survey of Canada, Current Research, p.163-171
- STALDER, H.A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet (Mittleres Aarmassiv). Dissertation, Philosophisch-naturwissenschaftliche Universität Bern, Dissertationsdruckerei Leemann AG, Zürich
- STEHN, G. (1981): Baustoffe und Baustoffprüfung. Springer Verlag, Wien

- STEINACHER, R.; MEDICUS, G.; FELLIN, W. & ZANGERL, C. (2009): The influence of deforestation on slope (in-)stability. In: Wagreich M. (chief in edit): Austrian Journal of Earth Sciences, Vol. 102/2, Vienna, p. 90-99
- STOCKER, T.F.; QIN, D. ; PLATTNER, G.-K. ; TIGNOR, M. ; ALLEN, S.K. ; BOSCHUNG, J. ; NAUELS, A. ; XIA, Y. ; BEX, V. & MIDGLEY, P.M. (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPPC), Cambridge University Press, Cambridge
- STOCKHAUSEN, N. (1981): Die Dilatation hochporöser Festkörper bei Wasseraufnahme und Eisbildung. Dissertation, Institut für das Bauingenieurwesen II, Technische Universität, München
- STROHMEYER, D. (2003): Gefügeabhängigkeit technischer Gesteinseigenschaften. Dissertation, Georg-August-Universität zu Göttingen
- STYCZYNSKI, Z.A.; RUDIOON, K., NAUMANN, A. (2017): Einführung in Expertensysteme. Grundlagen, Anwendungen und Beispiele aus der elektrischen Energieversorgung. Springer Verlag GmbH (Vieweg), S. 250, doi: 10.1007/978-3-662-53172-3
- THALPARPAN, P. (2000): Lawinenverbauung im Permafrost. Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung (SLF, WSL), Davos, p.96
- TARINI, M.; CIGNONI, P. & MONTANI, C. (2006): Ambient Occlusion and Edge Cueing to Enhance Real Time Molecular Visualization. IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics, Vol. 12, No. 5, pp. 1237-1244, doi: 10.1109/TVCG.2006.115
- TESCH, V. (2006): Gefügeoptimierte Instandsetzungsmörtel auf Calciumsulfat - Basis für die Anwendung im Außenbereich. Schriftreihe Baustoffe und Massivbau. Heft 6, university press GmbH, Kassel, S.172
- THARP, T. M. (1987): Conditions for crack propagation by frost wedging. Geological Society of America Bulletin 99, issue 1, pp. 94-102
- THEIN, S. (1998): GIS-gestützte Ausweisung rutschungsgefährdeter Gebiete. Das Katzenlochbachtal und das Melbtal im Südwesten Bonns. In: Zeitschrift für Angewandte Geographie, Vol. 22, Ausg. 1, Springer Verlag, Heidelberg, S. 13-21, doi: 10.1007/s005489870004
- THOMSON, J. (1862): On crystallization and liquefaction, as influenced by stresses tending to change of form in the crystals. Proceedings of the Royal Society of London, vol. 11, pp. 473-81, doi:org/10.1098/rspl.1860.0101
- TONNELIER, J. (2008): Online-Überwachung der Granulateigenschaften Wassergehalt und Partikelgröße in der Wirbelschicht mit der NIR-VIS-Spektroskopie und Untersuchungen zur Porosität von Granulaten mit der Quecksilberporosimetrie. Dissertation, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, S.152
- TRICART, J. (1956): Étude expérimentale du problème de la gelivation. Biuletyn Peryglacjalny 4., Lodz, pp. 285-318
- ULRICH S. (2012): Gesteinskunde: Ein Leitfaden für Einsteiger und Anwender. 2. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, S. 166
- VARNES, D.J. (1978): Slope movement types and processes. In: SCHUSTER, R.L. & KRIZEK, R.J. (eds.): Landslides, Analysis and Control, Special Report 176: Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., pp. 11-33.
- VARNES, D.J. and the International Association of Engineering Geology Commission on Landslides and Other Mass Movements on Slopes (1984): Landslides

- hazard zonation: a review of principles and practice. United Nations Educational Scientific and Cultural Organization (UNESCO), Paris, pp. 1-63
- VON DER MÜHLL, D.; DELALOYE, R. ; HAEBERLI, W. ; HÖLZLE, M. & KRUMMENACHER, B. (2001): Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS 1. Jahresbericht 1999/2000. Schweizer Akademie der Naturwissenschaften (SANW), Basel
- VON DER MÜHLL, D.; NOETZLI, J. ; ROER, I. ; MAKOWSKI, K. & DELALOYE, R. (2007): Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004. Glaciological Report (Permafrost), No. 4/5 of the Cryospheric Commission (CC) of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT) and the Department of Geography, University of Zurich, pp.106.
- WACHAL, D.J. & HUDAK, P.F. (2000): Mapping landslide susceptibility in Travis County, Texas, USA. *Geo Journal* 51, no. 3, Springer, pp. 245-253
- WALDER, J. & HALLET, B. (1985): A theoretical model of the fracture of rock during freezing. In: *Geological Society of America Bulletin* vol. 96, no. 3, pp.336-346, doi:org/10.1130/0016-7606(1985)96<336:ATMOTF>2.0.CO;2
- WALDER, J. & HALLET, B. (1986): The physical basis of frost weathering: Towards a more fundamental and unified perspective. In: Institute of Arctic and Alpine Research (INSTAAR) (eds.): *Arctic and Alpine Research* 18, University of Colorado, Boulder, pp. 27-32
- WANNER, H.; GYALISTRAS, D. ; LUTERBACHER, J. ; RICKLI, R. ; SALVISBERG, E. & SCHMUTZ, C. (2000): *Klimawandel im Schweizer Alpenraum*. vdf Hochschulverlage AG der ETH Zürich, Zürich
- Web-GIS BLW des BAFU (Bundesamt für Umwelt) (1): Permafrosthinweiskarte der Schweiz, url: https://map.geo.admin.ch/?topic=blw&lang=de&bgLayer=ch.swisstopo.pixelkarte-farbe&layers=ch.bafu.permafrost&layers_opacity=0.75 (12.01.2013)
- Web-GIS BLW des BAFU (Bundesamt für Umwelt) (2): Übersichtskarte der Schweiz. url:<https://map.geo.admin.ch/?lang=de&topic=bafu&X=190000.00&Y=66000.00&zoom=1&bgLayer=ch.swisstopo.pixelkarte-farbe> (15.02.2013)
- Web-GIS BLW des BAFU (Bundesamt für Umwelt) (3): Regionaler Auszug von ausgewählten historischen Erdbeben, url: https://map.geo.admin.ch/?lang=de&topic=bafu&X=194959.38&Y=674169.91&zoom=0&bgLayer=ch.swisstopo.pixelkartefarbe&catalogNodes=826,832,843,849,851,1505,833,838,825&layers=ch.bafu.showme-kantone_sturzprozesse,ch.bafu.showme-kantone_rutschungen,ch.bafu.showme-gemeinden_sturzprozesse,ch.bafu.gefahren-gefaehrdungszonen,ch.bafu.gefahren-historische_erdbeben&layers_opacity=0.75,0.75,0.75,0.75,1&layers_visibility=false,false,false,false,true(04.05. 2013)
- WEGMANN, M. (1998): Frostdynamik in hochalpinen Felswänden am Beispiel der Region Jungfrauoch – Aletsch. In: MINOR, H.-E. (Hrsg.): *Mitteilungen* 161, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich
- WEISS, G. (1992): Die Eis- und Salzkristallisation im Porenraum von Sandsteinen und ihre Auswirkungen auf das Gefüge unter besonderer Berücksichtigung gesteinspezifischer Parameter. *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe B: Allgemeine und Angewandte Geologie*, Band 9, München
- WEISSERT, H. & STÖSSEL, I. (2009): *Der Ozean im Gebirge: eine geologische Zeitreise durch die Schweiz*, vdf, Hochschul-Verlag an der ETH, Zürich

- WENK, T.; DAZIO, A.; KÖLZ, E. & LESTUZZI, P. (2004): Erdbebenbemessung mit den neuen SIA-Tragwerksnormen, SGEB - Fortbildungskurs vom 7.10.2004, Zürich, S. 50
- WHALLEY, W. B. (1974): Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris-transport system. University of Reading, Dept. of Geography, Geographical Papers, no. 24, p.60
- WHITE, S. E. (1976): Is frost action really only hydration shattering? In: Institute of Arctic and Alpine Research (INSTAAR) (eds): Arctic and Alpine Research, vol. 8, no. 1, University of Colorado, Boulder, pp. 1-6
- WORLDCLIM Version 1.4: Free climate data for ecological modeling and GIS. Urheber: HIJMANS, R.J.; CAMERON, S.E., & PARRA, J.L., url: <http://www.worldclim.org/version1> (20.10.2016)
- XU, L. & LIU, G.(2009): The study of a method of regional environmental risk assessment. In: Journal of Environmental Management 90, Elsevier Ltd., pp. 3290–3296, doi:10.1016/j.jenvman.2009.05.011
- ZADEH, L. A. (1996): Fuzzy Logic = Computing with Words. In: IEEE Transactions on fuzzy systems, vol. 4, no. 2, pp. 103-111, doi: 10.1109/91.493904
- ZEPP, H. (2002): Grundriss Allgemeine Geographie: Geomorphologie. Schöningh-Verlag, Paderborn
- ZEVENBERGEN, L.W. & THORNE, C.R. (1987): Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes and Landforms, vol 12, pp. 47-56, doi: 10.1002/esp.3290120107
- ZIMMERMANN, M.; MANI, P.; GAMMA, P.; GSTEIGER, P.; HEINIGER, O. & HUNZIKER, G. (1997): Murganggefahr und Klimaänderung – ein GIS-basierte Ansatz., vdf Hochschulverlag ETH, Zürich, S. 161
- ZINGG, M. A. (1989): Die Siviez-Mischabel Decke. Entstehung und Entwicklung eines Altkristallins und seiner Vererzungen (Wallis, Schweiz), Dissertation Nr. 8997, Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich, doi:org/10.3929/ethz-a-000588022

Anhang

Anhang 1: Temperatur- und Niederschlagsveränderungen in der Schweiz

Ein umfangreiches Bodenmessstationssystem in der Schweiz erlaubt einen langjährigen Vergleich von Temperatur- und Niederschlagsdaten. Das Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz veröffentlicht die Vergleichsdaten für die beiden Normperioden 1961 bis 1990 und 1981 bis 2010 sowie jährliche und monatliche Klimadaten der Bodenmessstationen in den einzelnen Messperioden. Aufgeführt werden die Abweichungen in Form von Normwert - Karten hinsichtlich Temperatur- (s. Abbildung 54) und Niederschlagssummen (s. Abbildung 55). Die Kartendarstellungen beruhen auf Rasterdatensätzen; Gitterpunkte 2 km.

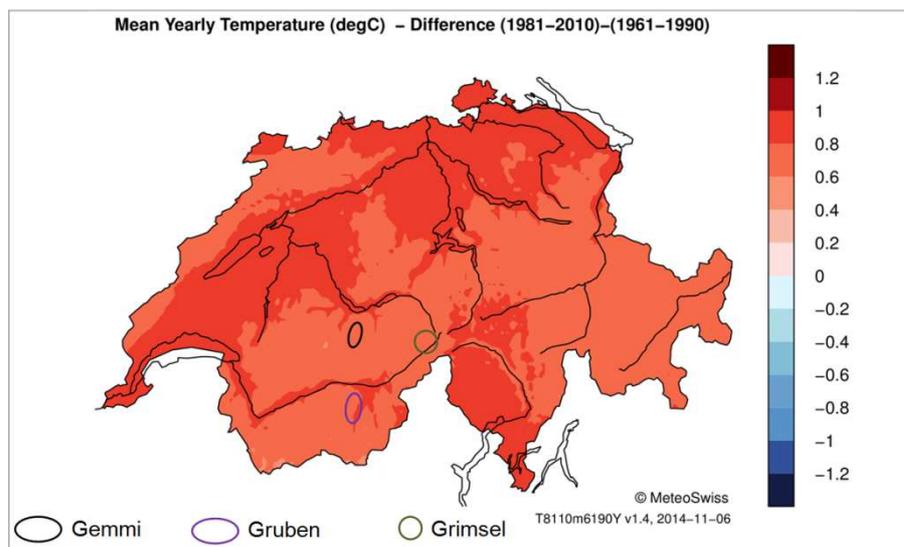


Abbildung 54: Temperaturabweichungen in °C im ganzjährigen Mittel nach vergleichenden Analyse zwischen den Normperioden. (METEOSCHWEIZ, letzte Änderung: 2014)

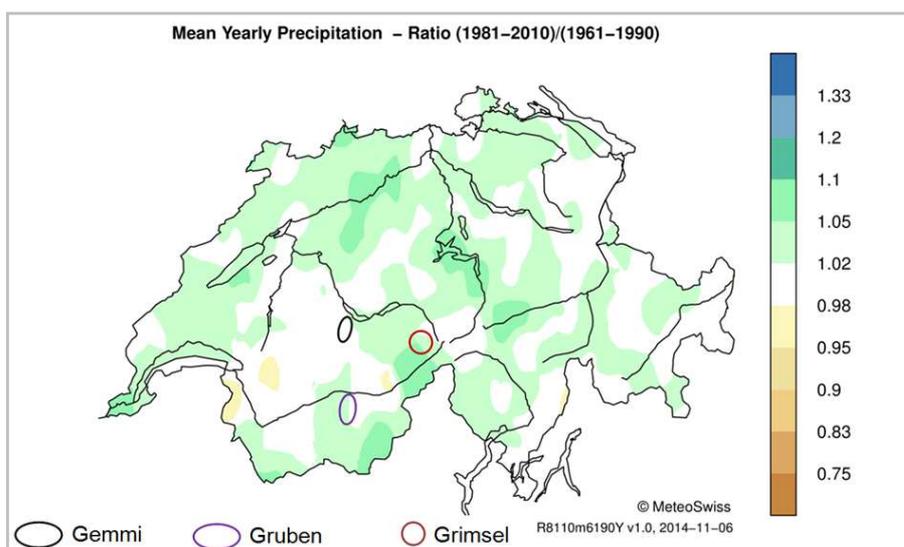


Abbildung 55: Abweichungen der Niederschlagssummen im ganzjährigen Mittel nach der vergleichenden Analyse zwischen den Normperioden. (METEOSCHWEIZ, letzte Änderung: 2014)

Anhang 2 : Permafrostverbreitung: Schlüssel nach HAEBERLI (1975)

Die Kartierung von Permafrost ist am erfolgreichsten, wenn in situ Messungen vorgenommen werden können, beispielsweise der Schneebasisemperaturen (BTS - Messungen) sowie refraktionsseismische Profile in gefrorenen und ungefrorenen Gesteinen. Die Kombination beider Messverfahren erlaubt eine genaue Aussage über die Permafrostverbreitung innerhalb eines Gebietes. Werden die Messungen über einen längeren Zeitraum durchgeführt, kann ebenso die sommerliche Auftautiefe erfasst werden. Zahlreiche Felduntersuchungen sind jedoch notwendig (vgl. HAEBERLI, 1975). Diese aufwändige Datenerstellung und Auswertung kann durch verschiedene Indikatoren in der Landschaft, die auf Permafrostvorkommen hindeuten, erleichtert werden. Eine „Faustregel“ hat HAEBERLI bereits 1975 vorgestellt. Hierbei sind ausgewählte geomorphologische Faktoren (u. a. Hangneigung, Höhenlage, Geomorphometrie, Exposition), wie auch klimatische Faktoren (z. B. Globalstrahlung, mittlere jährliche Oberflächentemperatur (MAAT < -1 °C bis -2 °C)) und ihre Einflüsse (z.B. Vorhandensein perennierender Schneeflächen) relevant. Die Abbildung 56 zeigt, dass die Geomorphometrie (z.B. Hangfußlage) sowie die Exposition einen entscheidenden Einfluss auf die Verbreitung von Permafrost ab einer bestimmten Höhenstufe hat.

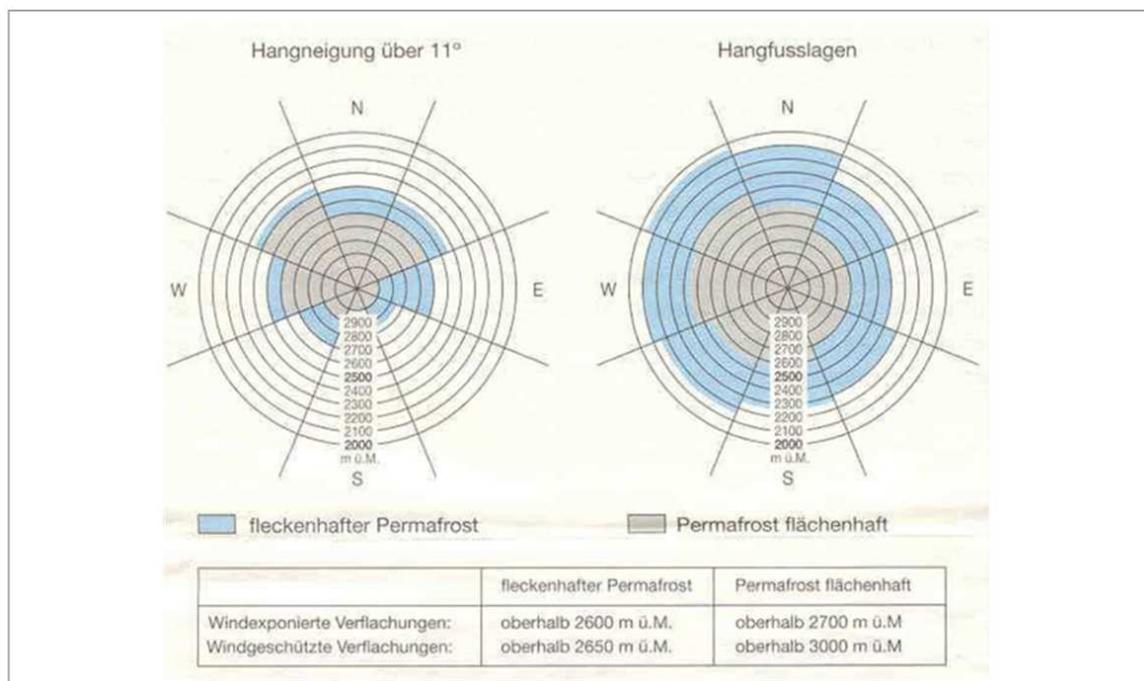


Abbildung 56: Schlüssel zur Permafrostverbreitung. (übernommen aus: HAEBERLI, 1975:221)

Anhang 3: Überblick über die Naturkatastrophen in der Schweiz

Die Auflistung (s. Tabelle 24) zeigt die schwersten Naturkatastrophen, welche in der Schweiz bis 2005 registriert worden. Neben den Jahresdaten sind die Schäden in Millionen Franken sowie Opferzahlen der Naturkatastrophen gelistet. Die Tabelle gibt einen sich abzeichnenden Trend wieder. Auffällig ist, dass die Häufigkeit des Auftretens von schweren schadenbringenden Naturphänomenen seit 1999 steigt, die Abstände zwischen den Ereignissen schrumpfen auf mitunter < 2 Jahren zwischen 1999 und 2005. Gleichzeitig treten mehrere dieser Ereignisse innerhalb eines Jahres auf, wie das Beispiel 1999 zeigt. Diese klimainduzierten Katastrophen sind tragfähig und können selbst nach einigen Jahren noch sekundäre Auswirkungen auf den Naturraum haben, bspw. in einem Hitzesommer das Auftauen eines Permafrostkörpers, welcher Lockersedimente dem Abtransport durch Niederschläge etc. Preis gibt. Folgeerscheinungen des Schmelzens oder der Erwärmung des Permafrostes können das Entstehen von gravitativen Massenbewegungen, aber auch von geotechnischen Problemen der Infrastruktur (z. B. Seilbahnpfeiler, Straßen, Gebäude etc.) sein (vgl. GRUBER ET AL., 2004; HARRIS ET AL., 2009).

Tabelle 24: Übersicht über die schwersten Naturkatastrophen zwischen 1356 bis 2005. (übernommen aus: BAFU / BFS (Hrsg.): Umwelt Schweiz, 2007:101)

Die schwersten Naturkatastrophen zwischen 1356 und 2005 und ihre Folgen, gemessen an der Opferzahl und des verursachten Schadens in Franken (CHF)		Tote	Millionen Franken
1356	Erdbeben von Basel	1500	–
1806	Bergsturz von Goldau (SZ)	500	–
1868	Überschwemmungen im Alpenraum	50	–
1881	Bergsturz bei Elm (GL)	115	–
1910	Überschwemmungen Zentral- und Ostschweiz	11	–
1947	Dürresommer	–	–
1951	Lawinenwinter	97	120
1987	Überschwemmungen im Alpenraum	4	1200
1999	Überschwemmungen im Mittelland	2	580
	Lawinenwinter	17	750
	Orkan Lothar	14	2000
2000	Überschwemmungen im Wallis und im Tessin	16	670
2002	Unwetter	4	350
2003	Dürre- und Hitzesommer	975	100
2005	Überschwemmungen im Alpenraum	6	2500

Quelle: PLANAT 2005

Die folgende Abbildung 57 stellt die durch Naturgefahren ausgelösten Schadenssummen pro Jahr dar. Die Grundlage der Daten geht auf Informationen und Angaben von Medien, bei folgeschweren Ereignissen von Versicherungen, Krisenstäben und (halb-) amtlichen Stellen von Gemeinden, Kantonen und dem Bund zurück. Fehlten konkrete Angaben, wurden diese basierend auf Erfahrungswerten geschätzt. Folglich sind dem Diagramm lediglich Auswirkungen von Naturphänomenen zu entnehmen, welche unmittelbare Schäden an Menschen und Gütern zur Folge hatten und dementsprechend wahrgenommen wurden. Kennzeichnend sind die Jahre zwischen 1999 und 2007, in diesem Zeitraum sind besonders hohe Schadenssummen ausgezahlt worden. Im Vergleich zu den Perioden zwischen 1972 bis 1999 und 2008 bis 2012 ist ein merklicher Anstieg von Auswirkungen bedingt durch Sturz- und Rutschungsprozesse festzustellen, gleichzeitig wurden in diesem Zeitraum ungewöhnlich hohe mittlere Temperatur gemessen (vgl. MeteoSchweiz, 2006 / 2007, IPCC, 2007).

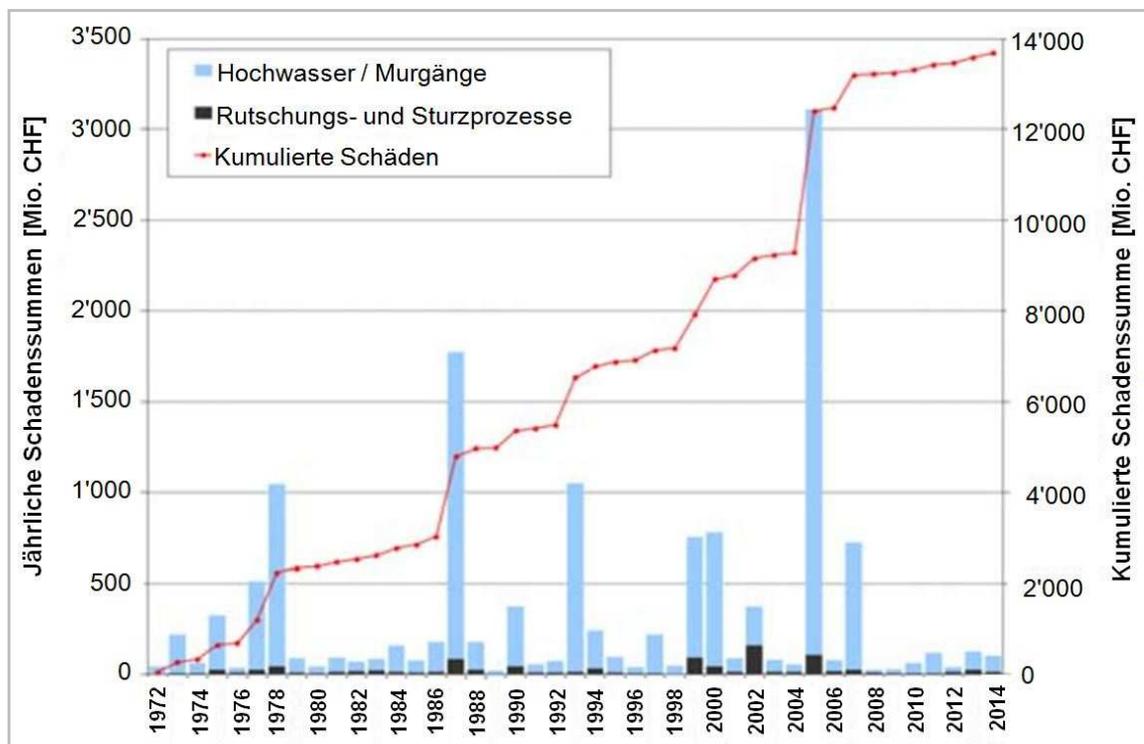


Abbildung 57: Schadenübersicht in Franken (CHF) klassifiziert nach Art der Naturgefahren zwischen 1972 und 2014. (übernommen aus: ANDRES ET AL., 2014:2)

Anhang 4: Kartentypen des Gefahrenmanagement der Schweiz

Die vier in der Abbildung 58 dargestellten Karten dienen als Grundlage für das Naturgefahrenmanagement der Schweiz. Das Vorgehen orientiert sich an konkreten Naturgefahren (z. B. gravitative Massenbewegungen, klimainduzierte Phänomene: Niederschläge). Vor dem Hintergrund einer Bedrohung von Menschen und Gütern wird gesondert für jede in Frage kommende Naturgefahr zunächst eine Hinweiskarte (s. Abbildung 58 a): Hintergrund) erstellt und das Risiko des Schadenpotenzials bei einem Auftreten bewertet. In Abhängigkeit der Ergebnisse werden weitere Karten (s. Abbildung 58: Gefahrenkarte b), Intensitätskarte c) und Risikokarte d) erstellt sowie Schutzmaßnahmen getroffen.

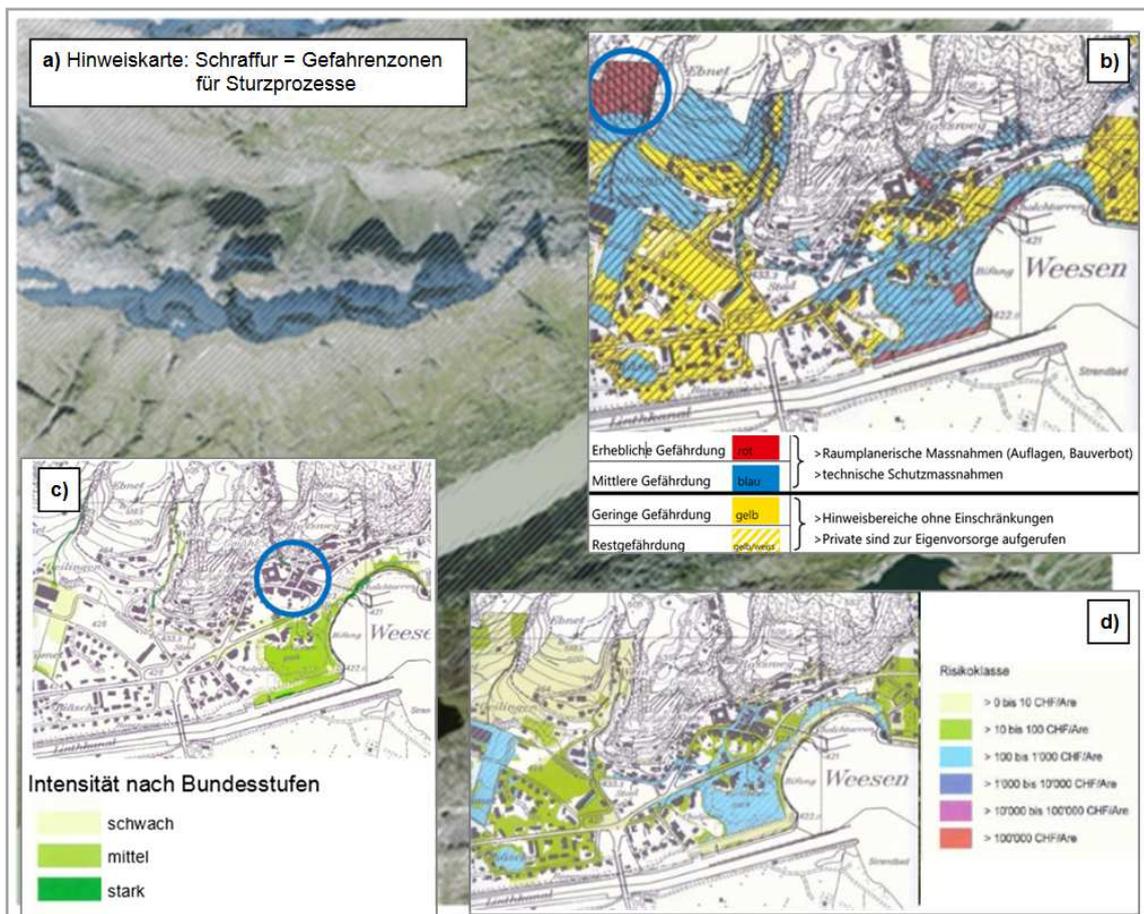


Abbildung 58: Überblick über die vier Karten, welche dem Naturgefahrenmanagement der Schweiz als Grundlage dienen. (übernommen aus: PLANAT, 2012:1, 3)

Anhang 5: Hangwölbung und Hangkrümmung

Die folgende Abbildung 59 zeigt die schematische Klassifizierung von Hangformen (Wölbung und Krümmung) entsprechend ihrer vertikalen und horizontalen Ausprägung. Das Klassifizierungswerkzeug ist als "Curvature Classification" in SAGA bezeichnet.

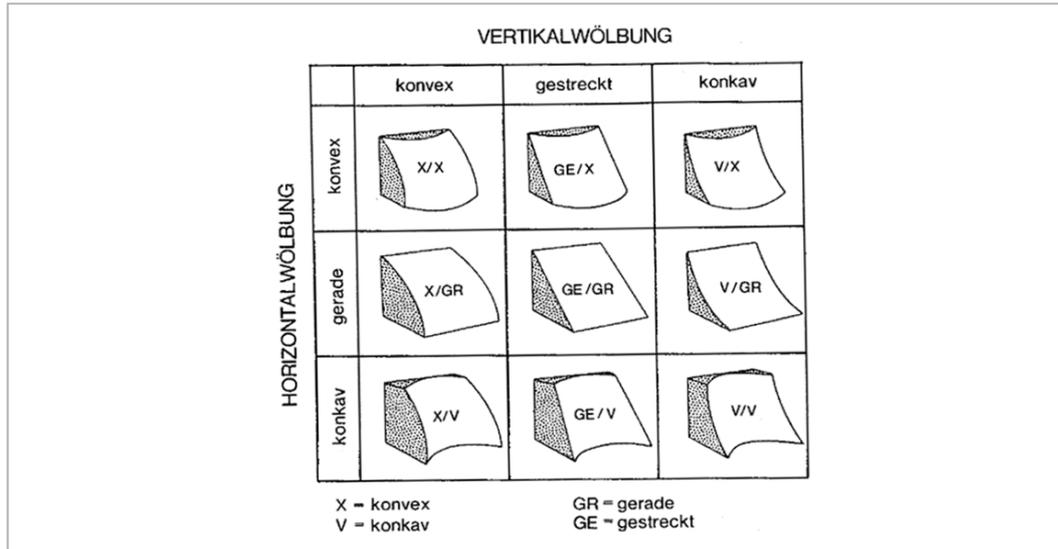


Abbildung 59: Vertikal und Horizontale Hangkrümmungsformen. (übernommen aus: DIKAU, 1988:25)

Anhang 6: Verwitterungseinheiten nach DIN EN ISO 14689-1

Für die Beschreibung der Verwitterungsgrade des Probengesteines (in situ), wurde die vom Deutschen Institut für Normung (DIN) verwendete Unterteilung von sechs Verwitterungseinheiten genutzt.

Einzelheiten können der Norm „Geotechnische Erkundung und Untersuchung, Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Fels - Teil 1: Benennung und Beschreibung (ISO 14689-1:2003); Deutsche Fassung EN ISO 14689-1:2003“ entnommen werden. Folgende Tabelle 25 zur Klassifizierung von Verwitterungsgraden von Festgestein ist der DIN entnommen.

Tabelle 25: Klassifizierung von Verwitterungsgraden von Festgestein. (übernommen aus: DIN DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG e.V., 2003 (DIN EN ISO 14689-1:2003))

Kürzel	Verwitterungsgrad	Erläuterung
v0	frisch	kein sichtbares Zeichen von Verwitterung des Gesteins; möglicherweise leicht Verfärbung an den Hauptoberflächen oder Trennflächen
v1	schwach verwittert	Verfärbung weist auf Verwitterung des Gesteins und der Oberflächen der Trennflächen hin.
v2	mäßig verwittert	Weniger als die Hälfte des Gesteins ist verwittert oder zersetzt. Frisches oder verfärbtes Gestein liegt entweder als ein zusammenhängendes Steinskelett oder als Steinkerne vor.
v3	stark verwittert	Mehr als die Hälfte des Gesteins ist zersetzt oder zerfallen. Frisches oder verfärbtes Gestein liegt entweder als ein zusammenhängendes Steinskelett oder als Steinkerne vor.
v4	vollständig verwittert	Das gesamte Gestein ist zu Boden zersetzt und / oder zerfallen. Die ursprüngliche Gebirgsstruktur ist größtenteils noch unversehrt.
v5	zersetzt	Das gesamte Gestein ist zu Boden umgewandelt. Die Gebirgsstruktur und die Gesteinstextur sind aufgelöst. Das Gesteinsvolumen ist stark verändert, aber der Boden hat sich nicht wesentlich bewegt.

Anhang 7: Vegetation als Erosionsschutz

Die Vegetation hat als Faktor im Ökosystem des Hochgebirges einen erosionspräventiven Charakter. Im Eingriffsraum führt der Verlust des den Standortfaktoren angepassten Bewuchses zur Erosionsverstärkung bzw. zur Auslösung von Erosion, betroffen sind häufig auch die unmittelbar angrenzenden Gebiete. Die Abbildung 60 zeigt die Bodenbedeckung zwischen der collinen und nivalen Höhenstufe der Alpen nach ELLENBERG (1982).

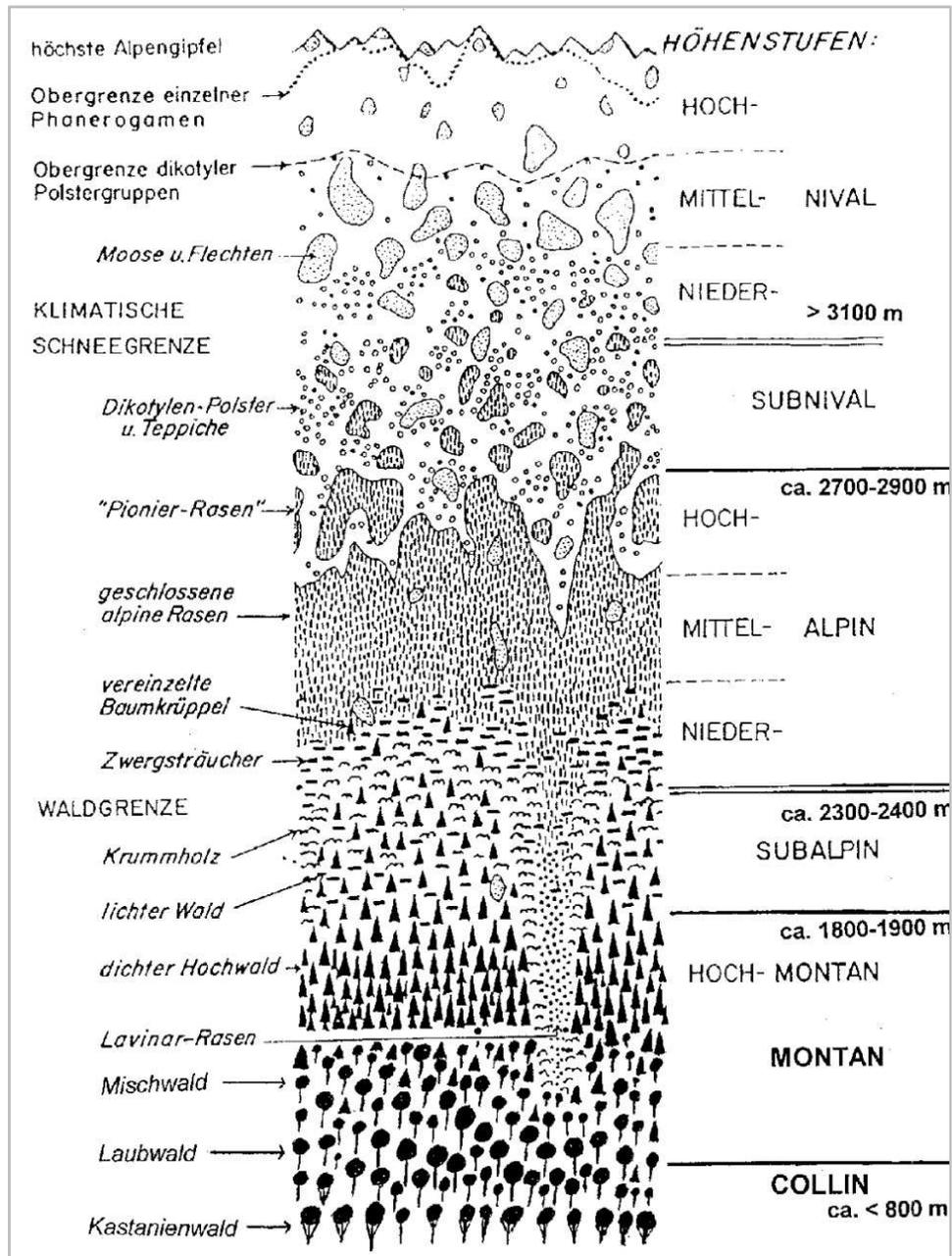


Abbildung 60: Bodenbedeckung in der alpinen bis nivalen Höhenstufe. (übernommen aus: ELLENBERG, 1982:517)

Anhang 8: Überblick über gravitative Massenbewegungen im Wallis

Die folgende Tabelle 26 dokumentiert durch gravitative Massenbewegungen oder Lawinen im Turtmann- und benachbarter Täler hervorgerufene Großereignisse.

Tabelle 26: Dokumentierte Großereignisse gravitativer Massenbewegungen im Turtmann- und benachbarten Tälern. (NATIONALE PLATTFORM NATURGEFAHREN)

Datum / Ort	Ereignisse gravitativer Massenbewegungen oder Lawinen
Hitzesommer 2003 Mai - Oktober 2003	Auswirkungen waren u. a. das Auftauen von Permafrostböden, was zu einer großen Anzahl von Felsstürzen führte.
	Bergsturz Randa VS Zwei Abbrüche mit einem Gesamtvolumen von 30 Mio. m ³ . Bahnlinie und Straßenverbindung nach Zermatt wurden unterbrochen.
Februar 1999 Lawinenwinter	Zwischen dem Unterwallis und Nordbünden gingen im Februar 1999 in den Alpen rund 1200 Schadenlawinen ab. Das schlimmste Lawinenunglück ereignete sich in Evolène im Val d'Hérens (VS) und forderte 12 Menschenleben.

Anhang 9: Seismische Aktivitäten im Schweizer Alpenraum

Die folgende Abbildung 61 zeigt die Erdbebengefahr in der Schweiz sowie vergrößert die drei Untersuchungsgebiete. Entsprechend den Bemessungswerten des Eurocodes acht umfasst die Erdbebengefahrenkarte vier Gefährdungskategorien. Diese Kategorien beschreiben maximale horizontale Bodenbeschleunigung mit einer definierten Wiederkehrperiode (vgl. WENK ET AL., 2004). Aufgrund der aktiven Seismizität im Alpenraum ist auch die Schweiz von regelmäßigen Erdbeben verschiedener Magnituden betroffen. Das gefährdetste Gebiet befindet sich im Wallis entlang des Rhône - Grabens, welcher eine tektonische Störungslinie darstellt.

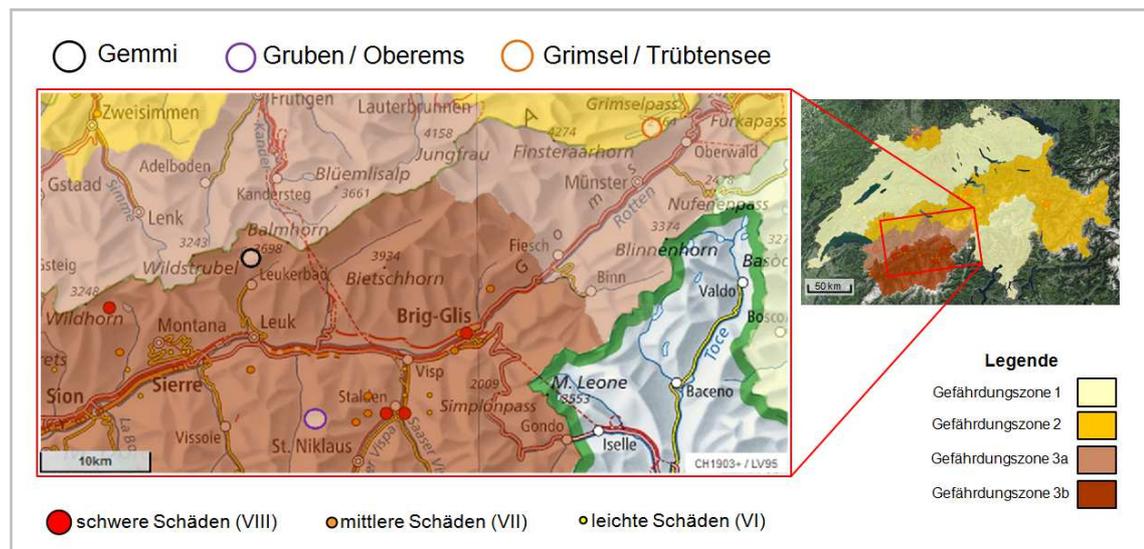


Abbildung 61: Verteilung der vier Erdbebengefährdungszonen in der Schweiz (Karte rechts, Datenstand 2003) und „regionaler Auszug aus dem ECOS 09 - Katalog“: ausgewählte historische Erdbeben mit einer Mindestintensität von VI. (übernommen von: Web - GIS BLW des BAFU (3))

Anhang 10: Klimaregionen der Schweiz

Die Abbildung 62 zeigt die Klimaregionen der Schweiz. Die Untersuchungsgebiete wurden farblich hervorgehoben: schwarz = Gemmi, violett = Gruben und grün = Grimsel.

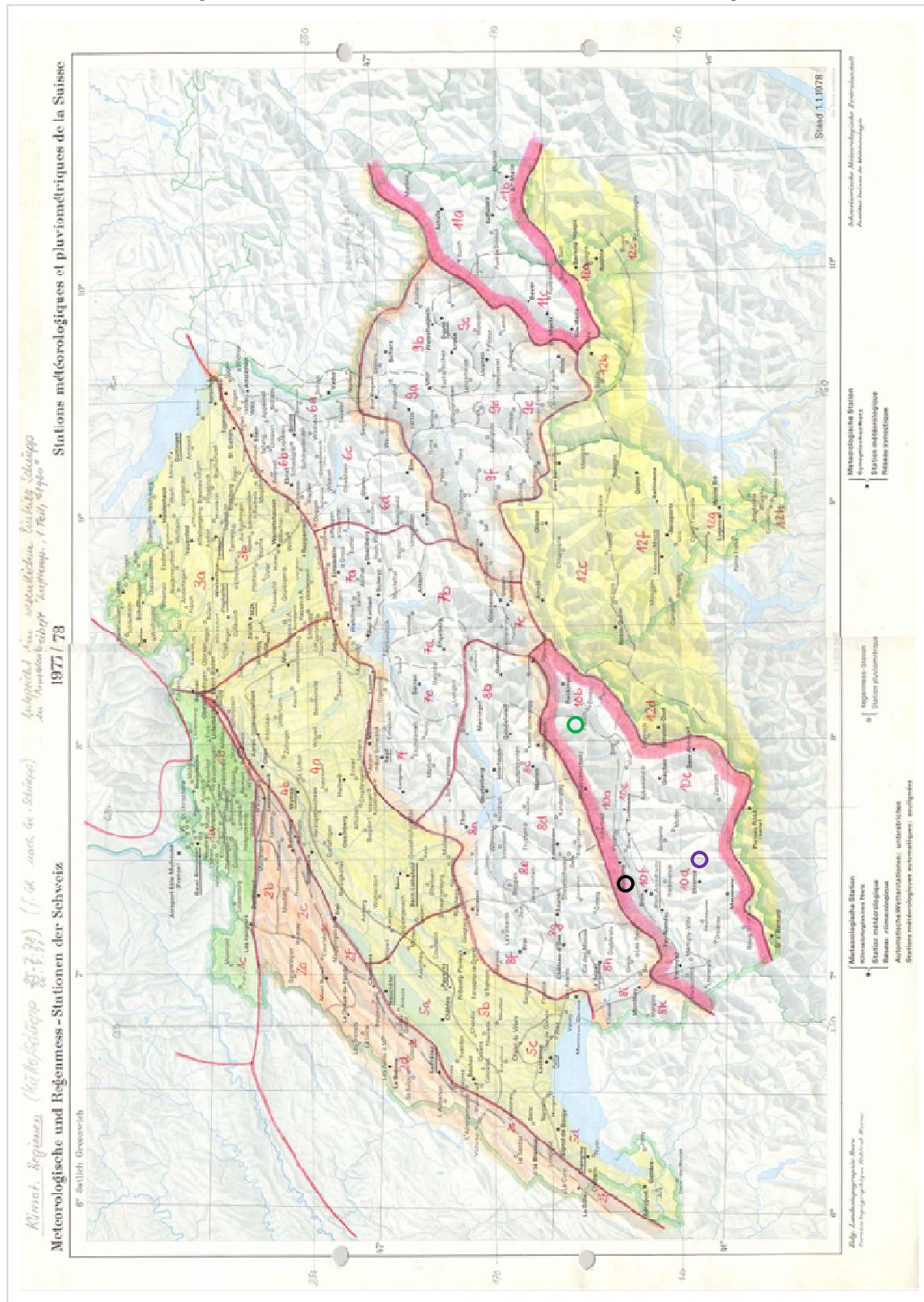


Abbildung 62: Klimaregionen der Schweiz nach MÜLLER. (übernommen aus: BEGERT ET AL., 2007:36)

Anhang 11: Arbeitsablauf im Hinblick auf die Generierung von Georisikokarten

Die GIS - basierte Bearbeitung der Geodaten mit dem Ziel der Generierung von Georisikopotenzialkarten erfolgte in mehreren Schritten, die der Abbildung 63 zu entnehmen sind.

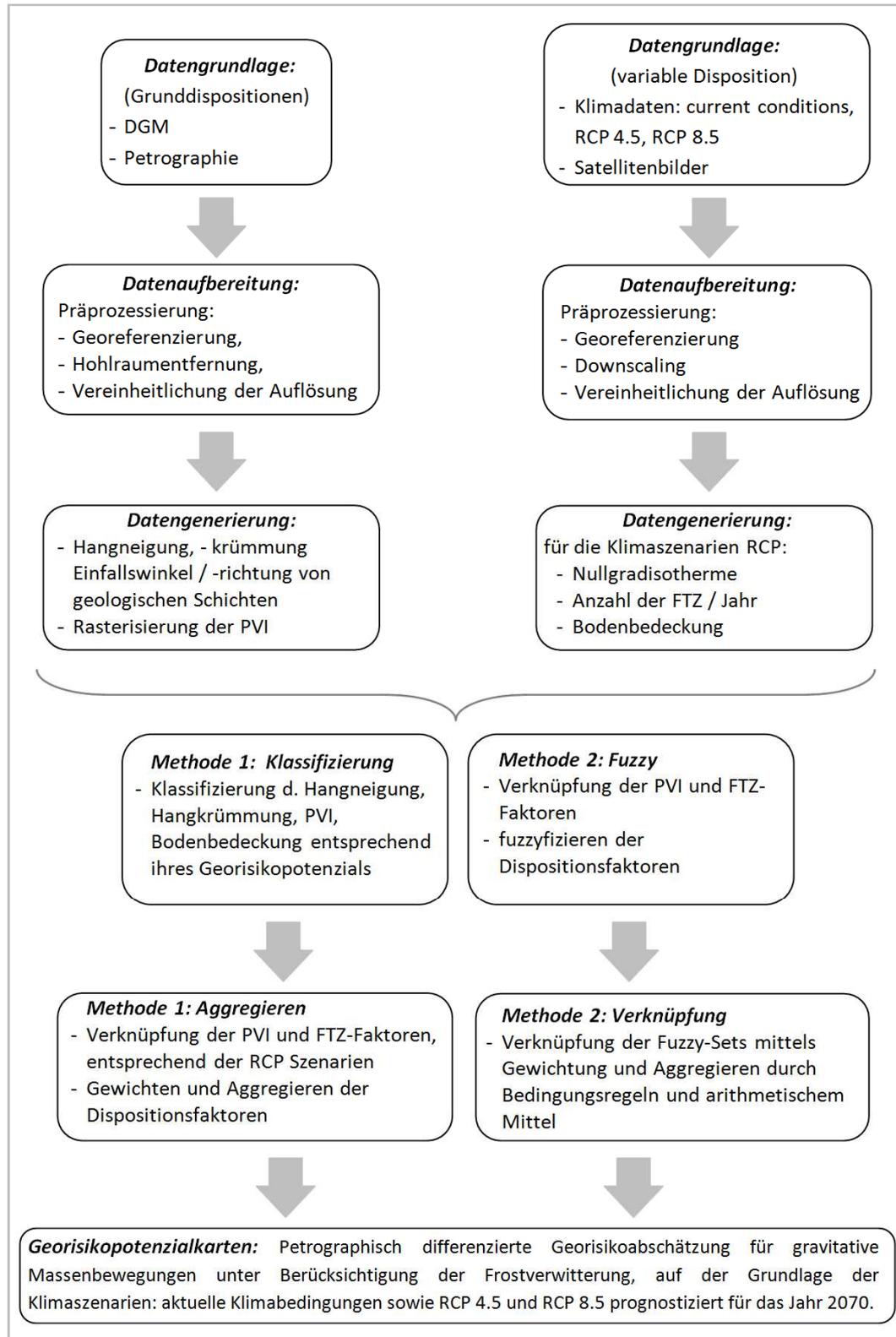


Abbildung 63: Arbeitsablauf „Modellierung der Veränderung des Risikos für gravitative Massenbewegungen in der alpinen Höhenstufe unter dem Einfluss des Klimawandels“. (e.E.)

Anhang 12: Aufstellung der Datenprovenienz

Die zur Generierung der Bodenbedeckung verwendeten Satellitenbildern sind frei erhältlich. Sie beinhalten, die in der Tabelle 27 aufgeführten Eckwerte und sind aufgrund der multispektralen Bandbreite sowie der geringen Rasterweite und Bewölkung für das rasterbasierte Verfahren der Landbedeckungsanalyse (überwachte Klassifizierung mittels Maximum Likelihood Methode) vorteilhaft.

Tabelle 27: Überblick über die Datenprovenienz

Satellitenbilder	Sinergise - online: <ul style="list-style-type: none"> url: http://sentinel-pds.s3-website.eu-central-1.amazonaws.com/ 				
<i>Sensor</i>	<i>Ausschnitt und Bänder</i>	<i>Auflösung</i>	<i>Bewölkung</i>	<i>Datum</i>	<i>veröffentlicht:</i>
Sentinel - 2	Berner Oberland, Tessin Infrarot / RGB	10	1,4%	2015-08-29	2016-10-07
Sentinel - 2	Berner Oberland, Wallis Infrarot / RGB	10	4,84%	2015-08-29	2016-04-07
Klimadaten WORLDCLIM Version1.4 METEO SCHWEIZ	Free climate data for ecological modeling and GIS url: http://www.worldclim.org/version1 <ul style="list-style-type: none"> WORLDCLIM 1.4: Current conditions (~1960 - 1990) - global CMIP5 30 - seconds resolution Downscaled IPCC5 (CMIP5) DHM 30 - seconds resolution BUNDESAMT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMATOLOGIE (Schweizerische Eidgenossenschaft) url: http://www.meteoschweiz.admin.ch/home/klima/vergangenheit/klimanormwerte/normwerte-pro-messgroesse.html <ul style="list-style-type: none"> Normwerttabellen (1961 – 1990, 1981 – 2010) - Schweiz 				
Grundlagenkarten Web - GIS BLW des BAFU Geodaten	BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAPHIE, SWISSTOPO (Schweizerische Eidgenossenschaft) url: https://map.geo.admin.ch/?topic=blw&lang=de&bgLayer=ch.swiss-topo.pixelkarte-farbe <ul style="list-style-type: none"> Digitales Höhenmodell Lithologie Administrative Grenzen Permafrosthinweiskarte Erdbebenkarte 				

Anhang 13: Methoden der Gewichtung von Dispositionsfaktoren

RUFF & CZURDA (2008) kombinieren Gewichtungen. Zunächst werden die gewählten abiotischen und biotischen Geofaktoren geclustert und innerhalb ihrer zugeordneten Klasse gewichtet (s. Tabelle 28: Index (I2)). Anschließend wird der Einfluss der einzelnen Klassen im Gesamtkontext gewichtet (s. Index (I3)). So erhält die Klasse "Geologie" eine Gewichtung von 0,4, innerhalb welcher wiederum die Geofaktoren "Gesteinsart" und "Entfernung zu Störungen" eine Gewichtung von 0,8 und 0,2 erhalten. Die Verrechnung der beiden Gewichtungen führt zum kombinierten Gewichtungsindex (s. Index (I2*I3)). In dieser Studie erhält schließlich der Hangneigungswinkel eine Gewichtung von 0,2 die Lithologie von 0,32.

Tabelle 28: Indizes für die Gewichtung der Ebenen in der Analyse. (übernommen aus: RUFF & CZURDA, 2008:236)

Layer	Group	Layer Index (I2)	Group Index (I3)	Combined Index (I2 * I3)
Slope Angle	Morphology	0.5	0.4	0.2
Slope Aspect		0.3		0.12
Slope Curvature		0.2		0.08
Lithology	Geology	0.8	0.4	0.32
Dist. To Faults		0.2		0.08
Erosion	Environment	0.6	0.2	0.12
Vegetation		0.4		0.08
		Each Group $\Sigma = 1$	$\Sigma = 1$	$\Sigma = 1$

Anhang 14: Fuzzy - Set - Zugehörigkeitsfunktionen

Folgende Abbildung 64 verdeutlicht die Zugehörigkeit des Hangneigungswinkels zu den Georisikopotenzial 1 und 2 sowie den Überschneidungsbereich beider Fuzzy - Sets. Eine Hangneigung von 27,5° bedeutet die höchstmögliche Zugehörigkeit zum Georisiko 2 und erhält den Fuzzy - Wert eins. Mit weiterer Zu- bzw. Abnahme der Hangneigung tendiert die Zugehörigkeit gegen null. Hingegen nimmt die Zugehörigkeit zum Georisiko 1 bereits mit einer Hangneigung von 25° ab.

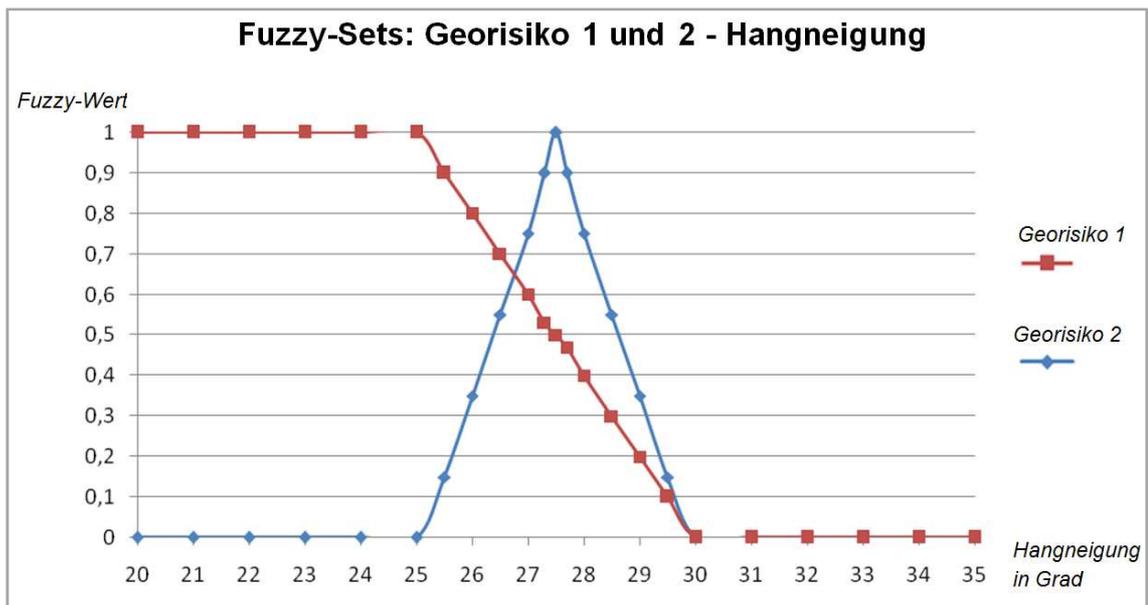


Abbildung 64: Darstellung der Fuzzy - Zugehörigkeitsfunktionen zum Georisikopotenzial 1 und 2 am Beispiel des Hangneigungswinkels. (e.E.)

Die folgenden Tabellen: Tabelle 29, Tabelle 30 und Tabelle 31 geben die Fuzzy - Set - Wertebereiche für die Hangkrümmung, die Bodenbedeckung sowie des PVI bzw. der Exposition wieder.

Tabelle 29: Fuzzy - Sets des Faktors Hangkrümmung in Bezug auf das Georisikopotenzial 1 bis 4 für gravitative Massenbewegungen. (e.E.)

Disposition	Hangkrümmung			
	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 1	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 2	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 3	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 4
Zugehörigkeitsfunktion	negativ lineare Beziehung	near / sigmoidale Beziehung	near / sigmoidale Beziehung	positive lineare Beziehung
	max = 1 \Rightarrow 1 min = 2,5 \Rightarrow 0	mittel = 2 \Rightarrow 1 spread = 0,1	mittel = 3 \Rightarrow 1 spread = 0,1	min = 2,5 \Rightarrow 0 max = 4 \Rightarrow 1
Klassifiziert	GE / GR	V / V, GE / V	X / GR, V / X, GE / X	X/V, V/GR, X/X

Tabelle 30: Fuzzy - Sets des Faktors Bodenbedeckung in Bezug auf das Georisikopotenzial 1 bis 4 für gravitative Massenbewegungen. (e.E.)

Disposition	Bodenbedeckung			
Set	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 1	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 2	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 3	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 4
Zugehörigkeits- funktion	negativ lineare Beziehung	near / sigmoidale Beziehung	near / sigmoidale Beziehung	positive lineare Beziehung
	max = 1 \Rightarrow 1 min = 2,5 \Rightarrow 0	mittel = 2 \Rightarrow 1 spread = 0,1	mittel = 3 \Rightarrow 1 spread = 0,1	min = 2,5 \Rightarrow 0 max = 4 \Rightarrow 1
Klassifiziert	großflächiger perennierender Schnee, Gletscher / Wald	Gras-, Strauchlandschaft	vegetationsfreie Flächen	spärlicher Bewuchs Polster-, Rosetten-, Spalierpflanzen, Flechten, Moose

Tabelle 31: Fuzzy - Sets des Faktors PVI bzw. der FTZ - Exposition in Bezug auf das Georisikopotenzial 1 bis 4 für gravitative Massenbewegungen. (e.E.)

Disposition	PVI / Exposition			
Set	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 1	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 2	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 3	Fuzzy - Set Georisikopotenzial 4
Zugehörigkeits- funktion	negativ lineare Beziehung	near / sigmoidale Beziehung	near / sigmoidale Beziehung	positive lineare Beziehung
	max = 0 \Rightarrow 5 min = 15 \Rightarrow 0	mittel = 15 \Rightarrow 1 spread = 0,1	mittel = 25 \Rightarrow 1 spread = 0,1	min = 30 \Rightarrow 0 max = 4 \Rightarrow 1
PVI	< 10 %	10 < 20 %	20 < 30 %	30 % <
Exposition $\frac{(E_{dyn} \% \cdot xx)}{50} + E_{dyn} \%$	< 10 %	10 < 20 %	20 < 30 %	30 % <

Anhang 15: Schallwellenlaufzeiten Probengestein Gemmi vor der FTZ - Kampagne

Die Tabelle 32 fasst die einzelnen Messwerte der Proben Gemmi 3/4/01 und Gemmi 3/4/02 zusammen. Es wurden keine Korrekturen vorgenommen.

Tabelle 32: Messwerte der Ultraschalllaufzeiten des Probengesteins Gemmi. (e.U.)

	Mess- punkte	P- Wellenaufnehmer		S- Wellenaufnehmer		$V_p \approx V_s : \sqrt{3}$	$V_s \approx V_p \cdot \sqrt{3}$
		P- Wellen- laufzeit (μ s)	S- Welle- laufzeit (μ s)	P- Wellen- laufzeit (μ s)	S- Welle- laufzeit (μ s)	P- Wellen- laufzeit (μ s)	S- Wellen- laufzeit (μ s)
Gemmi 3/4/01	1	17,05	32,35	17,65	29,50	17,03	29,53
	2	16,60	29,95	17,05	28,00	16,16	28,75
	3	18,10	32,50	18,45	27,95	16,13	31,35
	4	17,70	30,60	18,75	29,35	16,94	30,65
	5	18,15	30,25	18,05	29,70	17,14	31,43
Gemmi 3/4/02	1	17,4	25,50	18,70	28,2	16,28	30,13
	2	17,9	25,50	19,05	28,25	15,50	31,0
	3	18,2	25,80	19,50	29	16,74	31,52
	4	17,55	25,15	18,90	29,9	17,26	30,39
	5	17,3	24,80	18,30	28,2	16,28	29,96

Anhang 16: Ergebnisse der chemischen Analyse der Gesteinsproben

Die folgenden zwei Tabellen fassen die Ergebnisse der Röntgenpulverdiffraktometrie und der Röntgenfluoreszenzanalyse zusammen.

Tabelle 33: Quantitative XRD - Ergebnisse der Proben (Gew.-%). (DOHRMANN, BGR - Hannover)

	Illite / Muskovit	Biotit	Chlorit	Quarz	Calcit	Rutil / Anatas	Feldspat	Fe - Oxide	Pyroxen
Gemmi	< 5			45	50				
Gruben	25		5	50			15	5	< 5
Grimsel	< 5	< 5		35			60		

Tabelle 34: Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse. (DOHRMANN, BGR - Hannover)

01/06/2011 11:12			***** RF.- Analysen *****														
			Analyse von Haupt- und Spurenelementen im Silikatprogramm														
			BGR - Hannover B2.4 RFA - Labor Tel.: 2761 (E31)														
			() = Restkonzentration nach Glühen bei 1030 °Celsius														
			Auftrag: 48838														
Probenidentifikation			SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	(SO3)	(Cl)	(F)	LOI	Sum
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
RF242877	1104867	Gruben	72.64	0.592	12.95	5.01	0.052	1.47	0.784	1.60	2.528	0.104	0.01	0.007	<0.05	1.88	99.62
RF242878	1104868	Gemmi	47.31	0.056	0.96	0.69	0.010	0.43	27.59	0.06	0.254	0.038	0.15	0.006	<0.05	22.15	99.75
RF242879	1104869	Grimsel	74.95	0.106	12.83	1.34	0.030	0.40	0.446	3.48	5.171	0.033	<0.01	0.009	<0.05	0.92	99.73
Probenidentifikation			(As)	Ba	Bi	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Hf	La	Mo	Nb	Nd	Ni
			mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
RF242877	1104867	Gruben	4	508	<2	61	11	369	7	42	17	<6	22	12	13	<13	589
RF242878	1104868	Gemmi	6	35	<2	22	<3	129	<3	26	<2	<6	<16	<3	3	<14	172
RF242879	1104869	Grimsel	3	417	<3	30	<3	346	<3	11	15	<7	29	13	20	<16	478
Probenidentifikation			Pb	Rb	Sb	Sc	Sm	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
			mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
RF242877	1104867	Gruben	13	95	<7	13	<15	4	123	<5	11	<4	84	6	31	69	175
RF242878	1104868	Gemmi	4	14	<10	3	<14	<4	608	<5	<4	<4	18	<4	15	34	32
RF242879	1104869	Grimsel	19	215	<8	4	<16	<5	52	<5	18	<4	21	<4	31	15	95

Anhang 17: Ergebnis der Mineralbestandsanalyse am Ende der FTZ - Kampagne

Die Röntgenfluoreszenzanalyse der Probengesteine nach der FTZ - Behandlung ergab keine wesentlichen Veränderungen. Aufgrund der sehr geringen Veränderungen ist der Chemismus vor und nach der FTZ - Kampagne als identisch anzusehen.

Tabelle 35: RFA nach Beendigung der FTZ - Kampagne. (Dohrmann, BGR - Hannover)

Probe	LIMS-Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅ (SO ₃)	Sum	LOI	
Gruben 4/4	1104867	74.0	13.2	5.11	0.80	1.50	2.58	1.63	0.05	0.60	0.11	0.01	99.6	1.90
Gruben 4/4-Produkt	1113169	73.9	13.3	5.12	0.81	1.52	2.60	1.63	0.05	0.62	0.10	0.02	99.7	1.88
Gemmi 3/4	1104868	60.8	1.2	0.89	35.47	0.55	0.33	0.08	0.01	0.07	0.05	0.19	99.7	22.56
Gemmi 3/4-Produkt	1113171	60.6	1.2	0.89	35.79	0.54	0.36	0.04	0.01	0.07	0.05	0.22	99.8	22.15
Grimsel	1104869	75.6	12.9	1.35	0.45	0.40	5.22	3.51	0.03	0.11	0.03	<0.01	99.7	1.02
Grimsel 3/4-Produkt	1113173	75.8	13.0	1.36	0.40	0.41	5.16	3.45	0.03	0.11	0.03	<0.01	99.7	0.92

Anhang 18: Schallwellenlaufzeiten Probengestein Gruben Korrektur vor der FTZ - Kampagne

Obwohl das Gestein eine heterogene Gefügestruktur aufweist, bestätigen die errechneten Verhältnisse zwischen den gemessenen P- und S- Wellen die Messwerte in den meisten Messpunkten, auch in den Punkten sechs bis acht Gruben 4/4.

Die gemessenen S- Wellenlaufzeiten und die zur Überprüfung errechneten Verhältnisse zwischen P- und S- Welle in den Messpunkten eins und drei (s. Tabelle 36: grün hervorgehoben) zeigen Abweichungen. Die Streubereiche der Messwerte insbesondere der Probe Gruben 1/4_01 sind gering, daher wurden die Werte in den Punkten eins und zwei korrigiert. Der Messpunkt drei Gruben 4/4 erfährt auf der Grundlage der Vergleichswerte innerhalb des Gesteins ebenfalls eine Justierung.

Tabelle 36: Messwerte der Ultraschalllaufzeiten des Probengesteins Gruben. (e.U.)

		P- Wellenaufnehmer	S- Wellenaufnehmer	$V_p \approx V_s : \sqrt{3}$	$V_s \approx V_p \cdot \sqrt{3}$
Messpunkte		P- Wellenlaufzeit (µs)	S- Wellenlaufzeit (µs)	P- Wellenlaufzeit (µs)	S- Wellenlaufzeit (µs)
Gruben 1/4_01	1	14,35	27,15 → 26,00 (27,15 P- Wellenaufnehmer)	15,68	24,85
	2	15,05	27,2	15,70	26,07
	3	15,40	23,85 → 25,88 (25,10 P- Wellenaufnehmer)	13,77	26,67
	4	14,90	26,00	15,011	25,81
	5	14,40	26,00	15,011	24,94
Gruben4/4	1	14,40	26,35	15,21	24,94
	2	14,50	26,05	15,04	25,11
	3	14,45	23,05 → 24,46 (23,90 P- Wellenaufnehmer)	13,31	25,03
	4	14,35	24,25	14,00	24,85
	5	14,50	24,85	14,35	25,11
	6	9,85	17,1	9,87	17,06
	7	22,2	37,4	21,59	38,45
	8	14,45	26,95	15,56	25,03

Anhang 19: Schallwellenlaufzeiten Probengestein Grimsel vor der FTZ - Kampagne

Die mineralogische Heterogenität sowie die Größe und Verbindungen der Mineralaggregate führen zu einer insgesamt langsamen Durchschallung des Granites. Die P- und S- Wellenlaufzeiten am Probengestein Grimsel 3/4/01 zeigen eine sehr geringe Streubreite (s. Tabelle 37). Lediglich der Messpunkt eins weicht hiervon ab, infolge einer gleichzeitigen Divergenz der P- wie auch S- Wellengeschwindigkeit im Vergleich zu den weiteren Messpunkten der Probe, wird von einer Korrektur abgesehen. Diese scheinbare Anomalie weist auf eine punktuelle heterogene Gefügestruktur hin.

Der Streubereich der Ultraschallmessergebnisse in der Probe 3/4/02 ist sowohl in der P- als auch S- Wellenausbreitungsgeschwindigkeit ausgeprägter als in der Probe 3/4/01. Dies weist insgesamt auf eine signifikante heterogene Mineralverteilung im Gestein hin. Eine Ermittlung der P- Wellenlaufzeit mittels S- Wellenprüfkopf war technisch nicht möglich. Aufgrund der Gesamtheterogenität der Ultraschallwellenlaufzeiten innerhalb dieser Gesteinsprobe wird von einer Korrektur der Werte abgesehen.

Tabelle 37: Messwerte der Ultraschalllaufzeiten des Probengesteins Grimsel. (e.U.)

		P- Wellenaufnehmer		S- Wellenaufnehmer		$V_p \approx V_s : \sqrt{3}$	$V_s \approx V_p \cdot \sqrt{3}$
Messpunkte		P- Wellenlaufzeit (μ s)	S- Wellelaufzeit (μ s)	P- Wellenlaufzeit (μ s)	S- Wellelaufzeit (μ s)	P- Wellenlaufzeit (μ s)	S- Wellenlaufzeit (μ s)
Grimsel 3/4/01	1	19,85	20,85	20,40	27,95	16,13	34,38
	2	20,2	29,70	21,50	33,15	19,13	34,98
	3	20,05	31,35	21,45	33,4	19,28	34,72
	4	20,25	30,00	20,90	33,7	19,45	35,07
	5	20,75	30,45	21,40	33,7	19,45	35,94
Grimsel 3/4/02	1	23,8	X	25,65	36,15	20,87	41,22
	2	25,7	X	26,10	39,5	22,80	44,51
	3	24,05	X	25,20	33,85	19,54	41,65
	4	23,55	X	24,30	37,1	21,41	40,78
	5	25,1	X	24,30	36,9	21,30	43,47

Anhang 20: Einfallrichtung und Einfallswinkel

Die folgend aufgeführten Werte der Einfallrichtung und des Einfallswinkels für die untersuchten geologischen Schichten wurden im ArcGIS digital generiert. Mögliche lokal unterschiedliche Werte für gleiche geologische Schichten sind der tektonischen Überprägung in den jeweiligen Gebieten geschuldet.

Untersuchungsbiote	Einfallrichtung und Einfallswinkel der geologischen Schicht:
Gemmi	(326°/ 60,58°)
Gruben	(305°/ 60,75°)
Grimsel	(307°/ 69,12°)

Die Abbildung 65 zeigt beispielhaft für das UG Gruben eine geologische Schichtgrenze an dessen Untergrenze Streichlinien zu sehen sind. Die Streichlinien wurden mit Hilfe dieser Schichtgrenze sowie der Isohypsen für die angrenzende Schicht des beprobten chloritführenden Quarzphyllits generiert.

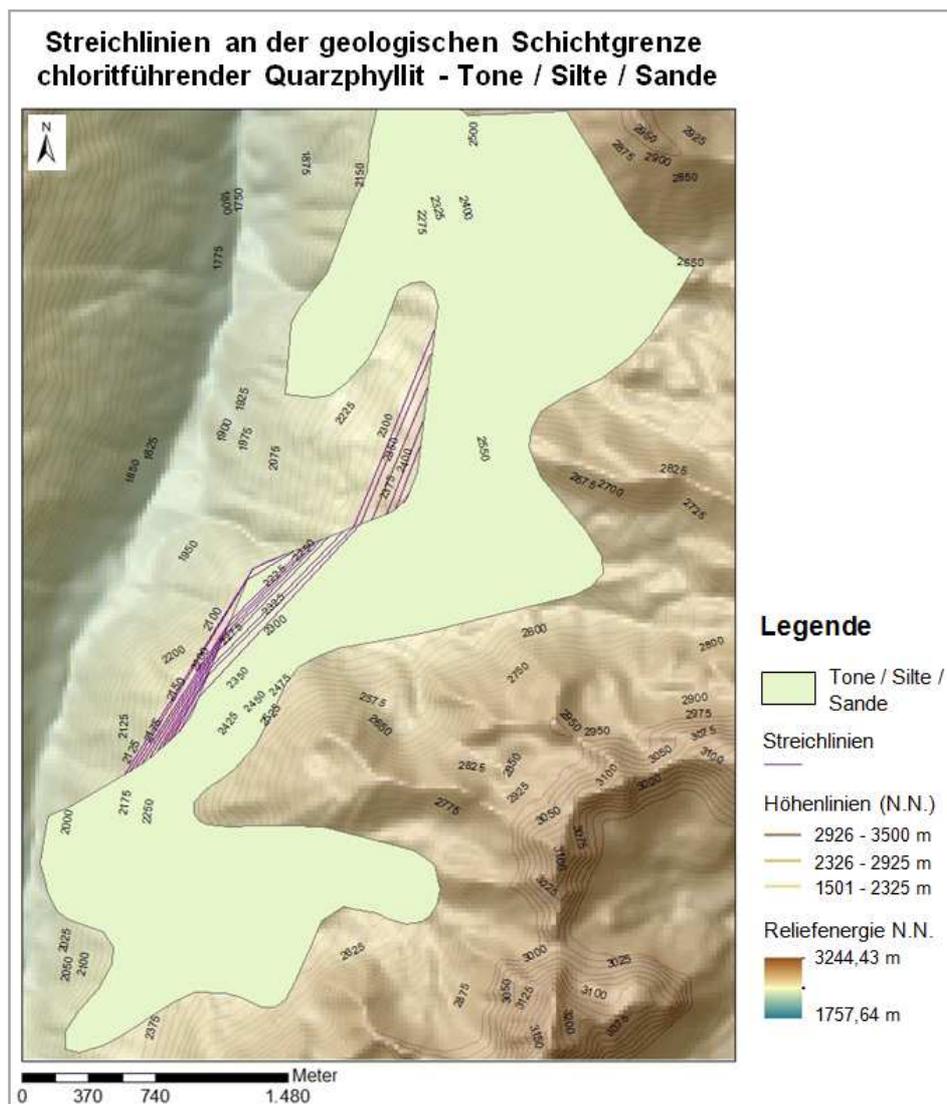


Abbildung 65: Streichlinien und Isohypsen an der Schichtgrenze Quarzphyllit - Tone / Silte / Sande. (e.E.)

Anhang 21: Dispositionsfaktoren zur Erstellung von Georisikopotenzialkarten

Die Abbildung 66 fasst die einzelnen Dispositionsfaktoren zusammen, welche schließlich zu einer Georisikopotenzialkarte aggregiert werden. Die Geofaktoren sind hinsichtlich ihres Georisikopotenzials klassifiziert worden, hier am Beispiel des UG Grimsel.

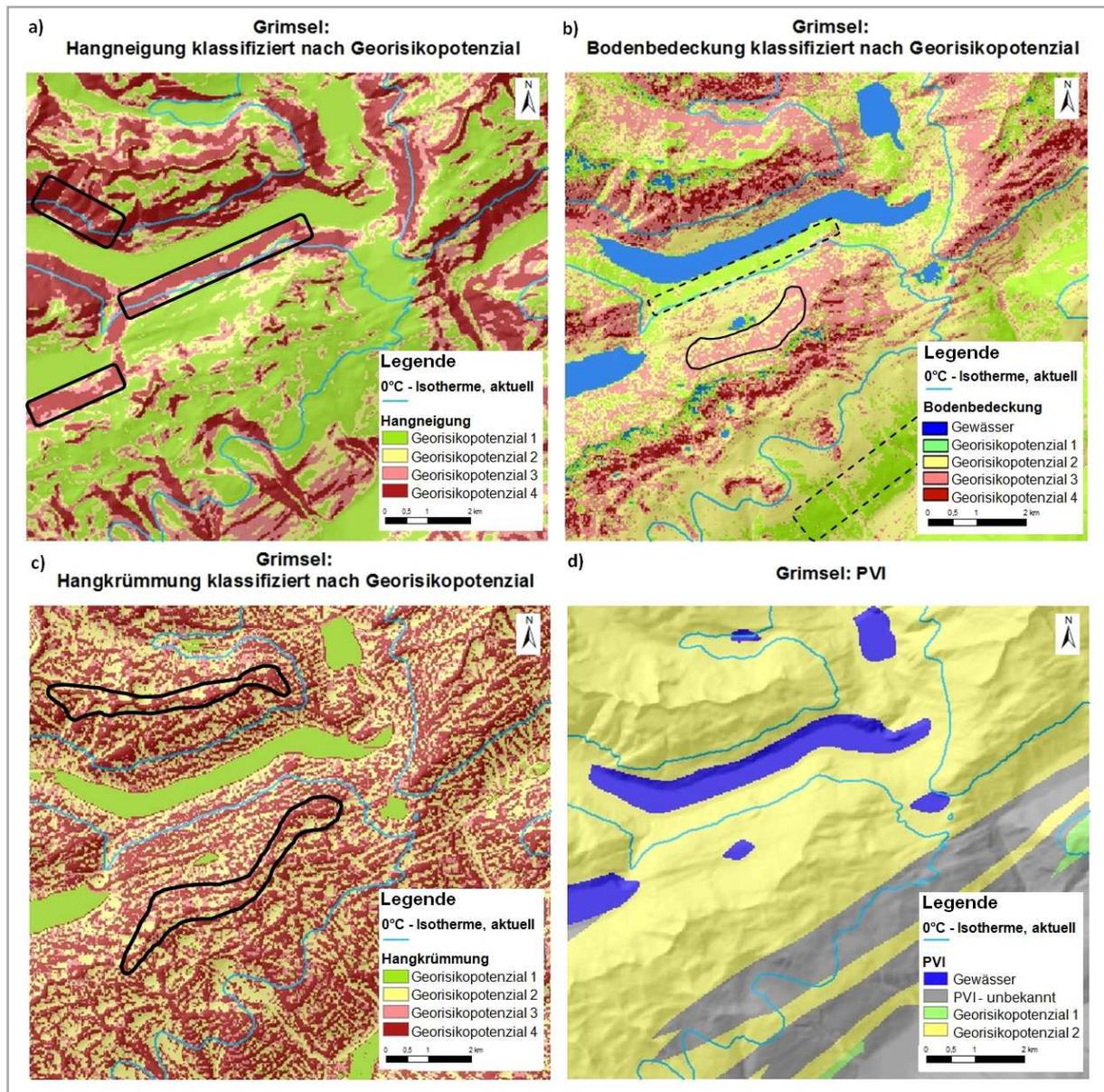


Abbildung 66: Klassifizierte Dispositionsfaktoren im Hinblick auf ihr Georisikopotenzial. (e.E.)

Anhang 22: PVI des untersuchten Anstehenden im UG Gruben

Die

Abbildung 67 visualisiert das Georisikopotenzial auf der Grundlage des PVI. Der chloritföhrer Quarzphyllit reagiert in geringem Umfang auf FTZ, so dass sich grundlegend ein niedriges Georisikopotenzial ergibt.

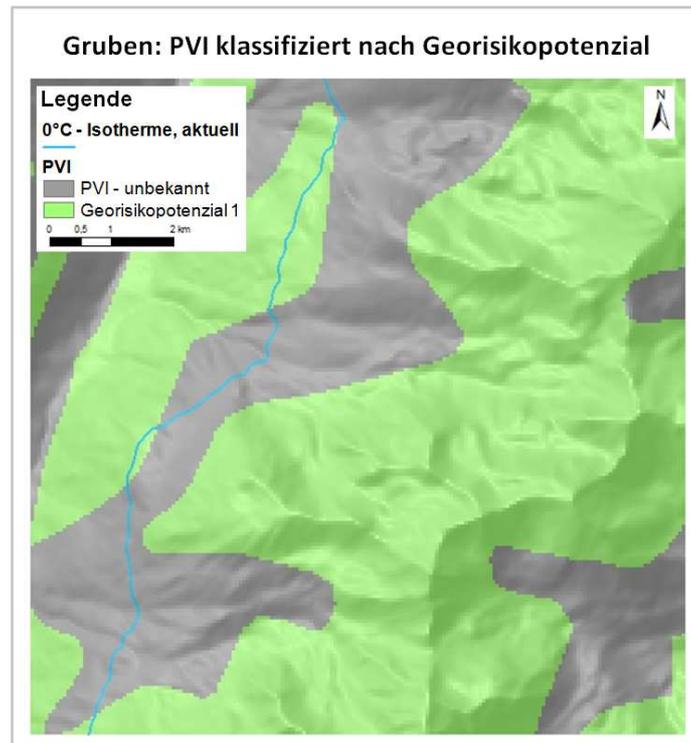


Abbildung 67: PVI des UG Gruben. (e.E.)

Eidesstattliche Erklärung:

Hiermit versichere ich eidesstattlich, die vorliegende Dissertationsschrift selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel und Quellen benutzt zu haben. Wörtlich oder dem Sinn nach aus anderen Werken entnommene Stellen sind unter Angabe der Quellen kenntlich gemacht.

Die Arbeit wurde vorher nicht in einem anderen Prüfungsverfahren eingereicht. Die eingereichte schriftliche Fassung entspricht derjenigen auf dem elektronischen Speichermedium.

Ort, Datum

Unterschrift (Vor- und Nachname)