

# **Blockgletscheruntersuchungen Im Hintersten Ultental**

## **DIPLOMARBEIT**

am Institut für Geographie  
der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck

vorgelegt von

IRMGARD JUEN

Betreuung: A. Univ. Prof. Dr. Georg KASER

Innsbruck, November 1999

## Vorwort

Der Grundstein für diese Arbeit wurde durch eine physisch geographische Exkursion unter der Leitung von A. Univ. Prof. Dr. Georg Kaser im Sommer 1997 ins Hinterste Ultental gelegt. Der Inhalt dieses Geländepraktikums war es, Methoden der Gletscher- und Blockgletscherforschung kennenzulernen, wodurch mein Interesse für Blockgletscher geweckt wurde.

Ein weiterer Schritt in Richtung Diplomarbeit wurde durch eine dreisemestrige Lehrveranstaltung von Mag. Christian Georges, Dr. Gertraud Meissl und Mag. Rudolf Sailer gesetzt, die als Untersuchungsgebiet das Hinterste Ultental gewählt hatten.

Die Lehrveranstaltung reichte von der Erstellung eines digitalen Geländemodells (DGM), der Kartierung im Gelände, der Analyse der Kartiierungsergebnisse mit Hilfe von ArcInfo bis hin zur Präsentation der Ergebnisse anhand eines Posters. Die in diesem Rahmen gewonnenen Erkenntnisse haben einen großen Beitrag zu dieser Arbeit geleistet.

Das Gelingen dieser Arbeit wäre ohne Unterstützung vieler Personen und auch Institutionen nicht möglich gewesen. Mein Dank gilt allen, die mir mit Rat und Tat beiseite standen, im besonderen:

- Herrn A. Univ. Prof. Dr. Georg Kaser für die Betreuung dieser Arbeit,
- dem Hydrographischen Amt der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol (Bozen) für die Bereitstellung der Klimadaten,
- Herrn Dr. Martin Hoelzle von der ETH Zürich für die Berechnung der Permafrostverbreitung,
- Herrn Dr. Johann Stötter für Tips und die Hilfe bei einer zweiten Berechnung der Permafrostverbreitung,
- den Leitern sowie den Mitwirkenden der dreisemestrigen Lehrveranstaltung über die GIS-Bearbeitung von Daten,
- meinen "Assistenten", die mich bei meinen Untersuchungen im Gelände unterstützt haben (Ewald Brandstätter, Martin Patsch und Gernot Wechselberger)
- Klaus Förster für die kartographische Beratung,
- allen Freunden und Bekannten für ihre Bemühungen.

## Inhaltsverzeichnis

<b>VORWORT</b>	<b>1</b>
<b>INHALTSVERZEICHNIS</b>	<b>2</b>
<b>ABBILDUNGSVERZEICHNIS</b>	<b>4</b>
<b>TABELLENVERZEICHNIS</b>	<b>6</b>
<b>1. EINFÜHRUNG</b>	<b>7</b>
1.1. Einleitung und Zielsetzung	7
1.2. Permafrost und Blockgletscherforschung	8
1.2.1. Permafrost	8
1.2.2. Blockgletscher	8
1.3. Definitionen und physikalische Grundlagen	9
1.4. Blockgletscher und Klima	12
1.4.1. Höhenbeziehungen	14
<b>2. METHODEN DER PERMAFROSTFORSCHUNG IM HOCHGEBIRGE</b>	<b>15</b>
2.1. Quelltemperaturmessungen	16
2.2. BTS-Messungen	16
2.3. Bewegungsmessungen	18
2.3.1. Meßmethoden	19
2.4. Interne Strukturen eines Blockgletschers	21
2.5. Methoden zur Modellierung der Permafrostverbreitung	23
2.5.1. Modelle auf Basis von empirischen Zusammenhängen	23
2.5.2. Prozeßorientierte Modelle	25
<b>3. KLASSIFIZIERUNGEN VON BLOCKGLETSCHERN</b>	<b>27</b>
3.1. Aktivitätsstufen von Blockgletschern	27
3.1.1. Aktive Blockgletscher	27
3.1.2. Inaktive Blockgletscher	27
3.1.3. Fossile Blockgletscher	28
3.2. Formentypen von Blockgletschern	29
3.2.1. Böschungblockgletscher (talus rock glacier)	29
3.2.2. Schuttblockgletscher (debris rock glacier)	29
3.2.3. Komplexe Blockgletscher (complex rock glacier)	30

<b>4. BLOCKGLETSCHERANALYSEN IM HINTERSTEN ULTENTAL</b>	<b>31</b>
<b>4.1. Das Ultental</b>	<b>31</b>
4.1.1. Geographische Lage	31
4.1.2. Geologie	33
4.1.3. Klima	34
<b>4.2. Die Kartierung der Permafrostformen im Hintersten Ultental</b>	<b>37</b>
<b>4.3. Methoden zur Überprüfung der Aktivität der Blockgletscher</b>	<b>41</b>
4.3.1. Quelltemperaturmessungen	42
4.3.2. BTS-Messungen	47
4.3.3. Neigungsanalysen	52
<b>4.4. Räumliche Verteilung und Beschreibung der Blockgletscher</b>	<b>54</b>
4.4.1. Expositions- und Höhenanalysen	54
4.4.2. Die Blockgletscher im Ultental	60
<b>4.5. Volumensabschätzung für die Blockgletscher des Blockgletschertales</b>	<b>68</b>
<b>4.6. Modellberechnungen zur Permafrostverbreitung</b>	<b>69</b>
<b>5. SCHLUßBEMERKUNGEN</b>	<b>73</b>
<b>6. LITERATURVERZEICHNIS</b>	<b>74</b>
<b>6.1. Verwendete Literatur</b>	<b>74</b>
<b>6.2. Weiterführende Literatur</b>	<b>78</b>
<b>7. ANHANG</b>	<b>85</b>
<b>7.1. GIS-spezifische Ausführungen</b>	<b>85</b>
7.1.1. Erstellung des digitalen Geländemodells (DGM)	85
7.1.2. Analysen	90
7.1.3. Modellberechnung für die Permafrostverbreitung	97
<b>7.2. Meßergebnisse</b>	<b>98</b>
7.2.1. Quellwassertemperaturen	98
7.2.2. BTS-Messungen	103

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Schematische Darstellung der Beziehung zwischen Gipfelhöhe, Schneegrenze und Permafrostuntergrenze (Kerschner, 1982, S. 25).	14
Abb. 2: Wärmeflußverhältnisse unter der Winterschneedecke als Grundlage für die BTS-Methode. Schematisch (Haeberli und Patzelt, 1982, S.139).	17
Abb. 3: Horizontalbewegung am Blockgletscher Murtèl I 1932 - 1955 (Barsch, 1996, S. 135) Photogrammetrische Aufnahme von der Technischen Universität Karlsruhe.	20
Abb. 4: Interne Strukturen eines inaktiven Blockgletschers in Colorado (60 km westlich von Denver auf 3475 m) Foto D. Moore, August 1990 (Barsch, 1996, S. 75).	22
Abb. 4a: Erklärung des Profils in der Photographie von David Moore (Barsch, 1996, S. 75).	22
Abb. 5: Klimatisch inaktiver Blockgletscher (Barsch, 1996, S. 193).	28
Abb. 6: Lageplan des Untersuchungsgebietes.	31
Abb. 7: Monatsmitteltemperaturen der Stationen Weißbrunn und Grünsee, Jänner 1998 - April 1999 (Hydrographisches Amt der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol).	35
Abb. 8: Monatsniederschlag der Station Weißbrunn, Jänner 1998 - April 1999 (Hydrographisches Amt der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol).	36
Abb. 9: Verbreitung von Blockgletschern in der Ortler-Gruppe nach Höllermann, 1964, S. 127.	37
Abb. 10: Grundkarte der Provinz 1:10.000, Grünsee 025/10, 1987, Autonome Provinz Bozen - Südtirol mit der Abgrenzung des Kartiergebietes.	38
Abb. 11: Luftbild für das Gebiet Grünsee vom September 1997 der Provinz Bozen.	39
Abb. 12: Lagekarte der Blockgletscher und Gletscher des Hintersten Ultentales mit der im Text verwendeten Ziffern für die einzelnen Blockgletscher.	40
Abb. 13: Programmierung des Temperaturlöfers.	41
Abb. 14: Datenübertragung in den Computer.	41
Abb. 15: Lagekarte der Quelltemperaturmeßpunkte mit den im Text verwendeten Ziffern.	43
Abb. 16: Quellwassertemperaturen der Quellen mit Permafrost.	45
Abb. 17: Tagesniederschlag der Station Weißbrunn, 08. August bis 20. September 1998.	46
Abb. 18: Vergleich der Tagesmaximumtemperaturen der Quellen 4, 36 und 43 mit den Lufttemperaturen an der Station Grünsee, 08. August bis 20. September 1998.	46
Abb. 19: Lagekarte der BTS-Messungen im Untersuchungsgebiet	48
Abb. 20: Tagesmittel der Lufttemperatur an der Station Grünsee (dünne Linie) und der BTS-Temperatur auf Blockgletscher 18, Punkt 4.	49
Abb. 21: Tagesmittel der Lufttemperatur an der Station Grünsee und der BTS-Temperatur auf Blockgletscher 16, Punkt 8.	50
Abb. 22: Schneehöhe der Station Weißbrunn und Grünsee, Oktober 1998 – April 1999 (Hydrographisches Amt der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol)	51
Abb. 23: Neigungskarte des Hintersten Ultentales.	52
Abb. 24: Stirn des fossilen Blockgletschers 22 (Foto E. Brandstätter, August 1998).	53
Abb. 25: Expositions-karte des Hintersten Ultentales.	54
Abb. 26: Mittlere Untergrenze der Blockgletscher im Hintersten Ultental nach Exposition.	56
Abb. 27: Vergleich der tiefsten aktiven Blockgletscheruntergrenzen im Ultental, Suldental und Martelltal (Daten Suldental und Martelltal: Stötter, 1994, S 155, 170).	57
Abb. 28: Flächenanteil der Blockgletscher je Höhenstufe in Prozent.	59
Abb. 29: Summenkurve der Permafrosterscheinungen und der Gesamtfläche des Kartiergebietes.	59
Abb. 30: Blockgletscher 9, 8 und 7 (Foto E. Brandstätter, August 1998).	60
Abb. 31: aktiver Blockgletscher 12 (eigenes Foto, August 1998).	61
Abb. 32: aktiver Blockgletscher 15 (eigenes Foto, August 1998).	61
Abb. 33: Schuttblockgletscher 16 (Foto E. Brandstätter, Juli 1999).	62

Abb. 34: Nordhang des dynamisch inaktiven Blockgletschers 18 (Foto E. Brandstätter, August 1998).	62
Abb. 35: Blockgletscher 26 (eigenes Foto, August 1998).	63
Abb. 36: Blockgletscher 27 (eigenes Foto, August 1998).	64
Abb. 37: Blockgletscher 28 (eigenes Foto, August 1998).	64
Abb. 38: Blockgletscher 29 und 30 (Foto E. Brandstätter, August 1998).	65
Abb. 39: Detailkarte "Blockgletschertal".	68
Abb. 40: Rekonstruktion der ursprünglichen Talsohle.	69
Abb. 41.: kartierte Untergrenzen der aktiven Blockgletscher je Exposition im Hintersten Ultental.	70
Abb. 41a: verwendete Untergrenzen je Exposition für die Modellierung der Permafrostverbreitung nach dem Ansatz von Dr. J. Stötter.	70
Abb. 42: Modellierte Permafrostverbreitung nach Dr. Martin Hoelzle (ETH-Zürich).	71
Abb. 43: Modellierte Permafrostverbreitung (nach Stötter, 1994).	72
Abb. 44: Quellwassertemperatur der Quelle 4.	98
Abb. 45: Quellwassertemperatur der Quelle 10.	99
Abb. 46: Quellwassertemperatur der Quelle 25.	99
Abb. 47: Quellwassertemperatur der Quelle 29.	100
Abb. 48: Quellwassertemperatur der Quelle 36.	100
Abb. 49: Quellwassertemperatur der Quelle 41.	101
Abb. 50: Quellwassertemperatur der Quelle 43.	101
Abb. 51: Quellwassertemperatur der Quelle 44.	102
Abb. 52: Quellwassertemperatur der Quelle 45.	102
Abb. 53: BTS-Messung auf Blockgletscher 18 Punkt 1.	103
Abb. 54: BTS-Messung auf Blockgletscher 18 Punkt 3.	103
Abb. 55: BTS-Messung auf Blockgletscher 18 Punkt 4.	104
Abb. 56: BTS-Messung auf Blockgletscher 16 Punkt 5.	104
Abb. 57: BTS-Messung auf Blockgletscher 16 Punkt 6.	105
Abb. 58: BTS-Messung auf Blockgletscher 16 Punkt 7.	105
Abb. 59: BTS-Messung auf Blockgletscher 16 Punkt 8.	106

## Tabellenverzeichnis

<i>Tab. 1: Methoden der Permafrostforschung (Lieb, 1991, S. 16).</i>	15
<i>Tab. 2: Bewegungsmessungen an verschiedenen Blockgletschern (eigene Zusammenstellung aus mehreren Büchern: Barsch, 1978; Barsch, 1996; Kääh, 1996).</i>	19
<i>Tab. 3: Schlüssel zur Abschätzung der Permafrostverbreitung (Haeberli, 1973, S.121).</i>	24
<i>Tab. 4: Durchschnittlicher Jahresniederschlag in Meran, St. Gertraud (1931-1960) und auf der Station Weißbrunn und Grünsee (1961-1963). (Fliri, 1975, Desio, 1967).</i>	34
<i>Tab. 5: Ergebnisse der Quelltemperaturmessungen im Sommer 1998 (Blockgletscher = Bgl).</i>	44
<i>Tab. 6: Ergebnisse der BTS-Messungen im Hintersten Ultental.</i>	49
<i>Tab. 7: Gliederung der Blockgletscher nach Exposition und Aktivität mit dem prozentuellen Flächenanteil der Expositionen an der Gesamtfläche.</i>	55
<i>Tab. 8: Mittlere und unterste Blockgletscheruntergrenzen je Exposition und Aktivität.</i>	55
<i>Tab. 9: Gliederung der aktiven Blockgletscher, Schneeflecken und gefrorene Schutthalden nach Exposition.</i>	58
<i>Tab. 10: Übersicht über die Blockgletscher im Untersuchungsgebiet hinsichtlich ihrer Ober- und Untergrenzen, Exposition, Aktivität, Gestein, Bewuchs und Neigung.</i>	66
<i>Tab. 11: Numerische Unterteilung in Himmelsrichtungen.</i>	92
<i>Tab. 12: Klasseneinteilung des Neigungsgrids.</i>	93
<i>Tab. 13: Vergleich der Volumsberechnungen in ArcView und ArcInfo.</i>	96

# 1. Einführung

## 1.1. Einleitung und Zielsetzung

Blockgletscher sind ein spezielles Phänomen des Permafrostes im Hochgebirge.

Die Permafrost- bzw. Blockgletscherforschung trägt, wie die Gletscherforschung einen großen und wichtigen Teil zur Klimaforschung bei.

Neben der klimawissenschaftlichen Perspektive ist die Permafrostverbreitung für Fragestellungen des Wasserhaushaltes in unseren Hochgebirgen interessant. Der Rückgang der Permafrostflächen des letzten Jahrhunderts und dessen Auswirkung ist für die Naturgefahrenforschung von großer Wichtigkeit. Die ausgeschmolzenen Lockersedimente stellen potentielle Gefahrenbereiche dar, die stark murgefährdet sind.

Als Untersuchungsgebiet wurde das Hinterste Ultental gewählt, da hier die Häufigkeit der Blockgletschervorkommen hoch ist und das Gebiet in Hinblick auf Permafrost wissenschaftlich noch nicht erforscht ist.

Die Arbeit soll eine Ergänzung zu schon bestehenden Blockgletscherkartierungen und Analysen in der nördlichen Ortlergruppe sein und einen Beitrag zur vollständigen Erfassung von Permafrosterscheinungen in den Alpen leisten.

In einem Einführungskapitel werden Begriffsdefinitionen und eine Einführung in die Themenbereiche Permafrost bzw. Blockgletscher geboten. Der zweite Teil der Arbeit beschäftigt sich mit den Methoden der Permafrostforschung in Hochgebirgen. Der dritte Teil behandelt verschiedene Klassifizierungen von Blockgletschern.

Im Hauptteil der Arbeit wird zunächst das Untersuchungsgebiet hinsichtlich Lage, Geologie und Klima vorgestellt.

Nach der Erläuterung der Arbeitsschritte und der Feststellung der Aktivität der Blockgletscher mit Quelltemperatur-, BTS-Messungen und Neigungsanalysen folgen die Ergebnisse der durchgeführten räumlichen Analysen. Neben computergestützten Höhen- und Expositionsanalysen der kartierten Blockgletscher wurde auch eine Volumsberechnung und zwei Modellansätze zur Ermittlung der wahrscheinlichen Permafrostverbreitung getestet.



## 1.2. Permafrost und Blockgletscherforschung

### 1.2.1. Permafrost

In Bereichen der sub- und hochpolaren Klimazone wurde Permafrost bereits im 17. Jahrhundert beschrieben (Barsch, 1969).

In den Alpen hat die Erforschung von Permafrost sehr spät begonnen. Erst mit dem wachsenden Ausbau der massentouristischen Einrichtungen Mitte des 20. Jahrhunderts wurde das Vorhandensein von Permafrost im Hochgebirge zur Kenntnis genommen. Erste Hinweise auf alpinen Permafrost wurden durch die Errichtung der Seilbahn auf den Corvatsch 1963 (Oberengadin) in 2700 - 3300 m gewonnen (Barsch, 1969).

Der Begriff Permafrost wurde von Müller (1945) geprägt.

### 1.2.2. Blockgletscher

Die ersten Beschreibungen eines Blockgletschers waren die von Humlun (1882) und Steenstrup (1883). Allerdings glaubten sie, daß es sich dabei um "tote Gletscher" handelte.

Die erste Verwendung des Begriffs "rock glacier" im heutigen, modernen Sinn geht auf Cross und Howe (1905) zurück. Die erste Übersetzung ins Deutsche stammt von Högbom (1914).

Trotz der recht unglücklichen Bezeichnung der Form als *Blockgletscher*, die sich inzwischen international eingebürgert hat, wurde die Theorie der glazialen Entstehung durch die Arbeiten von Wahrhaftig & Cox (1959) und Barsch (1969) eindeutig als falsch erwiesen. Diese Erkenntnis verhinderte dennoch nicht die Bildung einer Vielzahl (über 100) von Hypothesen über die Entstehung von Blockgletschern. Oftmals wurden Teile früherer Hypothesen wieder benutzt, ohne zu wissen, daß sie bereits publiziert wurden. Zudem wurden viele der Hypothesen gar nicht oder unzureichend durch Feldarbeiten und geophysikalische Messungen bestätigt (Barsch, 1996).

Da die Zahl der Theorien groß ist, werden an dieser Stelle nur einige der wichtigsten erwähnt, aber nicht weiter ausgeführt. Für eine genauere Beschreibung der Theorien sei auf die Arbeit von Barsch (1996, S. 196 – 219) verwiesen.

Die unterschiedlichen Hypothesen können in drei große Gruppen unterteilt werden:

- Die Massenbewegungstheorien (Howe, 1909; Fischer, 1967)
  - Bergsturztheorie
  - Erdrutschungstheorie
- Die glazialen Entstehungstheorien (Lliboutry, 1965 und 1986; Klaer, 1974; Whalley, 1974)
  - Die Hypothese der schuttbedeckten Gletscher und Thermokarst
  - Das Übergangsstadium von schuttbedeckten Gletschern zu Blockgletschern
  - Die Moränenhypothese
- Die Blockstromhypothese (Caine and Jennings, 1968).

Die erste Publikation über Blockgletscher in den Alpen ist eine Arbeit über Blockgletscher im Engadin und Graubünden von Chaix (1919). Zwei weitere Publikationen von Chaix erschienen 1923 und 1943. Um 1950 steigt die Anzahl der Publikationen über Blockgletscher: Cailleux (1947), Michaud und Cailleux (1950), Boesch (1951), Domaradzki (1951), Capello (1947), Jäckli (1957), Pillewizer (1957), Höllermann (1964), Gerhold (1967), Barsch (1969). Diese Veröffentlichungen beschreiben bereits weite Teile der Alpen in denen die Hauptvorkommen der Blockgletscher (meist in nördlicher Exposition) liegen. Dies sind vor allem die Zentralen Westalpen (vor allem die Gebiete um Wallis und Graubünden – Schweiz), die Zentralen Ostalpen in Österreich und die Gebiete um den Mt. Blanc in Frankreich (Höllermann, 1982).

Die wichtigsten Arbeiten über die Verbreitung von Blockgletschern in der Ortlergruppe sind jene von Albertini (1955), Höllermann (1964), Belitz (1993), Simstich (1994) und Stötter (1994).

### 1.3. Definitionen und physikalische Grundlagen

**Permafrost** ist Lithosphärmaterial, das während der Dauer von mindestens einem Jahr Temperaturen unter 0°C aufweist (Haeberli & King, 1979, S. 269).

Die Beschränkung auf Lithosphärenmaterial bedeutet, daß Gletscher als Bestandteil der Hydrosphäre nicht zum Permafrost gezählt werden. Allerdings kann Toteis im Grenzbereich zwischen Litosphäre und Hydrosphäre als spezielle Form von Permafrost bezeichnet werden (Keller, 1993).

Als gemeinsamer Bestandteil der Kryosphäre (= Gletscher, Permafrost, Schnee, Eiskappen und Eis der Meere, Seen und Flüsse) reagieren sowohl Gebirgsgletscher als auch Gebirgspermafrost passiv auf Veränderungen in den anderen Sphären. Aus diesem Grund sind sie gute Indikatoren für Klimaänderungen (Hoelze, 1994).

Die Bezeichnung alpiner Permafrost wird im allgemeinen für Permafrost in allen Hochgebirgen verwendet.

Je nach Ausdehnung des Permafrostes spricht man von kontinuierlichem (v. a. in arktischen Räumen), diskontinuierlichem (Hochgebirgspermafrost) und sporadischem Permafrost.

Die Permafrostverbreitung wird durch die Energiebilanzfaktoren an der Oberfläche des Eiskörpers bestimmt, und diese wird sowohl von den Energieumsätzen an der Bodenoberfläche als auch von den geothermischen Bedingungen des Untergrundes

gesteuert. Zusammenhänge mit dem Klima spielen sich vor allem an der Bodenoberfläche und in der schützenden Bodenschicht ab. Die Energiebilanz an der Bodenoberfläche wird von der Strahlungsbilanz, den Wärmeaustauschvorgängen der Bodenoberfläche mit der Atmosphäre und den Bodenwärmeflüssen bestimmt. Der Bodenwärmefluß durch die aufliegende Bodenschicht zum Eiskörper ist hauptsächlich von der Wärmeleitfähigkeit des Materials im Untergrund abhängig, atmosphärische Schwankungen werden stark abgeschwächt (Keller, 1993). Als weiterer Energiebilanzfaktor wirkt sich das Relief auf die räumliche Verteilung der Strahlung aus. Neben der Schattenwirkung bestimmt es über die Hangneigung den Einfallswinkel der Strahlung.

Für das atmosphärische Klima ist die Lufttemperatur ein mehr oder weniger repräsentativer Parameter. Die Lufttemperatur ist eine häufig erfaßte Klimagröße in meist naheliegenden Meßstellen. Aus diesen beiden Gründen wird sie oft als Parameter in der Permafrost-Klimabeziehung gerangezogen.

### Unterschiedliche Bezeichnungen des Permafrosteises

Die Bezeichnung **Poreneis** wird verwendet, wenn der Boden mit wenig Eis durchtränkt ist. Es dient als Bindemittel, das den Boden zusammenhält. Ist die Erde mit einem hohen Wasseranteil durchtränkt, spricht man von **Segregationseis**. Die Eisschicht kann mehrere Meter dick sein, wobei das Eis nur wenig Feststoffe beinhaltet. **Gangeis** bildet sich durch das Eindringen von Wasser durch offene Spalten an der Bodenoberfläche. Die Herkunft des Wassers ist Schmelzwasser oder Regenwasser. Die Unterscheidung zu Segregationseis ist durch die vertikale Struktur und Schieferung des Gangeises gegeben. **Intrusiveis** wird durch das Eindringen von Wasser unter Druck in die permanent oder saisonal gefrorene Zone gebildet. Weitere Bezeichnungen dafür sind auch Schichteneis oder pingo ice (French, 1988).

Im Vergleich zu einem Gletscher ist Permafrost weniger viskos und hat einen höheren Schuttgehalt. Das Alter des Eises im Blockgletscher Murtèl wird auf mehrere tausend Jahre geschätzt (Haeberli, 1990) und durch die Datierung von Moosrelikten, die in einem Bohrkern gefunden wurden, bestätigt (Haas, 1993). Damit ist dieses Eis älter, als das Eis in den meisten alpinen Gletschern.

**Blockgletscher** sind gefrorene Schuttmassen bzw. Schutt-Eis-Gemische, die sich aufgrund plastischer Deformation ihres Eisgehaltes der Schwerkraft folgend langsam hang- oder talwärts bewegen (Barsch, 1980, S. 133).

Der Eisanteil von zungenförmigen Blockgletschern beträgt ca. 40 bis 70 %.

Bei Blockgletschern mit einem geringen mittleren Gefälle von nur 10 bis 15° muß der Eisanteil höher sein als bei Blockgletscher mit starkem Gefälle, sonst kann die erhebliche innere Reibung nicht überwunden werden und der Blockgletscher kommt zum Stillstand.

Bei einem Eisanteil über 70 % stellt sich allerdings die Frage, woher der doch recht erhebliche Eisanteil stammt. Es ist zweifelhaft, daß es sich hierbei ausschließlich um Poreneis handelt. Wayne (1981) weist auf die Existenz von schuttfreiem Blankeis in den Schuttmassen hin. Dabei handelt es sich entweder um Reste von Gletschereis, oder um eine Neubildung von Segregationseis unter Permafrostbedingungen.

Auch Washburn (1979, S. 229) ist der Meinung, daß Poreneis alleine für die Bewegung von Blockgletscherzungen nicht ausreicht, fügt aber hinzu, daß sich unter bestimmten Bedingungen Blankeislinsen aus Poreneis bilden können.

Da die Ansammlung von Lawinenschnee oder Driftschnee auf der konvex gewölbten Zunge der Blockgletscher unwahrscheinlich ist, kann das zur Bildung von „Überschußeis“ notwendige Wasser nur zum Teil aus der Schneedecke von der Oberseite zugeführt werden. Deshalb sind Gletscher oder Gletscherreste im Einzugsgebiet von Blockgletschern oft wichtige Schmelzwasserlieferanten für die Eisneubildung in der Blockgletscherzunge (Höllermann, 1983).

Für die Entstehung eines aktiven Blockgletscher müssen drei Kriterien erfüllt sein.

- Temperatur: das Gebiet muß in der Zone des diskontinuierlichen Permafrostes liegen, also räumlich gesehen oberhalb der  $-2^{\circ}\text{C}$  Jahresisotherme (Barsch, 1996). Das Klima muß zwar die Erhaltung und Neubildung von Eis ermöglichen, aber dennoch zu trocken sein, um eine ausgedehnte Vergletscherung zu ermöglichen (Höllermann, 1983).
- Material: unverfestigter Schutt muß in ausreichender Mächtigkeit an Schutthängen, aus Moränen oder anderen Ablagerungen zur Verfügung stehen. Blockgletscher können sich in fast allen Gesteinstypen bilden, die in Stücke zerbrechen die ein paar  $\text{cm}^3$  groß sind (alle Arten von Kristallingesteinen, Kalkstein, Sandstein, Vulkanite). Die Bildung von Blockgletschern ist also grundsätzlich nicht vom Ausgangsmaterial abhängig. Werden die klimatischen Bedingungen zur Bildung von Blockgletschern allerdings schlechter, sind Gesteine, die in größere Blöcke zerfallen günstiger als solche, die in kleine Korngrößen zerfallen (Barsch, 1996). Bei Karbonatgesteinen ist das Verwitterungsprodukt grobblockig und somit permafrostbegünstigend. Silikatgesteine, deren Verwitterungsmaterial reich an Feinmaterial ist, sind hingegen kein Gunstfaktor zur Bildung von Permafrost. Für die Energiebilanz auf einem Blockgletscher spielt neben der Oberflächenrauigkeit (Korngröße) auch die Absorptionsfähigkeit der Gesteine gegenüber der Sonnenstrahlung, die sich in ihrer Farbe ausdrückt, eine Rolle. Saure (= helle) Gesteine sind permafrostgünstiger als basische (= dunkle) Gesteine.
- Relief: das Relief muß die Entwicklung eines Blockgletschers zulassen. Es muß eine Geländeneigung existieren, die eine Instabilität der Ablagerung erlaubt (Barsch, 1996). Die Höhendifferenz zwischen Zungenende und Obergrenze der Steilumrahmung beträgt im Mittel 250 - 300 m, in kontinental-trockenen Gebieten bis zu 800 m (Höllermann, 1983).

Sind diese drei Bedingungen erfüllt, beginnt der Permafrostkörper durch die plastische Deformation von Eis zu kriechen (Barsch, 1996).

## 1.4. Blockgletscher und Klima

Die mittlere jährliche Lufttemperatur ist ein Indikator für den mittleren energetischen Zustand der Atmosphäre und damit auch weitgehend für die Verhältnisse auf der Bodenoberfläche. Barsch (1996) setzt eine mittlere jährliche Lufttemperatur von unter  $-2\text{ °C}$  als Bedingung für die Entsehung von Permafrost fest. Zudem müssen die Niederschlagsmengen in Form von Schnee zu gering für eine Gletscherbildung sein.

Inaktive Blockgletscher liegen in der Regel ca. 50 - 100 m tiefer als aktive Blockgletscher. Dies zeigen Arbeiten über Blockgletscher in der Schobergruppe, Hohe Tauern (Buchenauer, 1990) und auch in den Schweizer Alpen. Es wird angenommen, daß inaktive Blockgletscher während des Holozän (1804-1859), einer Periode mit niedrigeren Temperaturen als heute, aktiv waren. Bei einem Temperaturgradienten von  $-0,65\text{ °C}/100\text{ m}$  würde das einer Änderung der mittleren jährlichen Lufttemperatur von  $0,32 - 0,65\text{ °C}$  von der Mitte des letzten Jahrhunderts bis heute bedeuten (Barsch, 1996).

Die meisten fossilen Blockgletscher waren während der Jüngeren Dryas aktiv. Damals herrschte ein viel trockeneres (bis zu 30% weniger Niederschlag als heute, aber räumlich stark differenziert), kühleres Klima mit einer mittleren, jährlichen Lufttemperatur, die ca.  $3 - 4\text{ °C}$  tiefer lag als heute (Kerschner, 1985).

In den Hohen Tauern wurde ein mittlerer Depressionsbetrag zwischen inaktiven und fossilen Blockgletschern von 293 m (für 170 fossile Blockgletscher) ermittelt (Lieb, 1996). Berechnet man mit einem Temperaturgradienten von wiederum  $-0,65\text{ °C}/100\text{ m}$  die damalige mittlere jährliche Lufttemperatur (393 m Höhendifferenz zu heute aktiven Blockgletschern unter der Annahme von 100 m Höhendifferenz von aktiven und inaktiven Blockgletschern) so kommt man auf einen Temperaturunterschied von ca.  $2,6\text{ °C}$ .

Eine exakte zeitliche Datierung von fossilen Blockgletschern ist äußerst schwierig und mit starken Unsicherheiten behaftet. Dies ist vor allem auf den unsicheren Zeitpunkt der Vegetationsbedeckung zurückzuführen. Die Vegetationsbedeckung kann schon in der Endphase der Aktivität oder erst einige Zeit später erfolgen. Außerdem kann mit einer Datierung nur der ungefähre Zeitpunkt des Stillstandes ermittelt werden, nicht aber das Alter des Blockgletschers in seiner Entstehungsphase.

Gletscher und Blockgletscher können völlig unabhängig voneinander oder in räumlich enger Beziehung zueinander stehen.

In den südwestlichen USA, in Nordwest-Kanada sowie in den Karpaten findet man z. B. fossile Blockgletscher in Gebirgsgruppen, die niemals bis in die glaziale Stufe aufragten, wohl aber kaltzeitlich-periglazialen Bedingungen unterlagen. (Höllermann, 1983). Aber auch in den ehemals vergletscherten Gebieten findet man zahlreiche Blockgletscher, die sich unabhängig von heutigen oder ehemaligen Gletschern gebildet haben. Es kann durchaus sein, daß im Einzugsgebiet eines Blockgletschers noch kleine Gletscher oder Eisreste existieren. Dennoch reicht die Kombination von Schutt und Gletschereis allein nicht aus, um Blockgletscher zu bilden. Beweise dafür sind zahlreiche, bis in tiefe Lagen reichende, stark schuttbedeckte Gletscherzungen, die dort als Toteis abschmelzen. Zur Mobilisierung des Schutt-Eis-Systems kann es nur kommen, wenn die notwendigen klimatischen Bedingungen in größeren Höhen gegeben sind. (Haeberli, 1985).

In den Alpen liegen aktive Blockgletscher bevorzugt in der Umgebung rezenter Vergletscherungsgebiete in zentraler bzw. abgeschirmter Lage. Sie treten dort auf, wo die Bedingungen der Gletscherexistenz nicht mehr gegeben sind – es handelt sich also um „periglaziale“ Erscheinungen, wenn man die räumliche Lage zu den Gletschern betrachtet.

Aktive Blockgletscher treten vor allem randlich der Gletschergebiete auf, die in der Nachbarschaft inneralpiner Trockengebiete liegen. In den ozeanischen, am Alpenrand liegenden Gletschergebieten mit höherem Niederschlag in Form von Schnee, sind aktive Blockgletscher selten oder fehlen ganz (Höllermann, 1983). In schneereiche Gebirgsabschnitte der Nord- und Südalpen mit mehr als 320 Schneedeckentagen pro Jahr in einer Höhe von 2500 m gibt es in der Regel keine Blockgletscher. 94 % der Blockgletscher liegen in Gebieten mit sommerlichem Niederschlagsmaximum (Höllermann, 1983).

Das klimatische Optimum für Blockgletschervorkommen in den Alpen liegt in den Zentralalpen.

Die Reaktionszeit von Gletschern auf Klimaänderungen ist klar definiert. Sie entspricht jenem Zeitraum, der zwischen einer Veränderung der Massenbilanz und der dadurch induzierten Reaktion an der Gletscherzunge vergeht.

Laut Müller (1988) beträgt sie bei kleinen Gletschern einige Jahre, beim längsten Alpengletscher, dem Aletschgletscher, rund 3 - 4 Jahrzehnte.

Bei Blockgletschern ist eine klare Definition der Reaktionszeit äußerst schwierig, da die Veränderung nicht, wie bei Gletschern, deutlich sichtbar ist, sondern im Inneren des Blockgletschers abläuft.

Haeberli (1988) unterscheidet die Reaktionszeit von Permafrostkörpern in drei Zeitskalen:

- sofort durch Zunahme der sommerlichen Auftautiefe mit Setzungsbewegungen (Zeitskala - Jahr);
- verzögert über Änderungen des Temperaturprofils (Zeitskala - Jahre bis Jahrzehnte);
- definitiv durch Anpassung der Permafrostmächtigkeit an neue Temperaturverhältnisse infolge basalen Schmelzens, eventuell auch vollständiger Abbau von oben (Permafrostspiegel) und unten (Permafrostbasis) mit Setzung im übersättigten Permafrost (Zeitskala - Jahrzehnte bis Jahrhunderte, ev. Jahrtausende).

### 1.4.1. Höhenbeziehungen

Der Zusammenhang zwischen Gipfelhöhe, Schneegrenze und Permafrostuntergrenze wird anhand der Darstellung in Abb. 1 erklärt.

Die Schneegrenze ist die Untergrenze des Bereichs, in dem noch das ganze Jahr über Schnee liegt. Im Sommer ist der Bereich darunter schneefrei.

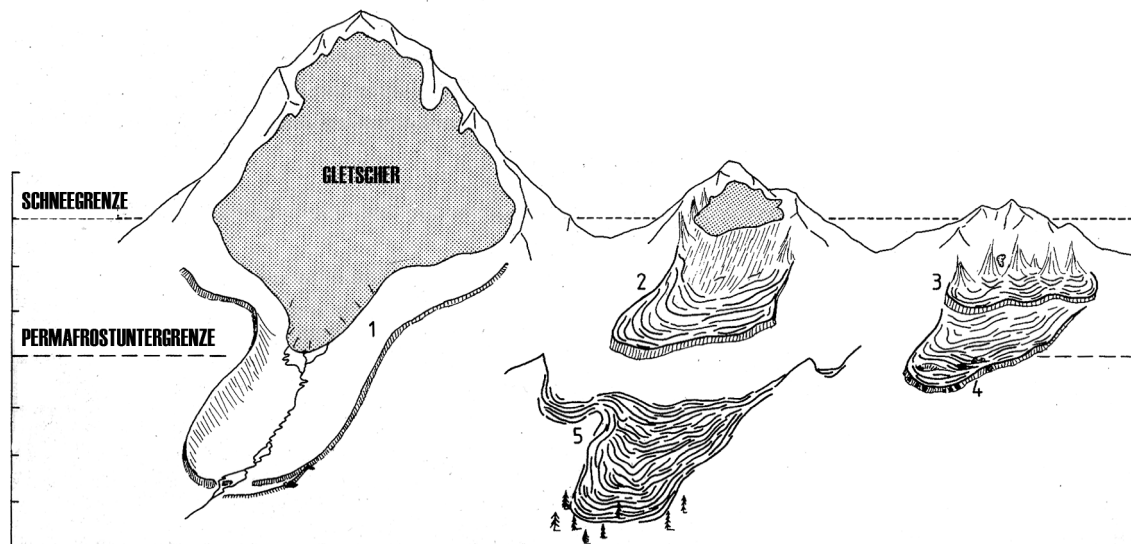


Abb. 1: Schematische Darstellung der Beziehung zwischen Gipfelhöhe, Schneegrenze und Permafrostuntergrenze (Kerschner, 1982, S. 25).

- 1 Die Gipfelhöhe liegt weit über der Schneegrenze. Der Gletscher ist durch ein großes Einzugsgebiet genährt und kann eine große Zunge ausbilden, die den gesamten Permafrostbereich einnimmt. Die Bildung von Blockgletschern ist nicht möglich.
- 2 Die Gipfel ragen nur geringfügig über die Schneegrenze hinaus, wodurch sich aufgrund des geringen Einzugsgebietes nur ein kleiner Gletscher bilden kann. Aktive Blockgletscher können sich bei genügend Schutzzufuhr im Bereich einstmals größerer Gletscherausdehnung bilden.
- 3 Die Gipfelhöhe liegt nahe oder unterhalb der Schneegrenze, sodaß sich kein Gletscher bilden kann. Das Lockermaterial der Schutthalden führt zur Bildung von aktiven Blockgletschern innerhalb der Permafrostzone.
- 4 Zeigt einen inaktiven Blockgletscher der sich bis unter die Permafrostuntergrenze bewegt hat und durch ausschmelzen des Eises zum Stillstand gekommen ist.
- 5 Zeigt einen fossilen Blockgletscher der sich aus spätglazialen Moränen entwickelt hat und weit unterhalb der heutigen Permafrostuntergrenze liegt.

Vergleicht man die Blockgletscheruntergrenze mit der Schneegrenze im Alpenverlauf, kann man feststellen, daß die Blockgletscheruntergrenze gleich wie die Schneegrenze zum kontinentalen Kern der Zentralalpen hin ansteigt, die Schneegrenze aber deutlich stärker als die Blockgletscheruntergrenze. Dies ist dadurch zu erklären, daß Blockgletscher auf verstärkte Strahlung und verringerte Zufuhr festen Niederschlages schwächer reagieren als Eisgletscher (Höllermann, 1983).

## 2. Methoden der Permafrostforschung im Hochgebirge

Hochgebirgspermafrost ist in den meisten Fällen nicht direkt sichtbar. Der gefrorene Boden verbirgt sich im Sommer unter einer Dezimeter bis zu mehreren Metern mächtigen ungefrorenen Auftauschicht. In den letzten Jahrzehnten wurden unterschiedliche Methoden zur Erforschung des alpinen Permafrostes entwickelt, um das „unsichtbare“ Phänomen genauer zu erforschen (vgl. Tab. 1).

Tab. 1: Methoden der Permafrostforschung (Lieb, 1991, S. 16).

Methoden	Aussage	Aufwand
Blockgletscherkartierung	Mindestverbreitung von Permafrost	gering
Vegetations- und Schneefleckenverteilung	Grobe Anhaltspunkte für potentielle Existenz von Permafrost	gering
Quelltemperaturmessung	Indirekte Aussage nur über das Vorhandensein von Permafrost	gering
BTS-Messung	Gute Aussagen über Permafrostverbreitung, nur bedingt über Eigenschaften des Permafrostes	mäßig
Direkte Beobachtung	Unmittelbarer Nachweis von Permafrost	gering
Seismik	Substratcharakter und Schichtaufbau erkennbar	hoch
Elektromagnetik	Substratcharakter und Schichtaufbau erkennbar	hoch
Bodenradar	Schichtaufbau des Untergrundes	hoch
Geodäsie	Raum-zeitliche Veränderungen an Blockgletschern	hoch

Aufgrund der finanziellen und zeitlichen Begrenzung konnten in der regionalen Studie im Hintersten Ultental nur wenige dieser Methoden zum Einsatz gebracht werden. Es wurde eine Kartierung der Blockgletscher, Schneeflecken und Vegetationsverteilung, Quelltemperaturmessungen an den meisten Austrittsquellen im Sommer 1998, und Basisschneetemperaturmessungen (BTS) anhand von zwei Profilen über zwei verschiedene Blockgletscher im Winter 1998/1999 durchgeführt.

Da eine lückenlose Erfassung des Permafrostes im gesamten Alpenraum kaum möglich ist, wurden mit Hilfe von automatischen Schätzverfahren Modelle zur Ermittlung der Permafrostverbreitung entwickelt (vgl. Kap. 2.5.). Zwei Modellansätze wurden im Rahmen dieser Arbeit für das Hinterste Ultental verglichen.



## 2.1. Quelltemperaturmessungen

Die Messung der Quelltemperatur an Wasseraustritten aus der Stirn der Blockgletscher ist ein sehr einfaches und gängiges Verfahren, um das Vorhandensein von Permafrost festzustellen.

Die dabei verwendeten Schwellenwerte gehen im wesentlichen auf Haeberli (1975) zurück. Liegen die Werte über 2 °C, kann Permafrost mit Sicherheit ausgeschlossen werden, liegen sie zwischen 1 - 2 °C, kann es sich bereits um Permafrost handeln, und sind die Temperaturen unter 1 °C, ist die Existenz von Permafrost sehr wahrscheinlich.

Um bei der praktischen Arbeit im Gelände eine möglichst sichere Aussage über das Vorhandensein von Permafrost machen zu können, müssen einige Regeln beachtet werden.

- Die Messungen müssen im Hochsommer durchgeführt werden, um das Temperaturmaximum im Jahresgang zu erfassen.
- Der Abstand von Schneefeldern sollte groß genug sein, um die Verfälschung der Wassertemperatur durch Schneeschmelzanteile im Quellwasser zu vermeiden.
- Die Messung sollte so nahe wie möglich am Quellaustritt erfolgen, da sich die Temperatur des Wassers schon nach wenigen Metern stark erhöhen kann.
- Quellen mit großer Schüttung sind grundsätzlich ein besserer Indikator als diffuse Wasseraustritte, obwohl man in Permafrostgebieten nur selten Wasseraustritte mit großer Schüttung vorfindet (Lieb, 1996).

## 2.2. BTS-Messungen

Durch die Messungen der Basistemperatur der winterlichen Schneedecke (= BTS) bei einer Schneehöhe von mind. 50 – 100 cm kann das Auftreten von Permafrost im Boden durch Erfassung der Temperaturverhältnisse im Untergrund belegt werden. Durch die winterliche Schneedecke, die eine sehr kleine Wärmetransportfähigkeit aufweist, werden kurzfristige Schwankungen der Temperatur an ihrer Oberfläche stark abgeschwächt (Vonder Mühlh and Haeberli, 1990; Keller und Gubler 1993). Die BTS wird daher in erster Linie vom Wärmefluß aus den darunterliegenden Bodenschichten beeinflusst.

Diese Basistemperatur der winterlichen Schneedecke stellt sich in den Monaten Februar und März auf eine praktisch konstante, über Jahre hinweg gleichbleibende Temperatur ein.

Der Temperaturgradient im frühwinterlichen Boden ist bei permafrostfreiem Untergrund durchwegs positiv (der Wärmefluß erfolgt von unten nach oben), während der Temperaturgradient im Permafrost in der Nähe des Permafrostspiegels vorübergehend wieder negativ wird (der Wärmefluß auf der im Sommer über 0 °C aufgeheizten Auftauschicht erfolgt gegen den Permafrostspiegel, also von oben nach unten - vgl. Abb. 2). Mit der Auflösung der Wärmereserve in der bis zum Hochwinter vollständig durchfrierenden Auftauschicht wird der Temperaturgradient nun zwar auch im Permafrost durchwegs positiv, gegenüber dem Temperaturgradienten im permafrostfreien Boden jedoch stark verkleinert. Gleiche Wärmeleitfähigkeit des Bodens und der Schneedecke vorausgesetzt heißt das, daß der Wärmefluß in und unter der



Temperaturmessungen im Flüelagebiet (Haeberli, 1973) ergaben auf permanent gefrorenem Untergrund bedeutend tiefere BTS-Werte als auf nicht gefrorenem Untergrund und können deshalb als Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen verwendet werden (Haeberli, 1973).

Die BTS-Werte liegen an Stellen ohne Permafrost meist über  $-2\text{ °C}$ , während sie an Stellen mit Permafrost oder über Gletschereis meist unter  $-3\text{ °C}$  bis zu  $-8\text{ °C}$  liegen (Haeberli, 1973).

Ein Unterschied in der Temperatur bei unterschiedlicher Schneehöhe konnte nicht festgestellt werden (Haeberli, 1973).

## **2.3. Bewegungsmessungen**

Für das Verständnis der Blockgletscher sind Bewegungsmessungen über längere Zeiträume unbedingt notwendig. Außerdem sind sie die Grundlage zur Überprüfung aller Theorien der Klimaabhängigkeit der Blockgletscherbewegung, sowie der existierenden, allgemeinen Hypothesen zur Blockgletscherentstehung.

Die Bewegung eines aktiven Blockgletschers hat, wie alle linearen geomorphologischen Prozesse, eine horizontale und eine vertikale Komponente (Barsch, 1996).

Die horizontale Bewegung eines aktiven Blockgletschers kann zwischen 1 - 200 cm/a variieren. Eine Horizontalbewegung über 200 cm/a ist nur unter speziellen topographischen (Blockgletscher Äußeres Hochebenkar bis zu 500 cm/a) oder geomorphologischen Situationen (Gruben Blockgletscher: 300 cm/a) möglich.

Obwohl die Geschwindigkeit meistens über eine Zeit lang konstant bleibt, ereignen sich mit der Zeit doch Veränderungen in der Bewegung. Die Ursachen dafür sind

- eine Änderungen in der Aktivität,
- eine Änderung des Materialnachschiebs oder
- saisonale Schwankungen.

Massenhaushaltsmessungen auf Blockgletschern (vertikale Komponente) beweisen die starke Klimaabhängigkeit der Blockgletscher. Sie reagieren auf thermische Veränderungen sehr schnell, wodurch die Höhe eines Blockgletschers schon in relativ kurzen Zeiträumen beträchtlich schwanken kann. Dies ergaben Messungen am Mur-tèl I, wo im warmen Sommer 1971 deutlich höhere Einsinkbeträge gemessen wurden als im kühlen Sommer 1972 (Barsch, 1978).

Der Massenhaushalt eines Blockgletschers ist vom Materialnachschieb, vom Gefälle (Relief) und vom Abschmelzen des Eises im Inneren (Klima) abhängig (Barsch, 1978).

Bewegungsmessungen an Blockgletschern sind relativ aufwendig und noch immer recht selten. Die meisten Messungen umfassen nur wenige Jahre mit nur wenigen Meßpunkten. Tabelle 2 bietet eine Zusammenstellung der wichtigsten langjährigen Meßreihen.

Systematische Bewegungsmessungen auf Blockgletschern werden seit 1919 (Unteringadin) mit Hilfe von Markierungen und eingesetzten Stangen durchgeführt, welche entweder geodätisch oder photogrammetrisch eingemessen werden (Chaix, 1923).

Tab. 2: Bewegungsmessungen an verschiedenen Blockgletschern (eigene Zusammenstellung aus mehreren Büchern: Barsch, 1978; Barsch, 1996; Kääb, 1996).

Verfasser	Blockgletscher	Jahre	Land	Geschw. [cm/Jahr]	Art
Barsch (1969)	Macun I	8	Schweiz	30	photogrammetrisch
Barsch (1978)	Murtèl I (Abb. 3)	39	Schweiz	5,5	photogrammetrisch
Chaix (1923)	Val Sassa	21	Schweiz	140	-
Eugster (1973)	Val Sassa	7	Schweiz	50	photogrammetrisch
Evin (1987)	Ast	32	Frankreich	8	-
	Petit Loup	32	Frankreich	16	
Jackson and MacDonald (1980)	Tungsten	17	Canada	260	-
Kääb (1996)	Gruben-Blockgletscher	21	Schweiz	55	photogrammetrisch
Messerli und Zurbuchen (1968)	Großer Gufe	12	Schweiz	60	photogrammetrisch
	Weissmies	6	Schweiz	60	
Pillewizer (1957)	Ölgruben	16	Österreich	74	-
Vietoris (1972)	Hochebenkar	19	Österreich	150	Steinreihen
	Hochebenkar	3	Österreich	500	Steinreihen
Wahrhaftig und Cox (1959)	Clear Creek	8	Alaska	65	Steinreihen
White (1976)	Taylor	7	USA	6,6	Steinreihen
	Arapho	5	USA	5	

### 2.3.1. Meßmethoden

#### Steinreihen

Die geodätische Lage- und Höhenbestimmung (über einen bestimmten Zeitraum) von markanten Punkten entlang eines Profils (Steinreihen) liefert Angaben über die Geschwindigkeit eines Objekts. Allerdings beschränken sich die Informationen auf einzelne Punkte und meistens ist die geodätische Bewegungsmessung in unzugänglichem Gebiet nicht möglich (Kääb, 1996).

### Photogrammetrie

Die Vorteile der Photogrammetrie liegen eindeutig in der lückenlosen und flächenhaften Erfassung des Objekts (Kääb, 1996).

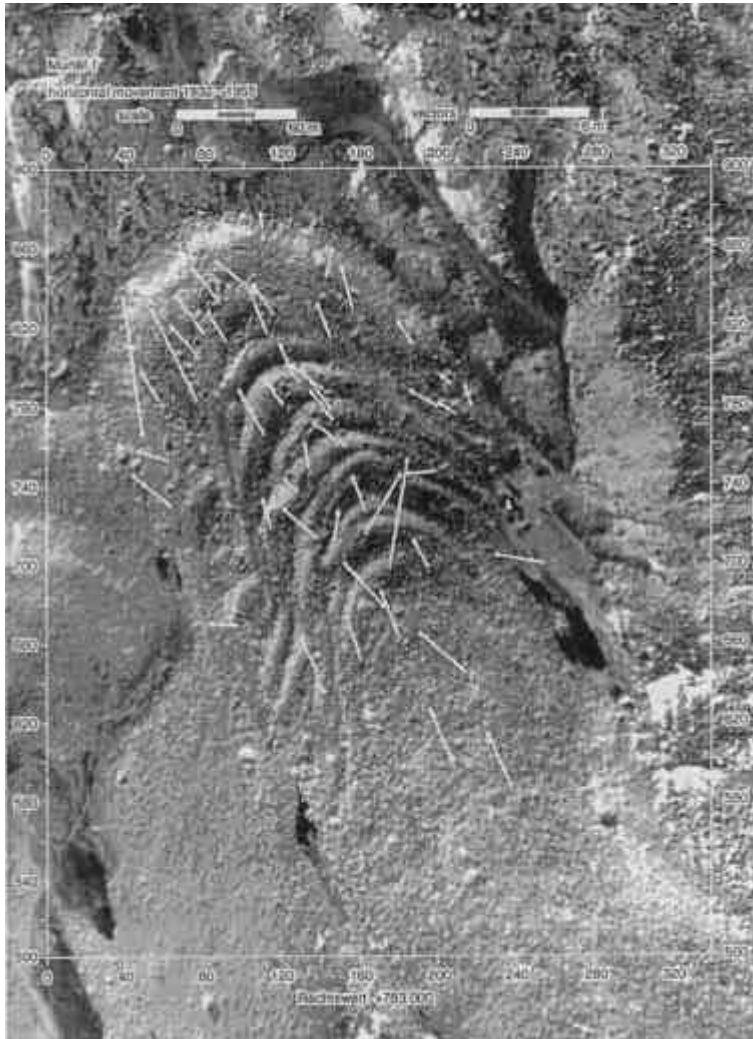


Abb. 3: Horizontalbewegung am Blockgletscher Murtèl I 1932 - 1955 (Barsch, 1996, S. 135)  
Photogrammetrische Aufnahme von der Technischen Universität Karlsruhe.

Überwiegend werden photogrammetrische Methoden zur Bestimmung der Ausdehnung, sowie des Massenhaushaltes von Gletschern verwendet und fließen somit als bedeutende Grundlagendaten in glaziologische Analysen ein (Kääb, 1996).

In der Blockgletscherforschung wurde diese Methode von Messerli und Zurbuchen (1968) zum ersten Mal angewandt.

Aus den Stereobildpaaren werden markante Punkte lokalisiert und deren Lage in den späteren, bzw. früheren Aufnahmen bestimmt. Durch Bewegungsvektoren (vgl. Abb. 3) wird die Richtung und Länge der Bewegung ermittelt.

## **2.4. Interne Strukturen eines Blockgletschers**

Die internen Strukturen von Blockgletscher sind immer noch wenig erforscht, obwohl durch neue geophysikalische Methoden (Seismik, geoelektronische Sonden) und die Temperaturmessungen in den letzten 20 Jahren viel wissenschaftliche Information gesammelt werden konnte. Der Eisanteil beträgt zwischen 50 und 80 % des Gesamtvolumens (Barsch, 1996).

Nur selten besteht die Möglichkeit, den inneren Kern eines aktiven Blockgletschers direkt zu beobachten. Einige Ausgrabungen oder kollabierende Blockgletscher (vgl. Abb. 4, 4a) eröffneten den Wissenschaftlern einen direkten Blick auf das Innere eines Blockgletschers.

Aus diesen Untersuchungen ergaben sich folgende wichtige Beobachtungen:

- der Eiskörper beinhaltet keine eckigen Geröllblöcke, da diese durch das sie umgebende Eis abgerundet sind,
- das Eis beinhaltet Luftblasen,
- dünne Schichten von Sand und Schlamm sind vorhanden,
- die Sand- und Schlammsschichten sind wellenförmig (Barsch, 1996).

Blockgletscher sind zweischichtig in Hinblick auf Textur und Temperatur.

Der Unterschied in der Textur ist an der vorderen Böschung sichtbar, wo feinkörniges Material überwiegt. Nach der Textur kann man einen grobblockigen Blockgletschermantel und einen feinförnigen inneren Blockgletscherkern unterscheiden.

Nach der Temperatur können Blockgletscher in einen aktiven Teil, der im Sommer auftaut und einen permanent gefrorenen, inneren Teil untergliedert werden. Ist die Auftauschicht des aktiven Teiles mehr als 10 m mächtig, handelt es sich um einen inaktiven Blockgletscher.

Diese zwei Unterscheidungen gehen nicht konform, obwohl der größte Teil des feinkörnigen Blockgletscherkerns gefroren ist und Eis beinhaltet (Barsch, 1996).

Die Größe der Blöcke an der Oberfläche kann sehr stark variieren. Sie können so groß wie Häuser, oder so klein wie Tennisbälle und kleiner sein. Die „normale“ Blockgletscheroberfläche besteht aus Geröllblöcken mit einer durchschnittlichen Größe von 0,6 – 1 m (Barsch, 1996).

Die Gerölloberfläche eines Blockgletschers bildet einen nur 2 – 5 m dicken Mantel. Unter dieser Geröllschicht befindet sich feinkörniges Material. Dieses setzt sich überwiegend aus Sand, Schlamm und grobkörnigeren Fragmenten, die in feinen Partikeln schwimmen, zusammen. Ton und Kies kommen nur in sehr geringen Mengen

vor. Die Zusammensetzung von typischen, aktiven Blockgletschern ist meistens ca. 60 % Sand und ca. 30 % Schlamm (Barsch, 1996). Bei inaktiven und fossilen Blockgletschern ist das Feinmaterial ausgewaschen.



Abb. 4: Interne Strukturen eines inaktiven Blockgletschers in Colorado (60 km westlich von Denver auf 3475 m) Foto D. Moore, August 1990 (Barsch, 1996, S. 75).

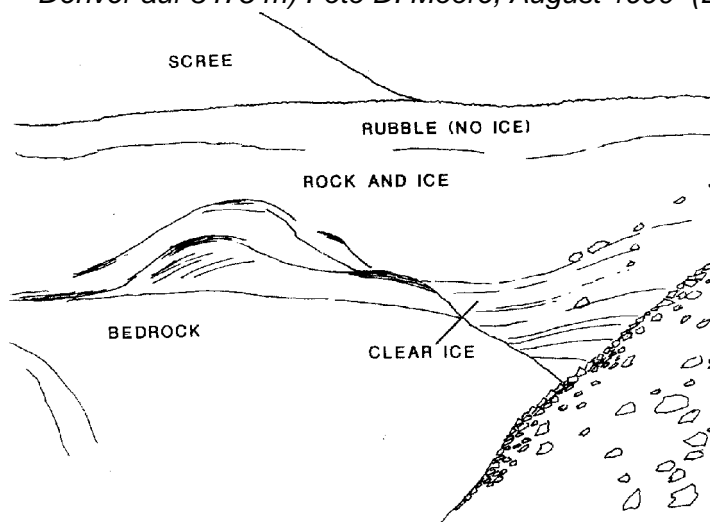


Abb. 4a: Erklärung des Profils in der Photographie von David Moore (Barsch, 1996, S. 75).

## 2.5. Methoden zur Modellierung der Permafrostverbreitung

Mit Hilfe von geographischen Informationssystemen (GIS) wurden im Laufe der letzten Jahre Modelle entwickelt, die die Verbreitung des alpinen Permafrostes berechnen. Inzwischen gibt es mehrere Ansätze, mit deren Hilfe die Permafrostverbreitung berechnet werden kann.

### 2.5.1. Modelle auf Basis von empirischen Zusammenhängen

Sogenannte empirische oder phänomenologische Modelle basieren auf Beobachtungen und/oder Messungen. Die Modelleigenschaften sind mathematisch einfach, physikalisch dagegen oft undurchsichtig. Die Anwendung eines solchen Modelles ist nur innerhalb eines genau festgelegten Bereiches gültig (Hoelzle, 1994).

Ein Modell zur Berechnung der potentiellen Permafrostverbreitung, das auf die geomorphologischen Gegebenheiten der Schweiz abgestimmt ist, ist das Modell Permakart von Keller (1992). Die Wahrscheinlichkeit einer falschen Vorhersage von Permafrost und permafrostfreien Gebieten durch dieses Modell dürfte < 25 % liegen (Hoelzle, 1994).

Das Programm Permakart ist innerhalb des Geographischen Informationssystems ArcInfo in der Systemsprache AML geschrieben und benötigt lediglich ein digitales Geländemodell (DGM) zur Berechnung der möglichen und wahrscheinlichen Permafrostgebiete. Als Grundlage dienen die von Haeberli 1973 aufgestellten Faustregeln zur Abschätzung der Permafrostverbreitung in den Alpen.

Die Struktur des Programms basiert auf drei Blöcken. Zuerst wird aus dem Geländemodell ein Punktmittel (TIN = triangulated irregular network) berechnet. Weiters werden jedem Punkt durch eine Reliefanalyse die Attribute Höhe, Exposition, Hangneigung und relative Geländelage in einer Datenbank zugeordnet. Im zweiten Block wird eine Permafrostoberfläche generiert. Im dritten Block muß nun die entstandene Permafrostoberfläche trianguliert werden, damit die Grenzlinien in Landeskoordinaten vektorisiert werden können (Keller, 1993).

#### Faustregeln zur Abschätzung der Permafrostverbreitung in den Alpen

Die von Haeberli (1975) aufgestellten Faustregeln helfen die Verbreitung von Permafrost abschätzen zu können. Die Faustregeln beruhen auf Auftauschichttemperaturmessungen, Rammsondenprofilen, Refraktionsseismiken, Geoelektriken, Quelltemperaturmessungen im Spätsommer, BTS-Messungen und Bewertung der Einzugsgebiete von aktiven Blockgletschern und Zungenhöhen von fossilen Blockgletschern.

Folgende Annahmen wurden für die Faustregeln getroffen:

- die großräumige Permafrostverbreitung wird von der Lufttemperatur, welche eine Funktion der Höhe ist, bestimmt,
- die lokale Permafrostverbreitung wird von der Globalstrahlung, die lokal stark variiert (Exposition und Neigung), bestimmt,
- eine kleinräumige Beeinflussung der Permafrostverbreitung wird durch den Schnee bestimmt. Die Schneedecke beeinflusst die Energieflüsse durch thermische Isolation und die Albedo. Die Schneeverteilung wird zudem durch Wind und



Lawinen stark beeinflusst und kann somit als eine Funktion der Topographie beschrieben werden (Hoelzle, 1994).

### Die Faustregeln

Unterhalb der Waldgrenze muß nur in Ausnahmefällen (extrem schattige Waldpartien), oberhalb der Waldpartien muß grundsätzlich mit der Existenz von Permafrost gerechnet werden.

Im Gebiet der geschlossenen Rasen ist die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Permafrost gering (< 25 %), in unbewachsenen Schuttgebieten dagegen groß (> 75 %).

Mit Hilfe der Topographie kann die Permafrostverbreitung grob abgeschätzt werden. Man benützt dazu den in Tabelle 3 aufgezeigten Schlüssel.

Tab. 3: Schlüssel zur Abschätzung der Permafrostverbreitung (Haeberli, 1975, S.121).

Exposition	Permafrost möglich oberhalb (m ü. M.)		Permafrost wahrscheinlich oberhalb (m ü. M.)	
	Steilhang	Hangfuß	Steilhang	Hangfuß
N	2400	2100	2600	2550
NE	2450	2300	2600	2700
E	2600	2400	3000?	2700
SE	2850	2300	3000?	2700
S	3000	2250	?	2600
SW	2700	2150	2900	2550
W	2500	2100	2600	2450
NW	2350	2050	2400	2400
<b>Verflachungen</b>				
windexponiert	2600		2700	
windgeschützt	2650		3000?	

Permafrost wird kleinräumig stark vom Relief und von der Schneedecke beeinflusst.

- Hanglagen mit Neigungen über 5 - 10° sind stark expositionsabhängig. Wird die isolierende Schneedecke im Winter durch Lawinenabgänge reduziert, kann die kalte Lufttemperatur leichter in den Boden eindringen und die Bildung von Permafrost wird begünstigt.
- Hangfußlagen werden oft durch Lawinenabgänge von einer mächtigen Schneedecke bedeckt. Der oftmals bis in den Hochsommer liegenbleibende Schnee hat einen bodenabkühlenden Effekt und ist somit ebenfalls permafrostbegünstigend.
- Verflachungen in Tallagen und Mulden sind generell nicht expositionsabhängig und windgeschützt. Sie weisen meist schon im Frühherbst eine höhere Schneehöhe auf. Dadurch sind sie von der Kälte geschützt wodurch Permafrost erst in höheren Lagen auftritt.
- Verflachungen in Gipfellen sowie Grate sind ebenfalls expositionsunabhängig und meistens windexponiert. Obwohl der Boden durch die geringe Schnee-

höhe den kalten Lufttemperaturen im Winter ausgesetzt ist, sind diese Geländesituationen eher permafrostungünstig, da die Schattenwirkung der näheren Umgebung fehlt (Keller, 1993).

4. Mit Hilfe von Luftbildern kann das Bild verfeinert werden. Eindeutige Zeigerphänomene sind:
  - intakte (aktive und inaktive aber nicht eingesunkene ) Blockgletscher
  - perennierende Schneeflecken und Lawinenreste, die regelmässig den Sommer ganz oder nahezu überdauern.Generell ist grobblockiges Oberflächenmaterial permafrostgünstig, feinkörniges, wasserführendes Material hingegen permafrostungünstig.
5. Einen raschen Überblick über die tatsächlich vorhandenen Verhältnisse schafft man sich durch eine BTS-Kartierung.
6. Für Detailstudien eignen sich geophysikalische Untersuchungen, vor allem Refraktionsseismik und Geoelektrik. Eindeutige Ergebnisse sind aber nur über eine Kombination von Sondiermethoden zu erhalten.
7. Bohrungen auf Untergrundeis müssen mit einem Koppelkernrohr durchgeführt werden. In das Bohrloch gehören Temperaturfühler. Dabei muß das Abklingen der thermischen Störung abgewartet oder beobachtet werden. Ein Bauwerk kann das Lokalklima verändern. Ein Staudamm kann z. B. einen Kaltluftsee induzieren und damit die Oberflächentemperaturen absenken, einen windexponierten Grat (Dammkrone) und einen schneearmen Steilhang (Damm-Luvseite) schaffen und durch Blockwurf kann die Wärmeleitfähigkeit der Oberflächenschicht beeinflusst werden.
8. Dauernd gefrorene Lockersedimente (Schutthalden, Moränen, etc.) sind normalerweise extrem eisreich (50-100 Vol.%). Das heißt, daß der Eisgehalt das Porenvolumen des ungefrorenen Sedimentes bei weitem übersteigt und somit der Permafrostkörper eisübersättigt ist. Beim Gefrieren und Tauen entsprechender Materialien sind große Hebungs- und Setzungsbewegungen zu erwarten. Eisreicher alpiner Permafrost kriecht ähnlich wie Gletschereis, aber um etwa zwei Größenordnungen langsamer (Haeberli, 1975).

Eine sehr einfache Modellierung der Permafrostverbreitung wurde von Stötter (1994) durchgeführt. Dabei geht er auf die speziellen Verhältnisse des jeweiligen Untersuchungsgebietes ein, indem er für die Berechnung der Permafrostuntergrenze die Untergrenze der kartierten Permafrosterscheinungen je Exposition heranzieht und nicht auf die Höhengrenzen von Haeberli 1975 zurückgreift. Die Permafrostverteilung für das Hinterste Ultental wurde mit diesem Ansatz ermittelt (vgl. Kap. 4.6).

### 2.5.2. Prozeßorientierte Modelle

Bei prozeßorientierten Modellen sind die wichtigsten Prozesse bekannt und können mit Hilfe von physikalischen Gesetzen mathematisch formuliert werden. Sie sind physikalisch gut verständlich und allgemein gültig (Hoelzle, 1994).

Die Permafrostberechnung von Hoelzle (1992) ist ein Modell, bei dem die Berechnung der Globalstrahlung als wichtige Komponente der Energiebilanz in den Vordergrund gestellt wird. Zusätzlich wird die kurzwellige Strahlungsbilanz auf den unterschiedlichen Oberflächen wie Gletscher, Wald, Vegetation, Geröll und Seen mit Hilfe der Albedo ermittelt. Für eine nähere Ausführung der detaillierten Berechnungen der

Globalstrahlung und der kurzwelligen Strahlungsbilanz sei auf die Arbeit von Hoelzle 1994, Seite 51 - 67 hingewiesen.

Diese Modellrechnung wurde freundlicherweise von Dr. Martin Hoelzle von der ETH Zürich für das hinterste Ultental durchgeführt. Die Diskussion sowie die Darstellung der Ergebnisse sind in Kap. 4.6.

### **3. Klassifizierungen von Blockgletschern**

Blockgletscher können nach ihrer Aktivität oder nach ihrer Form klassifiziert werden. Eine Klassifizierung von Blockgletschern in Aktivitätsstufen ist vor allem für klimabezogene Aussagen von Bedeutung. Je nach Geländeform (Neigung) und Größe des Einzugsgebietes des Blockgletschers bilden sich unterschiedliche Formen aus.

#### **3.1. Aktivitätsstufen von Blockgletschern**

Blockgletscher werden aufgrund ihrer Aktivität üblicherweise in drei Stufen unterteilt. Man spricht von aktiven, inaktiven und fossilen Blockgletschern (Barsch, 1996). Aktive und inaktive Blockgletscher werden auch in die Gruppe der intakten Blockgletscher zusammengefaßt, da beide Aktivitätsstufen einen Eisanteil aufweisen.

##### **3.1.1. Aktive Blockgletscher**

Aktive Blockgletscher bewegen sich 1 - 500 cm/Jahr. Sie sind meist mehrere Zehnermeter mächtig und die Neigung der Böschung ist  $> 35^\circ$ .

Die Oberfläche ist aus frischem Material und hat keine Flechten, Verwitterungskrusten und Eisenflecken. Feinmaterial befindet sich nur an der vorderen und seitlichen Böschung, auf der Oberfläche fehlt es. Die Oberfläche besteht normalerweise aus Geröllblöcken und hat ein Mikrorelief von Furchen und Wülsten.

Charakteristika eines aktiven Blockgletscher sind

- eine steile und leicht gefärbte Böschung,
- eine dunklere, geröllbedeckte Oberfläche mit Furchen und Wülsten,
- eine Neigung, die an der Oberseite viel geringer ist, als an der Stirn,
- das obere Ende geht in einen steilen Böschungshang über, oder Böschungshang und Blockgletscher sind durch eine Depression getrennt. (Barsch, 1996)

##### **3.1.2. Inaktive Blockgletscher**

Inaktive Blockgletscher zeigen keine Bewegung (zumindest nicht im meßbaren Bereich  $< 1$  cm/Jahr), sind aber noch nicht gänzlich eisfrei. Die seitliche und vordere Stirn ist nicht mehr so stark geneigt und weist bereits Pioniervegetation auf.

Indikatoren für den inaktiven Status eines Blockgletschers sind

- ein gut entwickeltes Vorfeld aus Geröllblöcken rund um den Fuß der vorderen Böschung,
- das Vorkommen von Vegetation auf dem Feinmaterial an der vorderen und seitlichen Böschung,
- Spuren von kleinen Schuttgleitungen an der Seitenböschung,
- eine gegenüber dem aktiven Blockgletscher weniger geneigte vordere Böschung (Barsch, 1996)

Ein aktiver Blockgletscher kann aufgrund klimatischer Veränderungen und/oder durch eine zu geringe Dynamik inaktiv werden und zum Stillstand kommen.

1. klimatische Inaktivität (vgl. Abb. 5): das Eis im Blockgletscher schmilzt, wodurch der ungefrorene Mantel des Blockgletschers mehr als 10 m Mächtigkeit erreicht. Die gefrorene Schicht wird so dünn, daß die Deformation des Eises nicht mehr ausreicht, um ein Kriechen zu verursachen (Barsch, 1996).

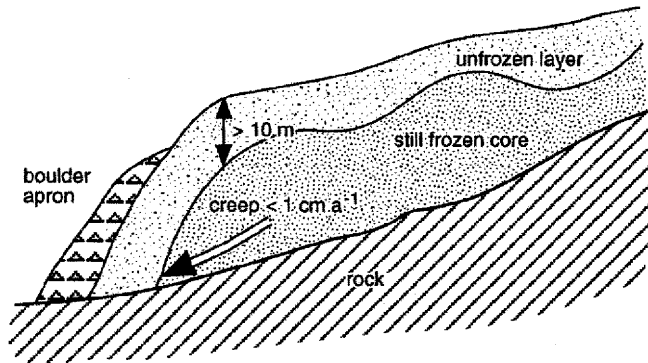


Abb. 5: Klimatisch inaktiver Blockgletscher (Barsch, 1996, S. 193).

2. Dynamische Inaktivität: Die Blockgletscher werden inaktiv, obwohl sie noch im Bereich des Permafrostes liegen. In diesem Fall ist die Entfernung der Zunge zum Ursprung des Blockgletschers zu groß und die Neigung zu gering, sodaß die Grenze für eine Bewegung unterschritten wird. Dies tritt vor allem in Gebieten mit kontinuierlichem Permafrost auf, wo zuwenig Schutt- und Schneezufuhr für die Bewegung des Blockgletschers gegeben ist (vor allem in Spitzbergen oder in den Bergen Alaskas) (Barsch, 1996).

### 3.1.3. Fossile Blockgletscher

Fossile Blockgletscher sind ehemalige Blockgletscher, aus denen alles Eis ausgeschmolzen ist. Sie sind charakterisiert durch eingebrochene Strukturen, geringere Neigung der Stirn und stärkeren Bewuchs an der Oberfläche.

Die grundsätzliche Form eines Blockgletschers ist trotzdem noch deutlich erhalten. Sogar das Zweischichtsystem an der vorderen Böschung (feinkörniger Kern, grobkörniger Mantel, vgl. Kap. 2.4.) ist teilweise noch vorhanden. Oftmals sind lediglich die feinkörnigen Teile bewachsen (teilweise sogar mit kleinen Bäumen) und der geröllblockige Teil ist nur stellenweise oder gar nicht mit Vegetation bedeckt.

Um fossile Blockgletscher nicht mit ähnlichen Formen (z. B. Bergstürzen) zu verwechseln, sollten einige Charakteristika der Blockgletscher kontrolliert werden.

- Das Oberflächenrelief kann immer noch Furchen und Rillen beinhalten.
- Die äußeren Wälle sind normalerweise die größten und beinhalten alle Korngrößen.
- Die Ablagerung ist an der Zunge mehr als 5 bis 10 m mächtig.
- Die Fläche der Ablagerung umfaßt 1/4 oder 1/3 der Fläche der Felsumrahmung (Barsch, 1996).

Außerdem treten Blockgletscher selten alleine auf. Hat man also Zweifel zur Identifizierung eines fossilen Blockgletschers, sollte man die Umgebung nach ähnlichen Formen absuchen (Barsch, 1996).

## **3.2. Formentypen von Blockgletschern**

Die Typisierung von Blockgletschern aufgrund ihrer Form ist in der Literatur keineswegs einheitlich.

An dieser Stelle sei nur eine gängige Einteilung von Blockgletschern behandelt.

Je nach Geländeform und Ausgangsmaterial unterscheidet Barsch drei unterschiedliche Blockgletschertypen (Barsch, 1996).

### **3.2.1. Böschungsblockgletscher (talus rock glacier)**

Der Böschungsblockgletscher entwickelt sich unter einem Schutthang im Bereich des diskontinuierlichen Permafrostes in allen großen Gebirgssystemen.

Die Schuttproduktion der Felswände über dem Schutthang erhöht die Masse an eisgesättigtem Schutt. Die Geschwindigkeit und Form des Blockgletschers ist in diesem Fall stark von der Geländeform beeinflusst (Barsch, 1996).

Der Böschungsblockgletscher ist normalerweise lobenförmig (lobate rock glaciers), kann aber bei großer Schuttzufuhr und geeigneter Topographie auch zungenförmig (tongue-shaped rock glaciers) ausgebildet sein (Barsch, 1996).

Diese Unterscheidung ist auf Domaradzki (1951) und Wahrhaftig und Cox (1959) zurückzuführen und differenziert die hauptsächlichen Formen sehr gut. Sie sind durch das Längen- und Breitenverhältnis definiert, wobei die Länge in Fließrichtung gemessen wird. Ist das Verhältnis Länge zu Breite  $> 1$ , ist es ein zungenförmiger Blockgletscher, ist das Verhältnis  $< 1$ , ist er lobenförmig (Barsch, 1996).

Während die meisten lobenförmigen Blockgletscher ohne direkte Gletscherbeteiligung durch Mobilisierung von Haldenschutt oder Hangschuttansammlungen entstanden sind, ist bei der Entstehung von zungenförmigen Blockgletscher der Einfluß noch bestehender, oder inzwischen verschwundener Gletscher sehr häufig anzutreffen (Höllermann, 1983). Ist dies der Fall, handelt es sich um einen Schuttblockgletscher.

### **3.2.2. Schuttblockgletscher (debris rock glacier)**

Schuttblockgletscher transportieren Material glazialen Ursprungs. Aus einer Moräne kann sich ein eisübersättigter Permafrostkörper entwickeln, der zu kriechen beginnt. Schuttzufuhr kann in diesem Fall nur durch den Gletscher, der neues Material an die Innenseite der Moräne drückt, erfolgen.

Trotz der unmittelbaren Nähe zu einem Gletscher und der Abhängigkeit zu diesem durch die Materialzufuhr, konnte in den daraufhin untersuchten Blockgletschern kein Gletschereis im vorderen Bereich der Blockgletscher nachgewiesen werden. Durch

Hammerschlagseismik wurde eindeutig Permafrosteis im Zungenbereich festgestellt (Barsch, 1996) .

### **3.2.3. Komplexe Blockgletscher (complex rock glacier)**

Alle nicht eindeutig zu definierenden Formen können dem Typ der komplexen Blockgletscher zugeordnet werden. Dazu gehören Blockgletscher

- die aus verschiedenen Teilen bestehen (multipart),
- die sich in mehrere Loben aufteilen (multilobe),
- die aus Teilen unterschiedlichen Alters aufgebaut sind (multiunit) oder
- deren unterschiedliches Material aus verschiedenen Quellen (multiroot) stammt (Barsch, 1996).

## 4. Blockgletscheranalysen im Hintersten Ultental

### 4.1. Das Ultental

#### 4.1.1. Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet - das Hinterste Ultental - bildet den westlichen Talschluß des Südwest-Nordost verlaufenden Ultentales und ist Teil der Ortler-Cevedale-Gruppe.

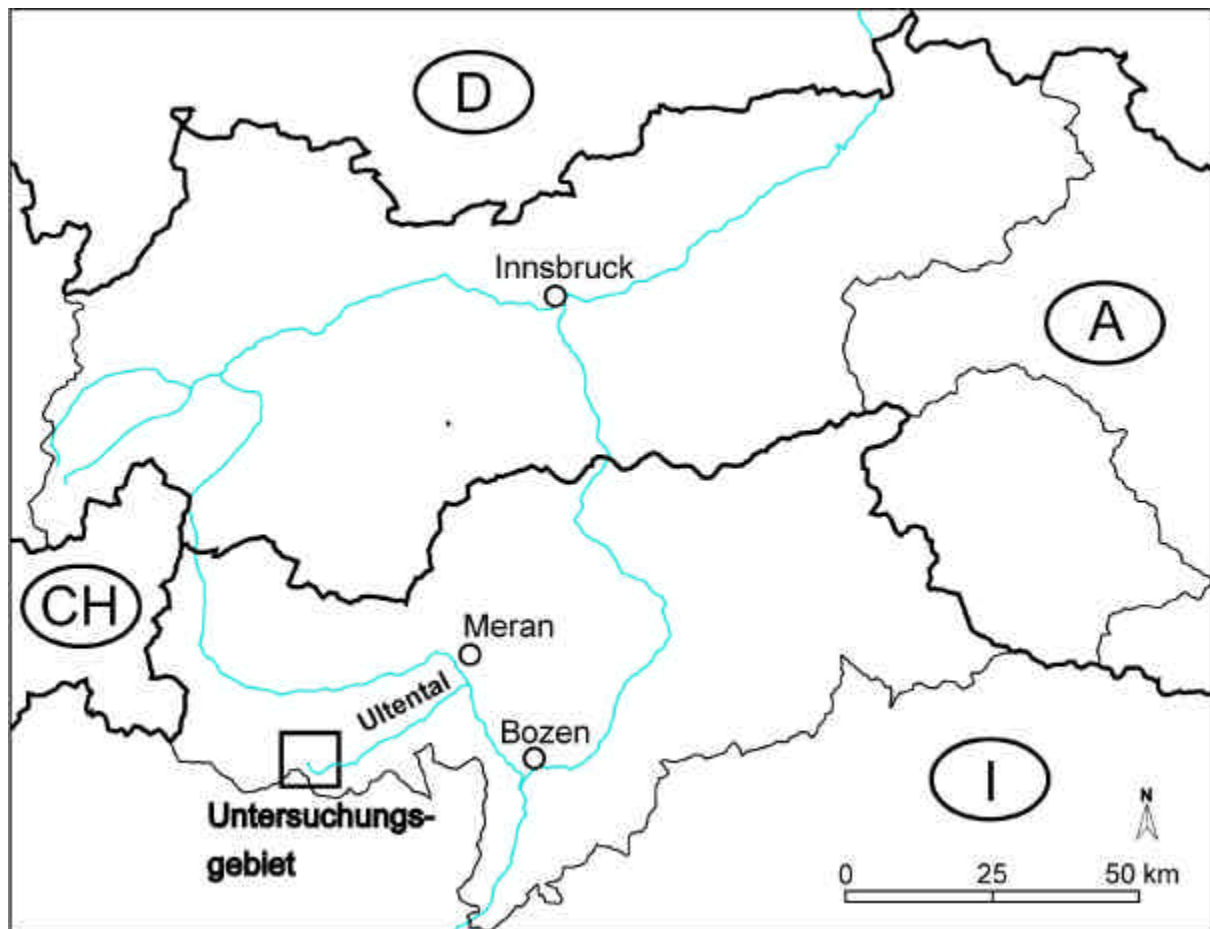


Abb. 6: Lageplan des Untersuchungsgebietes.

Der Verlauf des Tales ist annähernd parallel mit dem Vinschgau und es mündet bei Lana (südlich von Meran) in das Etschtal (vgl. Abb. 6). Das Tal ist ca. 45 km lang und die Entwässerung erfolgt durch die Valschauer, die dem Langsee entspringt (vgl. Abb. 10). Im Süden ist das Ultental vom Kreuzberg (1507 m), der Großen Laugen Spitze (2434 m) und vom Ulten-Nonsberg Kamm begrenzt. Nach Westen wird es durch den Zufrittkamm abgeschlossen (vom Kirchbergjoch über Hintere Eggenspitze (3443 m) und Zufritzspitze (3439 m) bis zum Tarscher Joch). Westlich davon steigt die Gipfelhöhe des Ortlermassivs bis zum Ortler auf 3899 m an. Vom Tarscher Joch



verläuft der Kamm über das Hasenöhr (3257 m) bis zum Vigiljoch und schließt das Ultental im Norden ab.

#### 4.1.2. Geologie

Geologisch gesehen befinden wir uns an der Grenze zwischen Zentral- und Südalpen. Im Gebiet um Meran grenzen zwei große Baueinheiten der Alpen aneinander. Im Nordwesten die Ostalpen und im Südosten die Südalpen. Beide Einheiten werden durch eine gewaltige Störung voneinander getrennt. Die Periadriatische Naht, wie diese Bruchlinie genannt wird, zieht von den Westalpen kommend durch Judikarien über den Tonale Paß nach Meran. Dort biegt sie nach Nordwesten, verläuft über Maultal nach Bruneck ins Pustertal, Gailtal und weiter nach Osten. Diese Linie stellt eine der größten Trennungslinien der gesamten Alpenregion dar.

Zu den Ostalpen zählen im betrachteten Gebiet das Ötztaler Kristallin sowie die nach Süden anschließende Zone der Alten Gneise. Durch Versenkung und Aufheizung (Metamorphose) verwandelten sich die Sedimentgesteine aus dem Präkambrium (4500 Mio. bis 590 Mio. Jahre) und Paläozoikum (anschl. bis 250 Mio. Jahre = Kambrium bis Perm) in metamorphe Gesteine. Je nach Quarz- und Tonanteil des Ausgangsgesteins (Sedimente) entstanden daraus Gneise, Glimmerschiefer oder Amphibolite (Grüngesteine). In diese Abfolgen sind zu verschiedenen Zeiten glutflüssige Schmelzen (Intrusionen) eingedrungen und erstarrt. Sie bilden heute z.B. sämtliche Diabasgänge (alte Ergußgesteine).

Durch die Plattenüberschiebungen während der alpidischen Gebirgsbildung wurden die Gesteinsschichten hohem Druck und hoher Temperatur ausgesetzt, wodurch es zur Metamorphose kam. Es entstanden Metamorphite wie Quarzphyllit, Glimmerschiefer, Gneise und Marmor. Phyllite und Schiefer weisen eine sehr feine Schichtung auf und sind sehr verwitterungsanfällig. Der Gneis ist in Schichten von cm bis dm gegliedert.

In diesem Grundgestein sind durch spätere tektonische Vorgänge Risse und Klüfte entstanden, die von heißen Magmen gefüllt wurden. Diese Gänge enthalten entweder Plutonite (Granit, Diorit, Gabbro) oder Porphyre (Hornblendenporphyr, Quarzporphyr).

Südlich der periadriatischen Naht dominieren der Brixner Granit und der Ifinger Tonalit (Tiefengestein: Gneis), die als Magmen in den paläozoischen Brixner Quarzphyllit eingedrungen sind.

Das gesamte Ultental und seine Umgebung besteht hauptsächlich aus altkristallinen Schiefern und Gneisen aus dem Paläozoikum, in denen immer wieder Gänge von Diorit, einem wesentlich härteren Gestein als die Metamorphite, zu finden sind. Der Sockel unterhalb der Staumauer des Grünsees ist ein solcher Dioritgang. Diorit ist etwas dunkler (basischer) als Granit und der rote Feldspat fehlt.

Einzelne Vorkommen von Gabbro, einem sehr dunklen, basischen Granit kann man in diesem Bereich ebenfalls finden. Weiters kommen auch Hornblendenporphyr und Marmor im Ultental vor.

Das Material der Blockgletscher im Ultental ist hauptsächlich Schiefer. Nur in einzelnen Blockgletschern kommen Diorit, Quarz und Marmor vor. Das dominierende Gestein ist jedoch auch in diesen Blockgletschern der Schiefer.

### 4.1.3. Klima

Das Ultental ist Teil der nördlichen Ortlergruppe und gehört somit großklimatisch noch zum mitteleuropäischen Klimaraum, welcher vor allem durch das sommerliche Niederschlagsmaximum geprägt ist (Höllermann, 1964).

Das Klima des Ultentales ist, obwohl es in einer Klimazone mit sommerlichem Niederschlagsmaximum liegt, durch Niederschlagsmaxima im Herbst und Frühling geprägt. Diese Abweichung ist laut Fliri (1975) der „klimatologischen Judikarienstörung“ zuzuschreiben. Durch eine Verknüpfung von Quertalungen und relativ geringen Gipfelhöhen östlich der wesentlich höher aufragenden Ortlergruppe können Luftmassen von Judikarien und vom Gardasee relativ leicht nach Norden vordringen. Diese „walschen Winde“ (Ausdruck der Ultener) bringen feuchte Luftmassen in das Ultener Gebiet, die das Niederschlagsmaximum im Herbst verursachen.

Die trockenste Jahreszeit ist der Winter, was nicht bedeutet, daß das Gebiet nicht immer wieder von großen Schneemengen und Lawinenabgängen heimgesucht wird. In Inner-Ulten kann auf der Schattenseite in der Regel mit einer Schneedecke von Mitte November bis Mitte März gerechnet werden (Fischer, 1985).

Der Jahresniederschlag des gesamten Gebietes ist relativ gering, wobei zudem eine außerordentlich geringe Zunahme des Gesamtniederschlags mit der Höhe auffällt (vgl. Tab. 4).

Tab. 4: Durchschnittlicher Jahresniederschlag in Meran, St. Gertraud (1931-1960) und auf der Station Weißbrunn und Grünsee (1961-1963). (Fliri, 1975, Desio, 1967).

Station	Höhe [m]	Jahresniederschlag [mm]
Meran	319	703
St. Gertraud	1500	783
Weißbrunn	2065	818
Grünsee	2488	998

Die Temperatur- und Niederschlagswerte von Jänner 1998 bis April 1999 (vgl. Abb. 7 und 8) der Station Grünsee (2488 m) und der Station Weißbrunn (2065 m) wurden freundlicherweise vom Hydrographischen Amt der Autonomen Provinz Bozen zur Verfügung gestellt. Da die Station Grünsee ungünstig zwischen mehreren Gebäuden steht, sind die Niederschlagswerte stark verfälscht und auch die Temperaturwerte müssen mit Vorbehalt betrachtet werden. Auf die Darstellung des Niederschlages der Station Grünsee wird daher verzichtet.

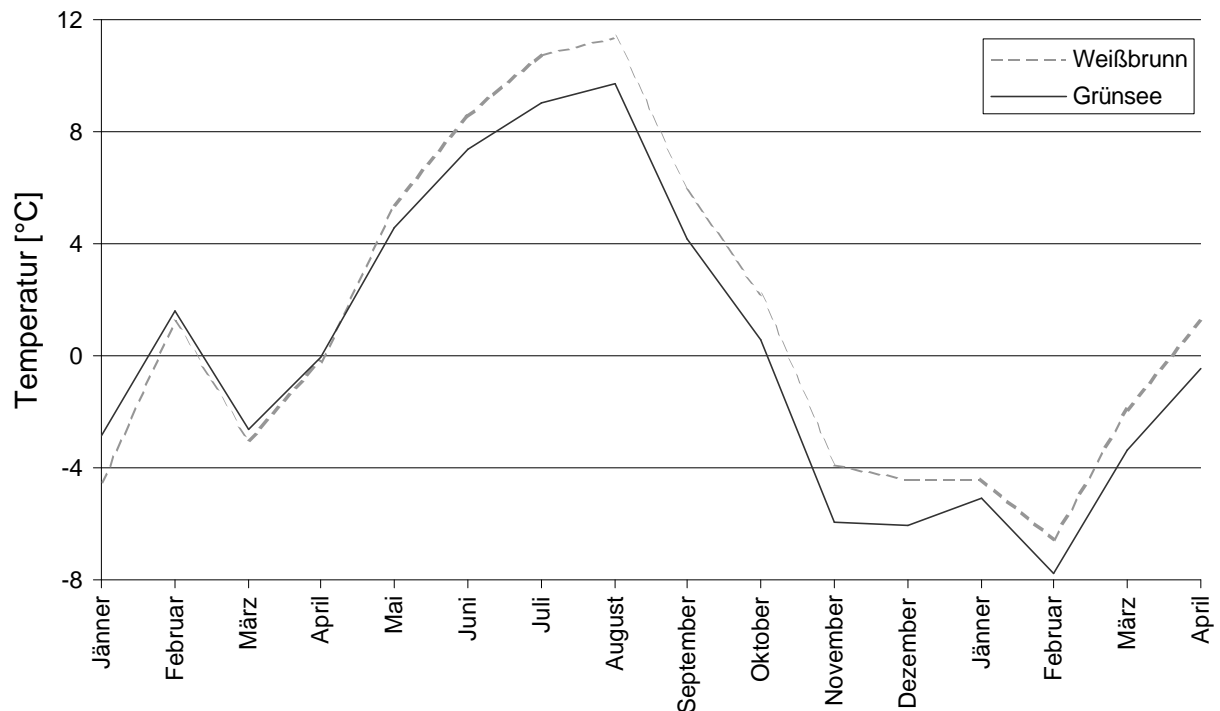


Abb. 7: Monatsmitteltemperaturen der Stationen Weißbrunn und Grünsee, Jänner 1998 - April 1999 (Hydrographisches Amt der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol).

Betrachtet man die Monatsmitteltemperaturen, so ist festzustellen, daß das Temperaturmaximum beider Stationen im August und das Minimum im Februar erreicht wird (vgl. Abb. 7).

Die Jahresmitteltemperatur von Jänner bis Dezember 1998 der Stationen liegt nach diesen Angaben für die Station Grünsee bei 1,6 °C und für die Station Weißbrunn bei 2,4 °C. Die Temperaturwerte der Station Grünsee dürften durch den Einfluß der umliegenden Gebäude einen zu hohen Wert ergeben. Dies bestätigt die Berechnung des Temperaturgradienten. Bei einer Höhendifferenz der beiden Meßstationen von 423 m ergibt dies eine Änderung der Temperatur von  $-0,19\text{ °C}/100\text{ m}$  und ist somit nicht realistisch.

Auf der Station Weißbrunn wurden die Niederschlagsmaxima 1998 (vgl. Abb. 8) im April mit 173 mm und im Oktober mit 180 mm erreicht. Die trockensten Monate waren der Jänner, Februar, März und Dezember 1998 und Februar 1999 mit unter 20 mm Niederschlag. Diese Messung bestätigt das Niederschlagsmaximum im Herbst und Frühjahr im Ultental.

Der Jahresniederschlag betrug 1998 915 mm.

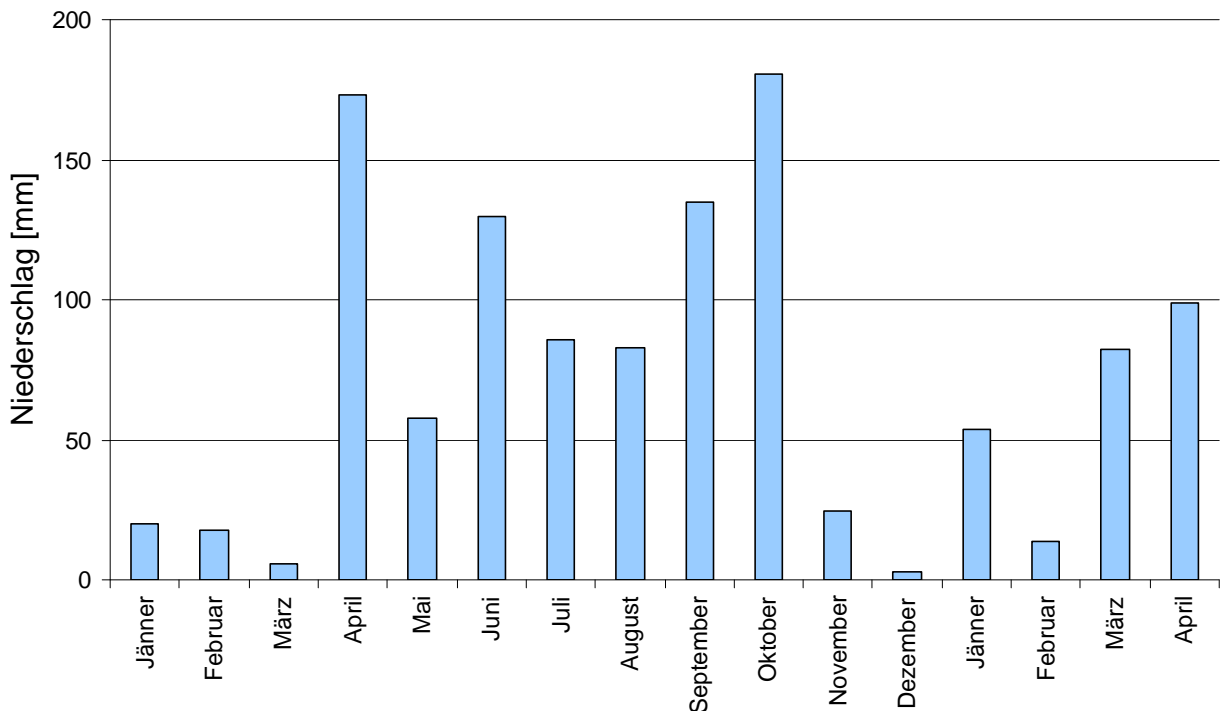


Abb. 8: Monatsniederschlag der Station Weißbrunn, Jänner 1998 - April 1999 (Hydrographisches Amt der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol).

### Klimageschichtliche Forschung im Hintersten Ultental

Die klimageschichtliche Forschung im Hintersten Ultental beschränkte sich bis jetzt auf Gletscherbeobachtungen.

Am Weißbrunnferner werden im Auftrag des Hydrographischen Amtes der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol seit 1985 Massenbilanzmessungen durchgeführt. Seit 1991 ist A. Univ. Prof. Dr. Georg Kaser von der Universität Innsbruck mit dieser Aufgabe betraut.

Die Permafrost- bzw. Blockgletschervorkommen sind im Ultental nicht erfaßt. Die Karte von Höllermann 1964 (vgl. Abb. 9) zeigt im Gebiet Grünsee keine Blockgletscher.

Durch den Bau des Grünseestaudammes wurde 1961 das Vorhandensein von Permafrost im Ultental bekannt. Enorme Mehrkosten und eine Verzögerung der Bauarbeiten um fünf Jahre waren die Folge. Trotzdem strebte man auch im Nachhinein keine Untersuchung der Permafrostverbreitung im Ultental an.

Das Untersuchungsgebiet kann demnach in Hinblick auf Blockgletscher und Permafrost als ein wissenschaftlich noch unerforschtes Gebiet betrachtet werden.

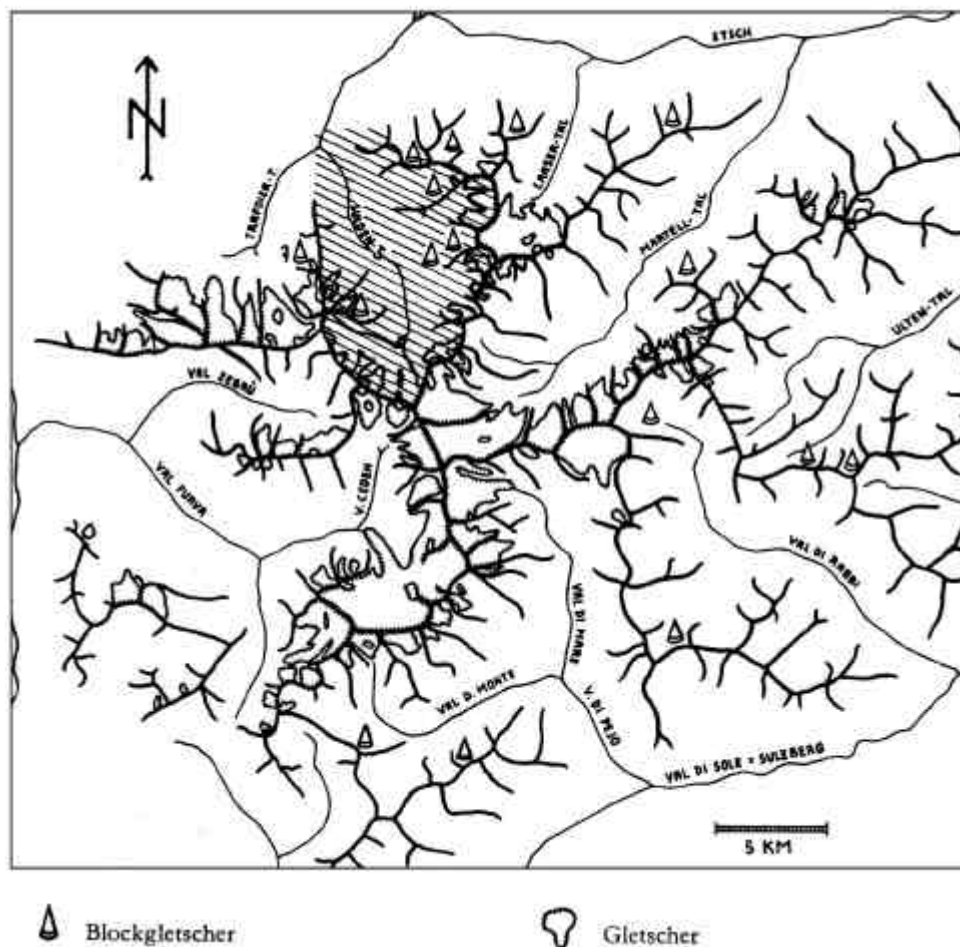


Abb. 9: Verbreitung von Blockgletschern in der Ortler-Gruppe nach Höllermann, 1964, S. 127.

## 4.2. Die Kartierung der Permafrostformen im Hintersten Ultental

Zwischen 18. und 22. September 1998 wurde von sechs Studenten unter der Leitung von Herrn Mag. Sailer und Frau Dr. Meissl (Institut für Geographie an der Universität Innsbruck) eine vollständige geomorphologische Kartierung (Karte Anhang) des Gebietes durchgeführt, die als Grundlage für diese Arbeit dient. Als Kartiergrundlage diente das Orthophoto Blatt Grünsee, die Abgrenzung des Kartiergebietes zeigt Abb. 10.

Das Kartiergebiet umfaßt eine Fläche von 1556 ha. Der Höhenunterschied beträgt innerhalb einer Horizontalabstreckung von ca. 4 km 1450 m.

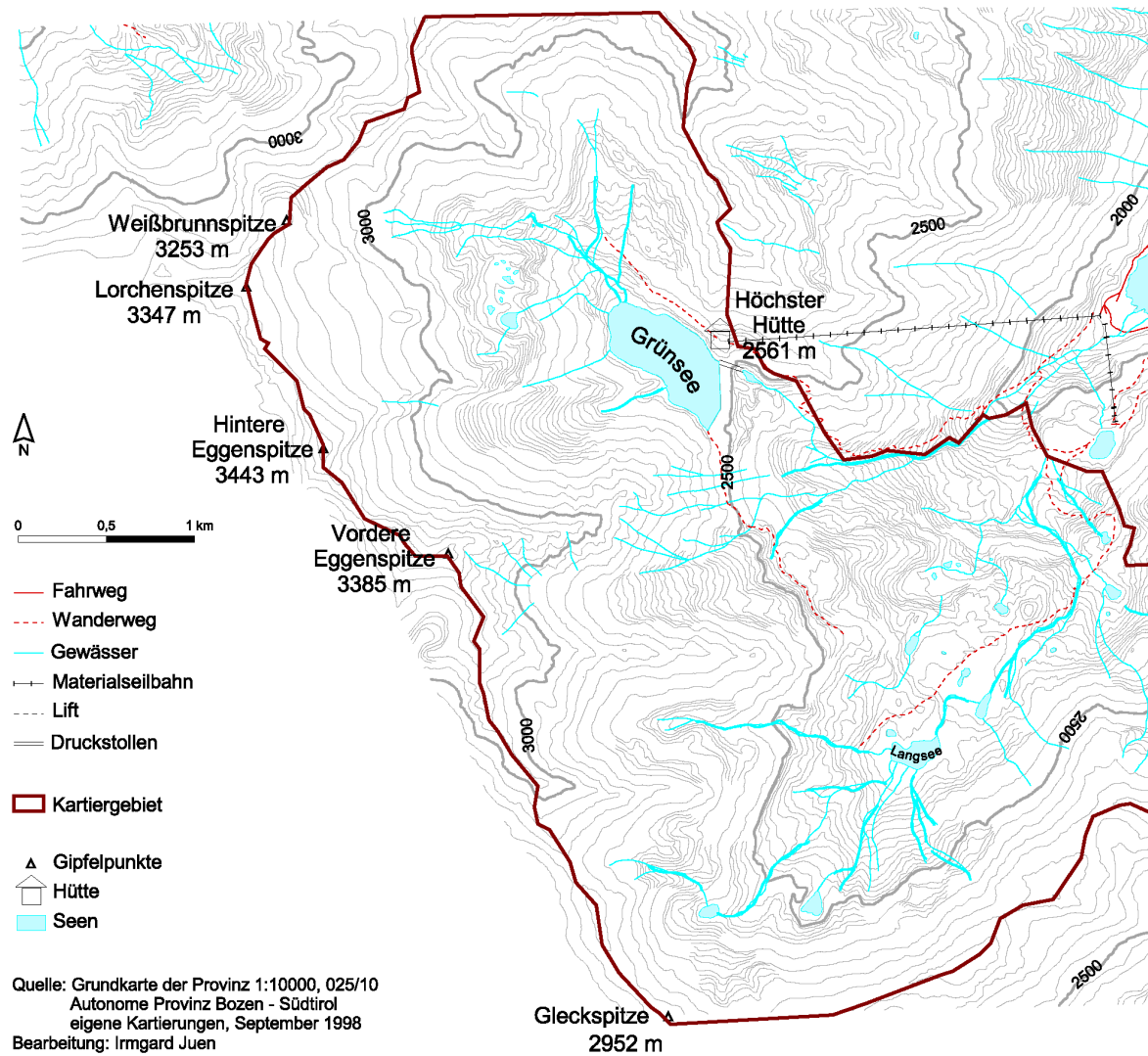


Abb. 10: Grundkarte der Provinz 1:10.000, Grünssee 025/10, 1987, Autonome Provinz Bozen - Südtirol mit der Abgrenzung des Kartiergebietes.

Zusätzlich zu der Geländekartierung wurde im Anschluß daran eine Luftbildauswertung vorgenommen. Dafür standen uns Luftbilder der Provinz Bozen vom September 1997 zur Verfügung (vgl. Abb. 11).

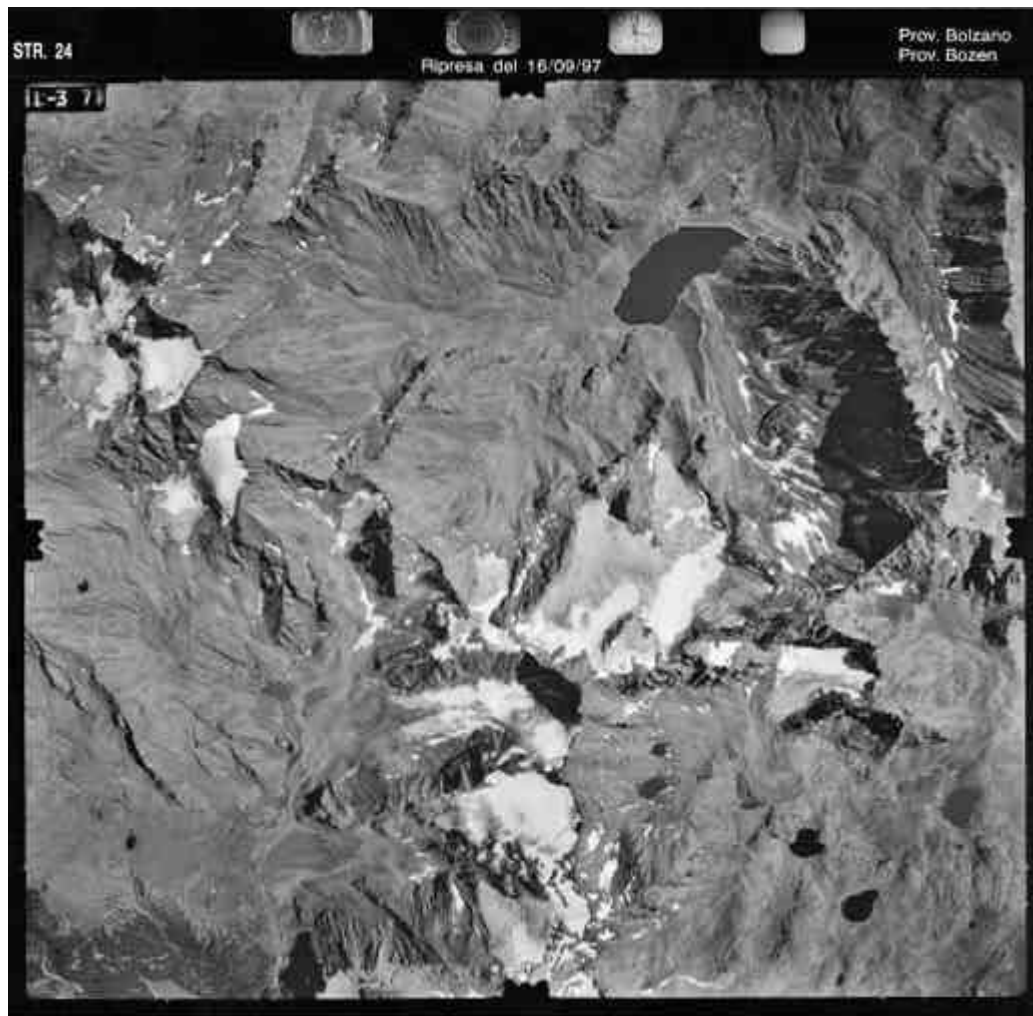


Abb. 11: Luftbild für das Gebiet Grünsee vom September 1997 der Provinz Bozen.

Für die computergestützten Analysen der Kartielergebnisse mußte eine digitale Kartengrundlage erstellt werden. Die Arbeitsschritte der Digitalisierung von Geländedaten sind im Anhang erläutert. Zur Erstellung eines digitalen Geländemodells (DGM) wurde die Grundkarte der Provinz 1:10000 herangezogen. Das DGM diente als Grundlage der weiteren Analysen mit den geographischen Informationssystemen (GIS) ArcInfo und ArcView (Detaillierte Ausführung der einzelnen Arbeitsschritte siehe Anhang).

Geographische Informationssysteme sind Programme, die speziell zur Erfassung räumlicher Daten, Organisation und Verwaltung der Datenbank, Datenanalyse- und Modellierung sowie Datenausgabe und -visualisierung entwickelt wurden.

Seit einigen Jahren ist die Verwendung von GIS-Technologien in der Hochgebirgsgeomorphologie und Gletscherkunde üblich.

Die topographische Grundlage für die meisten räumlichen Analysen ist ein digitales Geländemodell (DGM). Darunter versteht man die "digitale Speicherung sämtlicher Information über die Geländeoberfläche, wobei sowohl Elemente des Grundrisses als auch Oberflächenformen (Topographie) Berücksichtigung finden" (Stephani, 1975, S. 116).



Die für diese Arbeit kartierten Formen des Permafrostes sind Blockgletscher aller drei Aktivitätsstufen, die Schneefleckenverteilung im September 1998 und gefrorene Schutthalden. Bei der Geländekartierung wurde die Aktivität der Blockgletscher durch eine Vegetationskartierung festgestellt. Blockgletscher mit sehr geringer oder gar keiner Vegetation wurden als aktiv, Blockgletscher mit einer teilweisen Vegetationsbedeckung als inaktiv und vollständig bewachsene Blockgletscher als fossil eingestuft. Abb. 12 zeigt das Ergebnis der kartierten Permafrosterscheinungen.

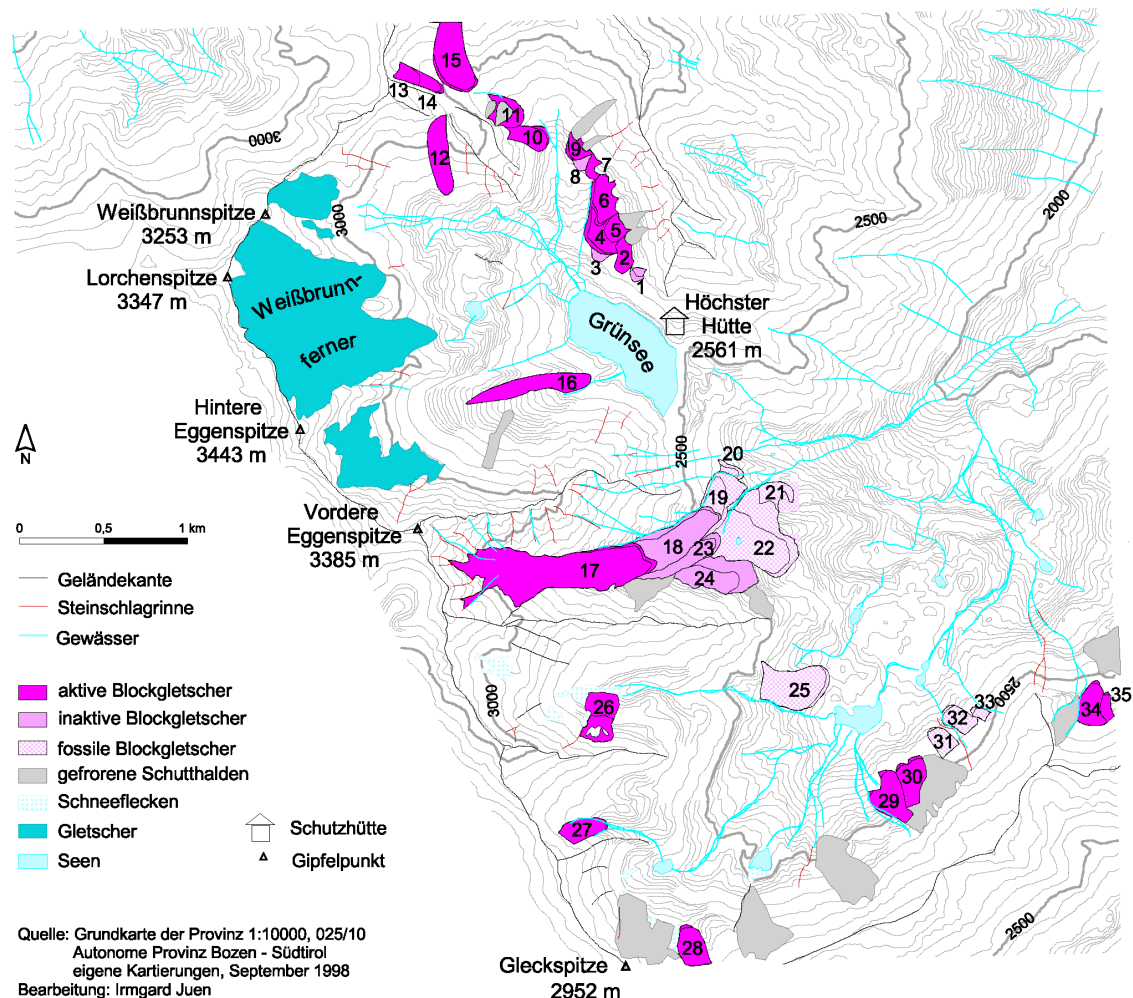


Abb. 12: Lagekarte der Blockgletscher und Gletscher des Hintersten Ultentales mit der im Text verwendeten Ziffern für die einzelnen Blockgletscher.

### 4.3. Methoden zur Überprüfung der Aktivität der Blockgletscher

Da die Vegetationskartierung keine sichere Methode zur Feststellung der Aktivität ist, wurden zusätzlich Quelltemperaturmessungen und BTS-Messungen durchgeführt. Auch die Stirnneigung der Blockgletscher kann als Richtlinie für die Aktivität angesehen werden.

Für diese Temperaturmessungen wurden kontinuierliche Meßfühler ("data logger") der Firma Onset Computer Corporation verwendet (Ergebnisse vgl. Anhang).

Dabei benötigt man folgende Komponenten.

- *Optic StowAway Temp logger* (13 cm lang, Temperaturfühler von + 37°C bis – 5°C),
- *Optic Coupler* (Übertragungswerkzeug),
- *Optic Shuttle* (Datenspeicher für die Ablesung der Daten im Gelände),
- *Optic Base Station* (Basisstation für die Übertragung der Daten in den Computer)
- *LogBook software* (Software zur Programmierung der Temperaturfühler und Auswertung der Daten).

Die Meßgenauigkeit liegt bei  $\pm 0,25^{\circ}\text{C}$ .

In einem ersten Schritt müssen die Geräte programmiert werden. Dazu schließt man die *Optic Base Station* über ein interface Kabel an den Computer an. An die *Optic Base Station* wird der *Optic Coupler* und der *Optic StowAway Temp logger* wie in Abb. 13 angeschlossen.



Abb. 13: Programmierung des Temperaturfühlers.

Nun können mit dem *LogBook Software* Programm die gewünschten Einstellungen getätigt werden. Für die Messung im Ultental wurde ein Meßintervall von 1 Stunde gewählt. Außerdem wurden die Geräte so programmiert, daß sie erst im Gelände aktiviert werden sollten. Die Aktivierung wird mit dem *Optic Coupler* durchgeführt. Dieser beinhaltet ein Magnet, das den Beginn der Messung auslöst. Die Aktivierung könnte mit jedem beliebigen Magneten erfolgen.

Werden die Daten nach einiger Zeit abgelesen, kann dies auch im Gelände erfolgen, ohne daß die Geräte von ihrem Meßpunkt entfernt werden müssen. Dazu benötigt man das *Optic Shuttle* und den *Optic Coupler*. Die Geräte werden zusammengefügt und durch den Startknopf beim *Optic Shuttle* wird die Datenübertragung mittels Infrarotstrahlen durch den *Optic Coupler* ausgelöst. Die Daten sind nun im *Optic Shuttle* und können wiederum mit dem *Optic Coupler*, der *Optic Base Station* und dem interface Kabel auf den Computer übertragen werden (vgl. Abb. 14).



Abb. 14: Datenübertragung in den Computer.

#### 4.3.1. Quelltemperaturmessungen

Die Quellwassertemperaturen wurden einerseits mittels Einzelmessungen mit einem Schöpfthermometer und andererseits mit den oben beschriebenen registrierenden Meßgeräten im Sommer 1998 gemessen.

Im Sommer 1998 wurden insgesamt 46 verschiedene Quellen aufgefunden und deren Temperatur gemessen. Die meisten davon sind allerdings für die Permafrostuntersuchung nicht von Bedeutung, weshalb auf deren Auflistung verzichtet wird.

Zwölf Meßstellen wurden für die Auswertung herangezogen, wobei neben den neun permanenten Aufzeichnungen auch drei Quellen mit ausschließlichen Einzelmessungen (1, 2 und 17) hinzugefügt wurden, von denen zwei Quellen die Temperatur des Regenwassers erfassen sollten (2 und 17). Diese zwei Quellen sollten vor allem den Unterschied der Temperatur des Regenwassers und der von Permafrost geprägten Quellen aufzeigen. Die 10 zur Verfügung stehenden Aufzeichnungsgeräte wurden mit einem einstündigen Meßintervall programmiert und am 08. Und 09. August 1998 im Gelände ausgelegt. Das Meßgerät bei Quelle 17 wurde bereits vor der ersten Ablesung der Geräte entwendet, weshalb für diese Meßstelle nur die Einzelmessungen zur Verfügung stehen. Bei der Auswertung der großen Datenmengen der stündlichen Aufzeichnungen wurde jeweils das Tagesmaximum herangezogen und der Mittelwert über die Zeitspanne der Meßperiode gebildet (vgl. Tab. 5). Bei Quellen mit größeren Temperaturschwankungen wurden zwei Mittelwerte über verschiedene Zeitspannen gebildet. Die Lage der Meßstellen ist aus Abb. 15 ersichtlich, die Abbildungen der einzelnen Meßreihen sind im Anhang aufgelistet.

Die erste Ablesung der Geräte erfolgte am 06. und 07. September, wobei festgestellt werden mußte, daß die Meßgeräte von Quelle 25 und 29 nicht richtig aktiviert waren und deshalb keine Daten bis zu diesem Zeitpunkt zur Verfügung stehen. Die Daten der anderen Meßgeräte konnten erfolgreich abgelesen werden.

Zwischen 19. und 21. September wurden die Meßgeräte eingeholt, um sie über den Winter für die BTS-Messung an zwei Blockgletschern (je 4 Meßgeräte) auszulegen (vgl. Abb. 19). Der Logger von Quelle 43 mußte an Ort und Stelle belassen werden, da er bereits eingeeist war. Bei den abschließenden Geländearbeiten für diese Arbeit im Juli 1999 mußte dieser Logger aufgrund einer 2 m hohen Schneedecke wiederum zurückgelassen werden.

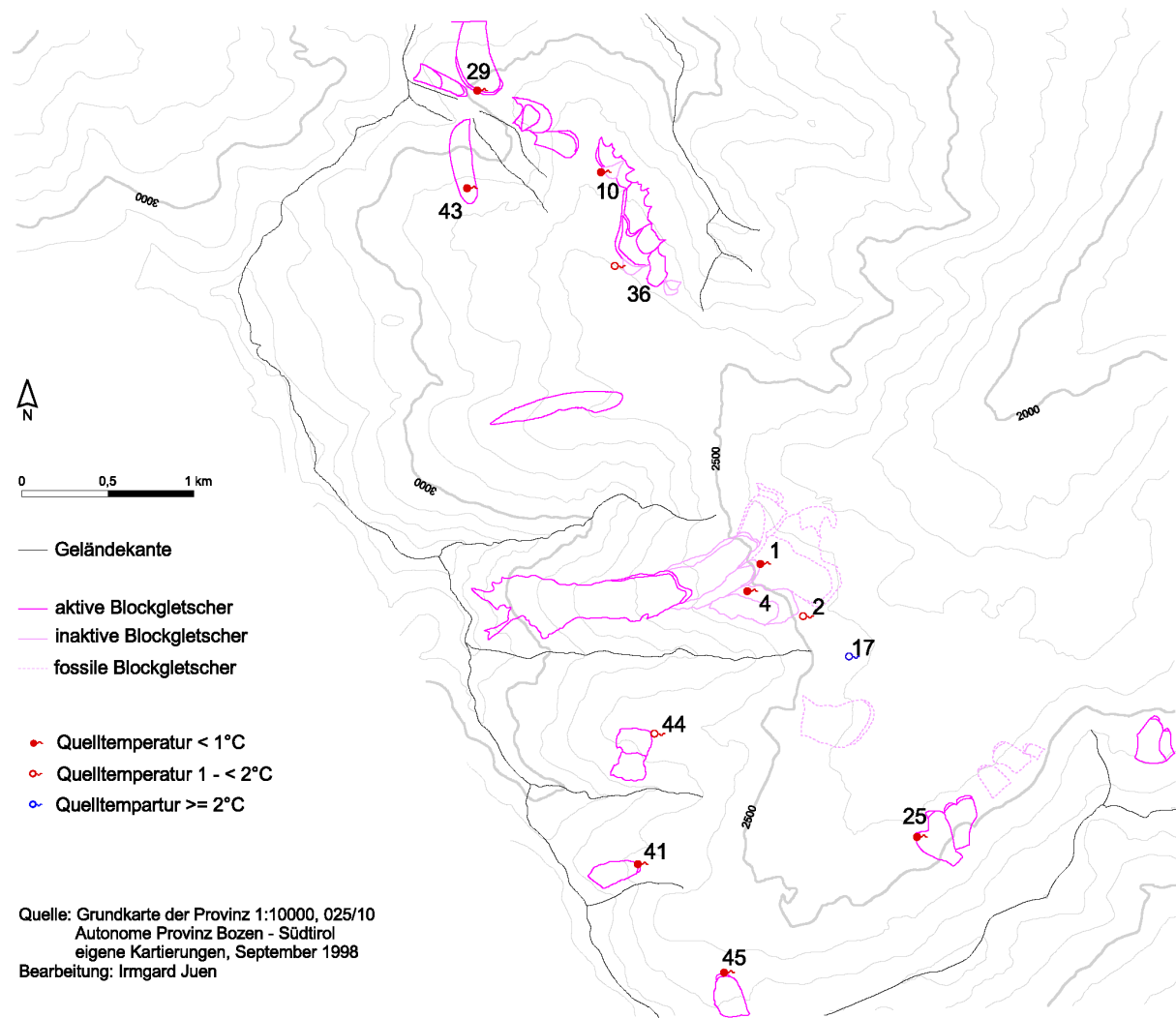


Abb. 15: Lagekarte der Quelltemperaturmeßpunkte mit den im Text verwendeten Ziffern.

Bei der Interpretation der Ergebnisse ist darauf zu achten, daß bei automatisch registrierten Meßreihen oft untypische Werte auftreten, deren Ursache ohne zusätzliche Messungen schwer erklärbar sind.

Quelle 2 und 17 sind Quellen, die die Regenwassertemperatur erfassen sollten. Sie weisen nie Temperaturen unter 1 °C auf. Die Werte schwanken zwischen 1,2 - 2,3 °C und sind somit nicht als Permafrostindikatoren zu werten. Allerdings ist bei der Felsquelle 2 das Vorhandensein von Eis in den Klüften des anstehenden Gesteins nicht auszuschließen, da die Temperatur immer unterhalb von 2 °C liegt und somit das Vorhandensein von Permafrost nicht ausgeschlossen werden kann.

Tab. 5: Ergebnisse der Quelltemperaturmessungen im Sommer 1998 (Blockgletscher = Bgl).

Nr.	Höhe [m]	Anzahl der Messungen/unter 1,0°C	Mittelwert des Tagesmax [°C]	Wertespanne des Tagesmax [°C]	Zeitspanne	Bemerkung
2	2450	8/0	1,4	1,2 - 1,9	15. 07. - 18. 09.	Felsquelle
17	2440	6/0	2,1	2,0 - 2,3	16. 07. - 21. 07.	Quelle ohne Permafrost
1	2460	7/7	0,6	0,4 - 0,7	15. 07. - 07. 09.	Aus Bgl 23
10	2700	1040/1040	0,3	0,22 - 0,38	08. 08. - 20. 09.	Aus Bgl 8
29	2920	238/238	0,1	0,04 - 0,68	06. 09. - 16. 09.	Aus Bgl 15
45	2640	1029/1029	0,1	0,12	09. 08. - 21. 09.	Aus Bgl 28
25	2420	340/224	0,9	0,57 - 1,84	07. 09. - 21. 09.	aus Bgl 29
41	2650	1034/931	0,7	0,38 - 1,18	09. 08. - 21. 09.	Aus Bgl 29
44	2610	1033/617	1,0	0,56 - 1,36	09. 08. - 21. 09.	Aus Bgl 26
4	2460	1009/688	0,9	0,09 - 3,5	08. 08. - 19. 09.	Zwischen Bgl 23 und 24
		512	0,5		08. 08. - 26. 08.	
36	2600	1033/628	1,7	0,41 - 10,74	08. 08. - 20. 09.	Austritt ca. 20 m unterhalb Bgl 4
		519	1,0		08. 08. - 26. 08.	
43	2840	697/428	1,7	0,11 - 2,66	08. 08. - 06. 09.	Aus Bgl 12
		211	0,3		08. 08. - 20. 08.	

Nach den von Haeberli 1973 angegebenen Schwellenwerten (vgl. Kap. 2.1.) weisen vier der zehn im vermeintlichen Permafrostgebiet gemessenen Temperaturen (1-Einzelmessung, 10, 29, 45) eindeutig auf das Vorhandensein von Permafrost hin, da deren Temperatur im gemessenen Zeitraum nie über 1 °C ansteigt (vgl. Abb. 16). Bei Quellen 25, 41 und 44 steigen die Temperaturen bis maximal 1,84 °C an (vgl. Abb. 16). Sie liegen somit immer noch im Bereich des möglichen Permafrostes (1 - 2 °C). Da auch bei diesen Quellen über die Hälfte der gemessenen Temperaturen unter 1°C liegen ist die Wahrscheinlichkeit, daß es sich auch hier um Permafrostquellen handelt, sehr hoch.

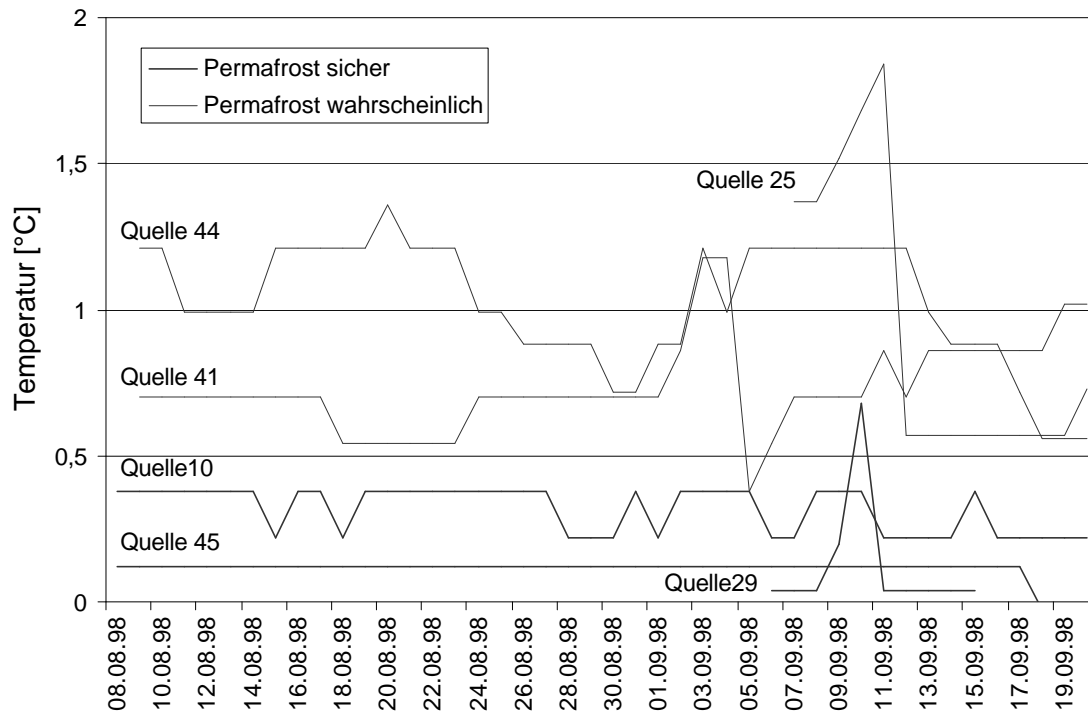


Abb. 16: Quellwassertemperaturen der Quellen mit Permafrost.

Quellen 4, 36 und 43 weisen die höchsten Schwankungen mit einer Temperatur von bis zu 10,74 °C (Quelle 36) auf, obwohl auch bei diesen Meßstellen der Großteil der gemessenen Temperaturen unter 1 °C liegen. Der Grund für diese hohen Schwankungen ist das Austrocknen der Quellen über einen bestimmten Zeitraum im Hochsommer, was durchaus nicht ungewöhnlich ist und durch eigene Beobachtungen am 7. September bei Quelle 4 und Quelle 1 bestätigt werden konnte.

Um diese These zu überprüfen wurden das Tagesmaximum der Quellwassertemperaturen mit denen der mittleren Lufttemperatur an der Station Grünsee verglichen. Weiters wurde versucht, einen Zusammenhang mit den Niederschlagsereignissen der Station Weißbrunn und dem Versiegen der Quellen zu finden.

Die Niederschlagswerte der Station Weißbrunn zeigen eine deutliche Trockenperiode vom 26. August bis zum 04. September 1998 (3 mm Niederschlag, vgl. Abb. 17). Gleichzeitig mit dieser Trockenperiode ist das Ansteigen der Quellwassertemperatur bei den Quellen 4 und 36 zu beobachten. Für das Austrocknen der Permafrostquellen ist aber nicht der fehlende Niederschlag ausschlaggebend, sondern die am 27. August unter 5 °C absinkenden mittleren Lufttemperaturen. Bei solchen niedrigen Temperaturen steht dem Permafrostkörper zuwenig Energie zur Verfügung, um das Eis zu schmelzen. Bei Quelle 43 beginnt der markante Temperaturanstieg bereits am 20. September, obwohl an diesem Tag auf der Station Grünsee eine Tagesmitteltemperatur von nur 7 °C erreicht wird. Quelle 43 liegt auf einer Höhe von 2840 m und somit um ca. 350 m höher als die Meßstation, was einer um ca. 2 °C tieferen Temperatur entspricht, die somit in dieser Höhe bei ca. 5 °C liegen dürfte.

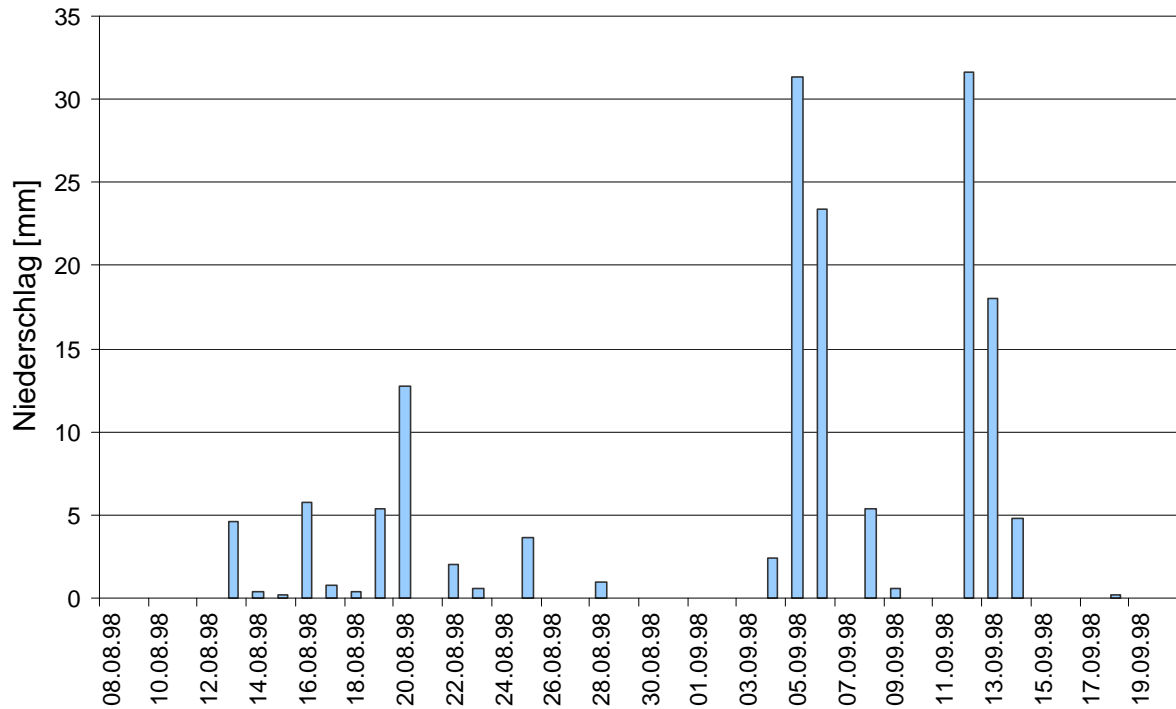


Abb. 17: Tagesniederschlag der Station Weißbrunn, 08. August bis 20. September 1998.

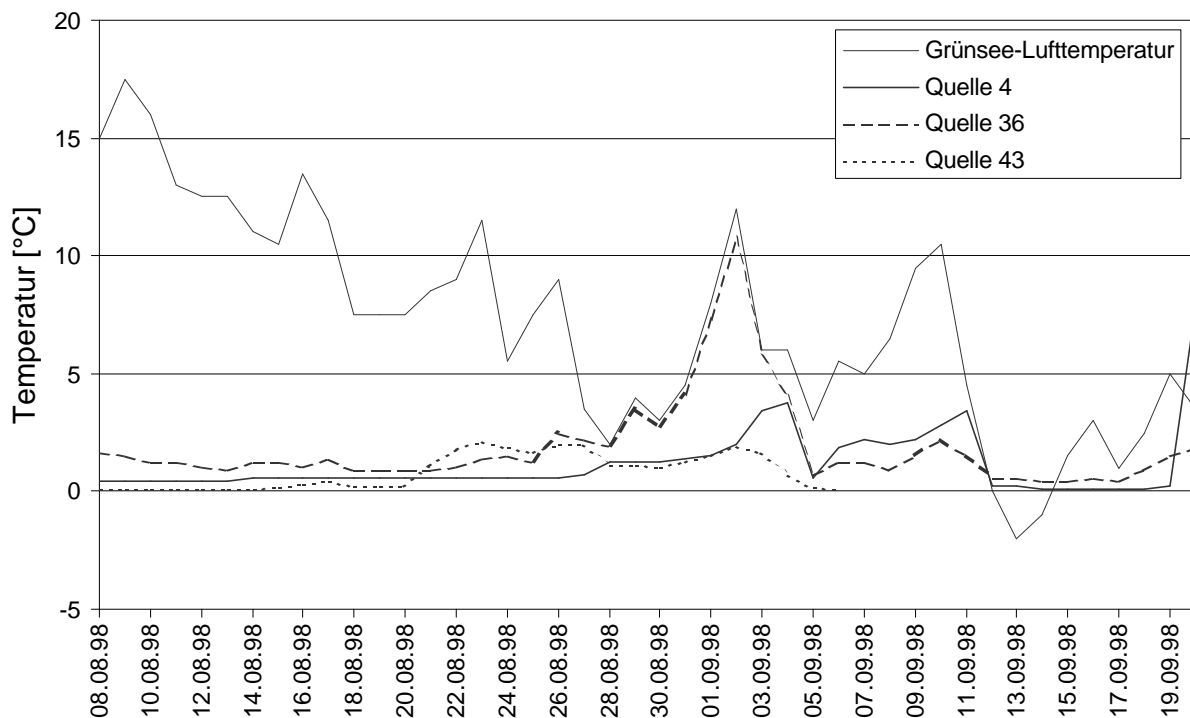


Abb. 18: Vergleich der Tagesmaximumtemperaturen der Quellen 4, 36 und 43 mit den Lufttemperaturen an der Station Grünsee, 08. August bis 20. September 1998.

Während dieser „Trockenperiode“ folgen die Temperaturen der Meßstellen (vor allem Quelle 36) den Schwankungen der Tagesmitteltemperaturen (vgl. Abb. 18). Quelle

36 weist sogar sehr ähnliche Werte wie die Lufttemperatur auf. Dies liegt daran, daß diese Meßstation relativ ungeschützt und an der Oberfläche liegt und somit voll und ganz den Tagesschwankungen der Lufttemperatur ausgesetzt ist. Quelle 4 und 43 sind hingegen von großen Gesteinsbrocken, die über ihnen liegen, vor den Einflüssen der Lufttemperatur geschützt und geben diesen Verlauf nur abgeschwächt wieder. Betrachtet man nun die Meßergebnisse von Quelle 4 und 43 vor dem Zeitpunkt des Austrocknens, ist das Vorhandensein von Permafrost mit einer mittleren Tagesmaximumtemperatur unter 0,5 °C eindeutig zu bestätigen. Bei Quelle 36 liegt die durchschnittliche Tagesmaximumtemperatur bei 1,0 °C und somit im Grenzbereich. Allerdings muß hier darauf verwiesen werden, daß diese Messung der Quellwassertemperatur erst ca. 20 m unterhalb der Blockgletscherstirn vorgenommen werden konnte, was eine geringfügige Erhöhung der Wassertemperatur durchaus erklärt.

Somit kann das Ergebnis aller Quellwassertemperaturmessungen als Bestätigung der kartierten aktiven Blockgletscher angesehen werden, da alle 10 Quellen mit einer hohen Wahrscheinlichkeit auf das Vorhandensein von Permafrost hinweisen.

#### **4.3.2. BTS-Messungen**

Die Messung der Basistemperatur der winterlichen Schneedecke wurde mit einem einstündigen Meßintervall mit denselben Meßgeräten durchgeführt wie die Quelltemperaturmessungen.

Die ausgewählten Blockgletscher 16 und 18 sind für diese Fragestellung besonders interessant, da das Vorhandensein von Permafrost in beiden Fällen nicht eindeutig ist.

Blockgletscher 16 bildete sich aus einer Moräne, wobei nicht sicher ist, ob es sich dabei nicht um eine rein gravitative Absetzung des Lockermaterials handelt.

Blockgletscher 18 ist aufgrund seiner Vegetationsbedeckung auf der Oberfläche eindeutig als inaktive Form einzustufen. Die frischen Rutschungen an der nördlichen Stirn verleiten allerdings dazu, seine Inaktivität in Frage zu stellen.

Bei der Betrachtung der Ergebnisse ist zu beachten, daß die Geräte nur Temperaturen bis max. - 4,77 °C (laut Gerätehersteller -5 °C) erfassen konnten. Tieferen Temperaturen werden nicht aufgezeichnet (vgl. Ahnang Abb. 53 - 59). Dies erklärt auch die konstanten, tiefen Werte der Meßgeräte über einige Monate hinweg. Es ist anzunehmen, daß die Temperaturen in Wirklichkeit unter diesem Wert waren und kleineren Schwankungen unterlagen.

Je 4 Logger wurden auf Blockgletscher 16 (5 - 8) in einem Längsprofil und auf Blockgletscher 18 (1 - 4) in einem Querprofil ausgelegt (vgl. Abb. 19).



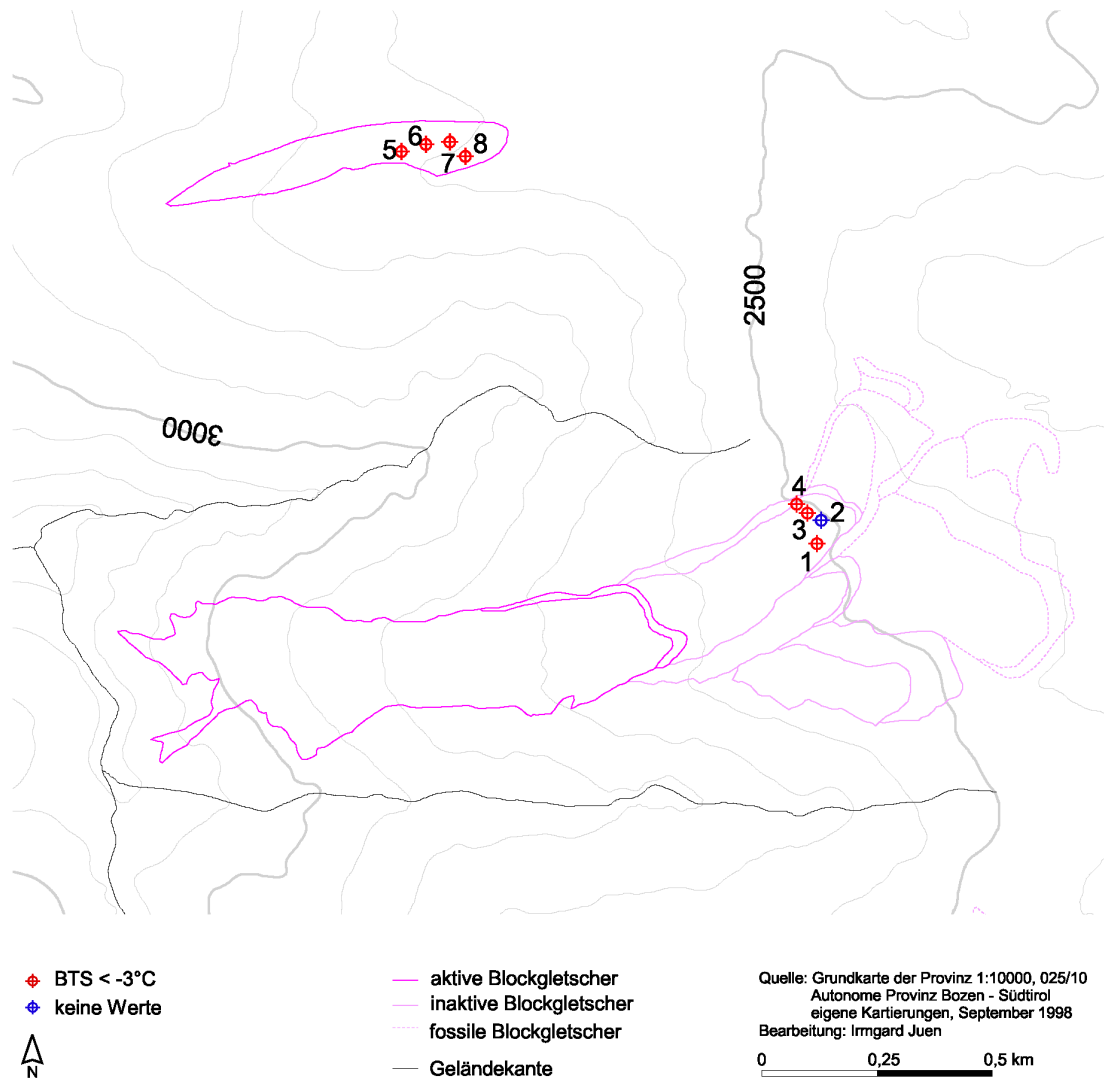


Abb. 19: Lagekarte der BTS-Messungen im Untersuchungsgebiet

Meßgerät bei Punkt 2 auf Blockgletscher 18 ist ausgefallen und beinhaltet somit keine Daten. Meßpunkt 4 weist die höchsten Temperaturen auf. Die Ergebnisse der restlichen 6 Meßgeräte sind tiefe Werte mit einer konstanten, < - 3 °C liegenden Temperatur über mehrere Monate (vgl. Tab. 6).

Bei einer Schneedecke von über 50 cm würden diese Temperaturen der 6 Meßstellen eindeutig auf das Vorhandensein von Permafrost hinweisen. Da die Schneehöhenmessung des Hydrographischen Amtes Bozen auf der Station Grünsee unzureichend ist und nicht veröffentlicht wird, gibt es keine verlässlichen Daten über die tatsächliche Schneehöhe. An dieser Stelle sei darauf verwiesen, daß es bei zukünftigen Messungen unerlässlich sein wird, durch eigene Messungen die Schneehöhe bei den Meßstellen zu ermitteln.

Die Schneehöhenangaben für die Station Grünsee, die mir trotz der Fehlerhaftigkeit der Meßung zur Verfügung gestellt wurden, sind also mit Vorbehalt zu betrachten. Sie sollten nur als Beweis für einzelne Niederschlagsereignisse in Form von Schnee betrachtet werden. Als Anhaltspunkt für die tatsächliche Schneehöhe wurde die naheliegende Meßstation Weißbrunn (2065 m) herangezogen.

Weiters wurden die Ergebnisse der BTS-Messung mit der Temperaturreihe der Station Grünsee verglichen, um festzustellen, ob ein Einfluß der Lufttemperatur auf die Meßergebnisse aufgrund einer zu geringen Schneedecke wahrscheinlich ist, oder ob die Werte als Permafrostindikatoren herangezogen werden können.

Tab. 6: Ergebnisse der BTS-Messungen im Hintersten Ultental.

Blockgletscher	Punkt	Höhe [m]	Temperatur < -3°C	Temperatur < -4°C
18	1	2515	13. 11. 98 - 05. 05. 99	17. 11. 98 - 02. 05. 99
18	2	2505	-	-
18	3	2505	19. 11. 98 - 04. 05. 99	23. 11. 98 - 14. 04. 99
18	4	2500	11. 01. 99 - 07. 04. 99	10. 02. 99 - 16. 02. 99
16	5	2625	12. 11. 98 - 11. 04. 99	18. 12. 98 - 03. 04. 99
16	6	2610	06. 12. 98 - 30. 04. 99	19. 12. 98 - 08. 04. 99
16	7	2595	14. 11. 98 - 02. 04. 99	18. 11. 98 - 14. 03. 99
16	8	2575	16. 11. 98 - 26. 02. 99	19. 11. 98 - 25. 02. 99

Bei Meßpunkt 4 ist eine zu geringe Schneehöhe sehr wahrscheinlich, da die Temperaturen relativ hoch sind und die Schwankungen der BTS-Temperatur mit einer kurzen zeitlichen Verzögerung zwar nur geringfügig, aber doch auf die Lufttemperaturschwankungen reagiert (vg. Abb. 20).

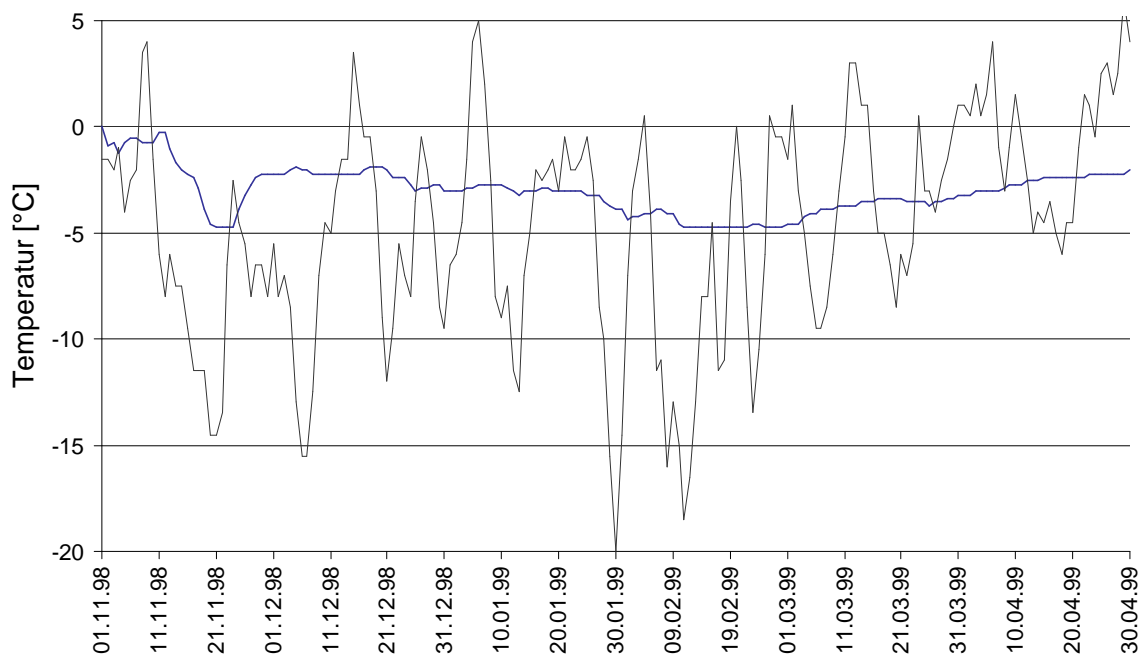


Abb. 20: Tagesmittel der Lufttemperatur an der Station Grünsee (dünne Linie) und der BTS-Temperatur auf Blockgletscher 18, Punkt 4.

Der Grund für die unzureichende Schneemenge muß nicht unbedingt zuwenig Schnee im allgemeinen sein, sondern kann in diesem Fall durchaus durch Schneeverwehungen aufgrund der exponierten Lage des Meßpunktes begründet werden. Meßpunkt 4 kann somit nicht als Indikator für Permafrost herangezogen werden.

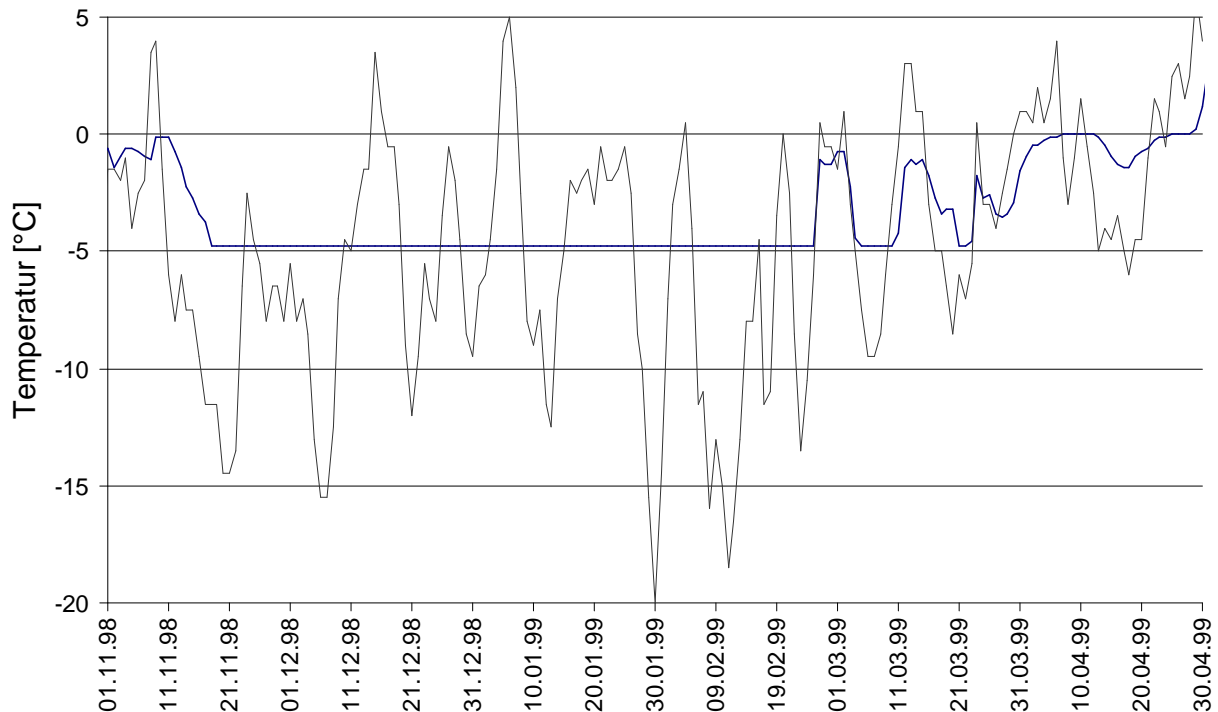


Abb. 21: Tagesmittel der Lufttemperatur an der Station Grünsee und der BTS-Temperatur auf Blockgletscher 16, Punkt 8.

Bei Meßpunkt 3, 7 und 8 sind die letzten positiven Abweichungen vom Minimalwert (- 4,7 °C) zwischen 17. und 23 November, bei Punkt 1, 5 und 6 am 18. Dezember zu beobachten (vgl. Anhang). Danach kommen bei allen 6 Meßpunkten bis mindestens Ende Februar keine positiven Abweichungen vom Minimalwert mehr vor, obwohl die Tagesmitteltemperaturen der Luft mehrmals weit über - 5 °C aufsteigen. Am markantesten ist die Periode vom 16. bis 26. Jänner 1999, in der die Lufttemperatur 10 Tage lang über - 3 °C liegt und dennoch keine positive Abweichung der BTS-Temperatur bei allen 6 Meßpunkten zu verzeichnen ist (vgl. als Beispiel Abb. 21, Einzeldarstellungen siehe Abb. Anhang).

Der erste Schneefall wurde auf der Station Weißbrunn am 23. 11 registriert (13 cm), eine Schneehöhe über 60 cm wurde erstmals am 12. Jänner erreicht (vgl. Abb. 22). Da diese Station um mehr als 500 m tiefer liegt, als die für die BTS-Messung ausgelegten Meßgeräte, ist dort eine deutlich höhere Schneedecke anzunehmen. Die Schneehöhenmessung der Station Grünsee (2488 m) zeigt im November und Dezember eine doppelt so hohe Schneehöhe als die Station Weißbrunn. Sie liefert auch Angaben darüber, daß auf dieser Höhe bereits im Oktober deutliche Schneefallergebnisse aufgetreten sind.

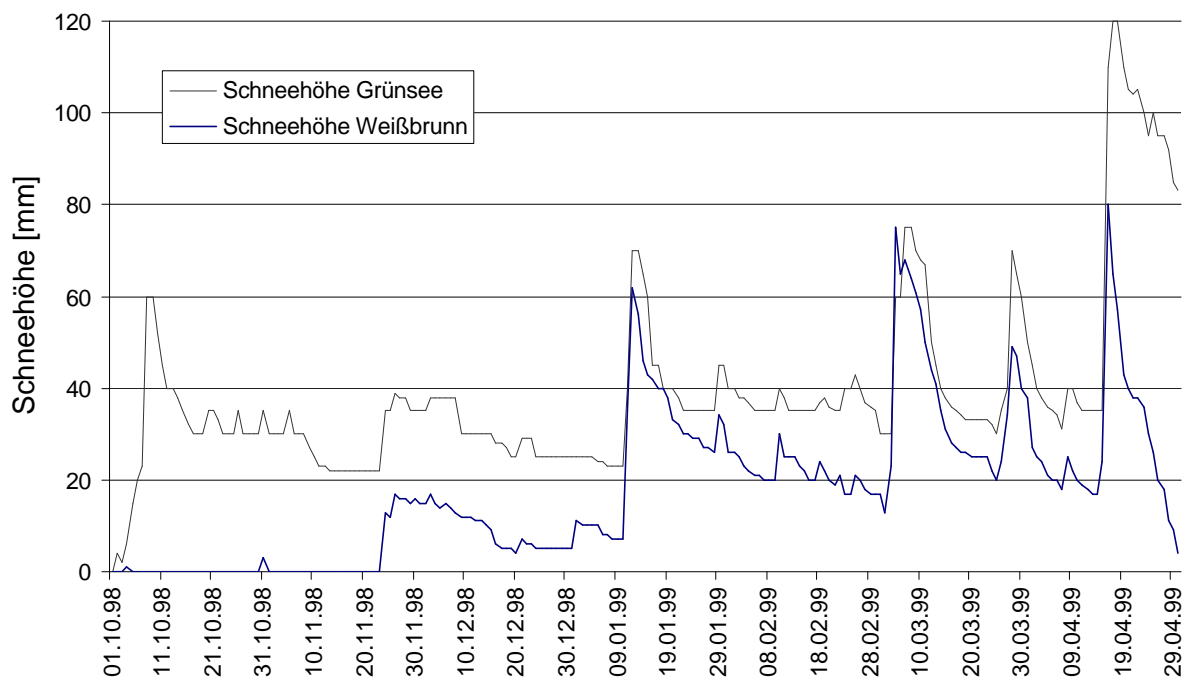


Abb. 22: Schneehöhe der Station Weißbrunn und Grünsee, Oktober 1998 – April 1999 (Hydrographisches Amt der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol)

Neben der deutlich höheren Lage gegenüber der Station Weißbrunn spricht auch die Position der einzelnen Meßpunkte für eine höhere Schneedecke. Alle Meßgeräte - mit Ausnahme von Meßpunkt 4 - sind in geschützten Löchern ausgelegt, sodaß eine Ansammlung von Schnee in diesen Bereichen sehr wahrscheinlich ist. Die Tatsache, daß das Meßgerät der Quelltemperaturmessungen von Quelle 43 im Juli 1999 unter einer beachtlichen Schneedecke zurückgelassen werden mußte, bestätigt zusätzlich das Vorhandensein einer ausreichenden Schneedecke in den geschützten Rinnen der Blockgletscher. Spätestens ab dem 12. 01 1999 sollte die Schneedecke in diesen Bereichen genug isolieren, um jeglichen Einfluß der Lufttemperatur auszuschliessen. Nach diesem Zeitpunkt würden die Temperaturen in permafrostfreien Gebieten innerhalb von 2 – 3 Wochen auf einen Wert von knapp unter 0 °C ansteigen. Da diese Erwärmung bei keinem der Meßpunkte zu beobachten ist, können die Ergebnisse als Permafrostnachweis interpretiert werden.

Auf Blockgletscher 16 können alle vier Meßstellen als Permafrostnachweis interpretiert werden und erlauben es somit, die Form als aktiven Blockgletscher zu bezeichnen.

Trotz des Permafrostnachweises durch zwei BTS-Messungen auch bei Blockgletscher 18 ist eine Bewegung dieses Blockgletschers aufgrund seiner großen Distanz zu seinem Ursprung, seinem geringen Gefälle und seiner starken Vegetationsbedeckung nicht anzunehmen. Es dürfte sich dabei um einen dynamisch inaktiven Blockgletscher handeln, der immer noch einen beachtlichen Eisanteil aufweist.

### 4.3.3. Neigungsanalysen

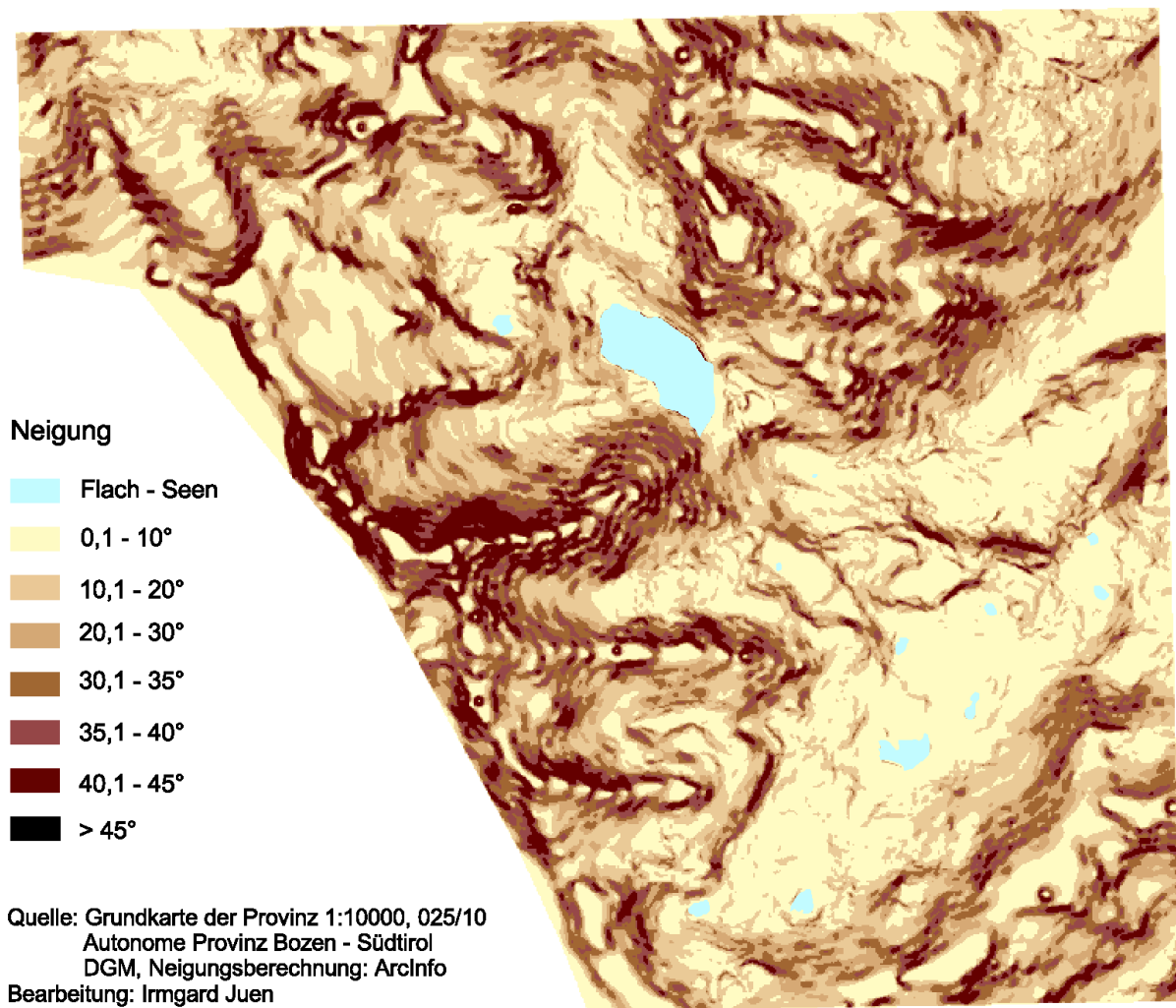


Abb. 23: Neigungskarte des Hintersten Ultentales.

Im allgemeinen sind die Stirnen von aktiven Blockgletschern  $> 35^\circ$  geneigt und die Stirnen der inaktiven und fossilen Vorkommen durch die Abtragung bereits etwas abgeflacht, so daß auch die Neigung der Stirn ein Indikator der Aktivität sein kann.

Es wurde nun versucht, durch computerunterstützte Analysen die Neigung der größeren Blockgletscherstirnen zu ermitteln (vgl. Tab. 10).

Die so ermittelte durchschnittliche Neigung der Blockgletscherstirnen ergab für

aktive Blockgletscher  $35^\circ$  ( $n = 13$ )

inaktive Blockgletscher  $37^\circ$  ( $n = 5$ )

fossile Blockgletscher  $35^\circ$  ( $n = 6$ ).

Diese durchschnittlichen Neigungen entsprechen nicht der erwarteten Abnahme der Neigung mit der Aktivitätsstufe. Betrachtet man einzelne Stirnneigungen so ist das Ergebnis noch erstaunlicher. Die Neigung der fossilen Blockgletscherstirn von Blockgletscher 22 weist eine Neigung von knapp  $40^\circ$  auf, die aktiven Blockgletscher 4, 6 und 35 weisen hingegen eine Stirnneigung von  $< 30^\circ$  auf.

Für diese untypischen Ergebnisse könnten Geländeformen im Untergrund der Blockgletscher verantwortlich sein. Dieser Ansatz kann die hohe Neigung der Stirn von Blockgletscher 22 erklären, da sich hier eine Geländekante befinden dürfte, über die immer wieder eine Versteilung der Stirn erfolgt (vgl. Abb. 24).





Abb. 24: Stirn des fossilen Blockgletschers 22 (Foto E. Brandstätter, August 1998).

Für die Qualität der Analysen ist der Maßstab der Ausgangsdaten von großer Bedeutung. Die Äquidistanz der Ausgangskarte beträgt 10 m, Hilfslinien sind in 5 m Äquidistanz eingezeichnet. Das DGM wurde mit einer Pixelgröße von 5 m erstellt. Dadurch befinden sich auch auf den meisten Blockgletscherstirnen zu wenig Höhenlinien um eine exakte Neigungsanalyse zu garantieren.

Eine zweite Ursache kann in Ungenauigkeiten bei der Bearbeitung gesucht werden. Das Herauszeichnen der Höhenlinien, das digitalisieren, das Generalisieren bei der digitalen Bearbeitung (Pixelgröße), die Strichstärke beim Einzeichnen beim Kartieren und die Übertragung der Kartiererergebnisse - all dies sind Fehlerquellen, die zu verfälschten Aussagen führen können. Eine noch so gewissenhafte Bearbeitung kann geringe Verschiebungen von 1 - 2 m nicht verhindern, wodurch die Neigung einer Stirn, die nehmen wir an um 2 m verschoben ist, einen völlig verfälschten Wert erhält.

Diese unvermeidlichen Fehlerquellen sind bei der Betrachtung der Ergebnisse zu beachten.

Die Messung der Stirnneigung im Gelände (vgl. Tab. 10) ergibt meistens deutlich höhere Neigungen (Ausnahme: Blockgletscher 32), die zum Großteil der üblichen Neigung der verschiedenen Aktivitätsstufen entspricht.

## 4.4. Räumliche Verteilung und Beschreibung der Blockgletscher

### 4.4.1. Expositions- und Höhenanalysen

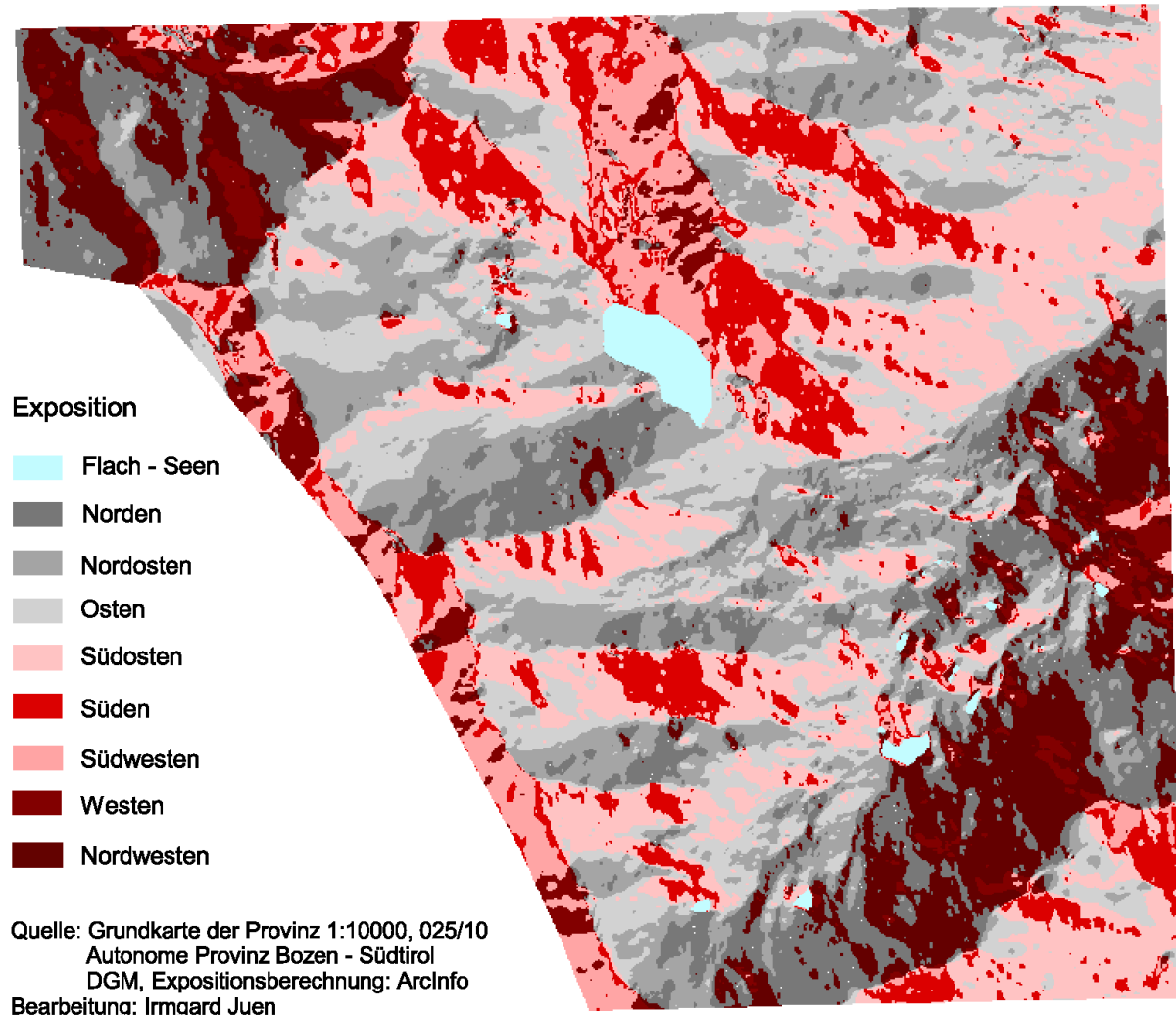


Abb. 25: Expositionskarte des Hintersten Ultentales.

Eine Gliederung der Blockgletscher nach Exposition und Aktivität (vgl. Tab. 7) zeigt, daß aktive Blockgletscher v.a. in W- und N-Lage auftreten. Inaktive Blockgletscher kommen nur in W- und O-Lagen vor, fossile Blockgletscher dominieren in E-Lage. Ein Drittel der intakten Blockgletscher ( $n = 9$ ) sind westexponiert. Es handelt sich dabei um mehrere kleine Blockgletscher (durchschnittliche Ausdehnung 60 m) am Westhang oberhalb der Höchster Hütte in Richtung Zufrittspitze (vgl. Abb. 12). In N-, NE und S-Lagen treten ausschließlich aktive Blockgletscher, in NW-Lagen nur fossile Blockgletscher auf. Von den neun ostexponierten Blockgletschern sind 5 intakt, einer fossil.

Diese Expositionsverteilung geht nicht mit der Expositionsverteilung des gesamten Kartiergebietes in den unterschiedlichen Höhenstufen konform. In den dominierenden Höhenstufen der aktiven Blockgletscher ab 2500 m dominieren NE- (18%) und E-

(17%) Lagen, W-Lagen sind am wenigsten vertreten (6%), obwohl hier ein Drittel der intakten Blockgletscher vorkommen.

Das Fehlen von aktiven und inaktiven Blockgletschern in NW-Lage ist dadurch zu erklären, daß im Hintersten Ultental kaum NW-Lagen in größerer Höhe vorkommen.

Die Dominanz der fossilen Blockgletscher in E-Lage ist einleuchtend, da 20 % der unter 2.500 m liegenden Flächen ostexponiert liegen.

Tab. 7: Gliederung der Blockgletscher nach Exposition und Aktivität mit dem prozentuellen Flächenanteil der Expositionen an der Gesamtfläche.

Exposition	Gesamt	Aktiv	Inaktiv	Fossil	Anteil über 2500 m [%]	Anteil unter 2500 m [%]
N	6	6			13	13
NE	4	4			18	16
E	9	2	3	4	17	20
SE	2	1		1	15	23
S	2	2			12	4
SW	-	-	-	-	3	5
W	9	6	3		6	4
NW	3			3	10	12
Flach					6	4
Gesamt	35	21	6	8	100	100

Da in der Literatur die Blockgletscheruntergrenzen teilweise als mittlere Untergrenzen und teilweise als unterste Untergrenzen angegeben wird, wurden beide Werte ermittelt (vgl. Tab. 8). Die absolute Untergrenze ist vor allem für die Permafrostuntergrenze, die mittlere Untergrenze für regionale Vergleiche interessant.

Tab. 8: Mittlere und unterste Blockgletscheruntergrenzen je Exposition und Aktivität.

Exposition	Absolute Untergrenze [m]			Mittlere Untergrenze [m]		
	aktiv	inaktiv	fossil	aktiv	inaktiv	fossil
N	2410			2530		
NE	2660			2880		
E	2610	2470	2310	2670	2470	2330
SE	2560		2350	2560		2350
S	2840			2890		
SW	-	-	-	-	-	-
W	2610	2600		2670	2640	
NW			2370			2400

Ein Vergleich der mittleren Untergrenze der Blockgletscher hinsichtlich der Exposition (vgl. Abb. 26) führt zu folgendem Ergebnis:

- Fossile Blockgletscher befinden sich in E- und SE-Exposition auf einer mittleren Höhe von 2.340 m, in NW-Lage sind sie um ca. 60 Meter höher, auf 2.400 m.



- Inaktive Blockgletscher haben in W-Lage eine mittlere Untergrenze von 2.670 m die um 200 m höher liegt als in E-Lagen (2.470 m).
- Die mittlere Untergrenze der aktiven Blockgletscher weist die größte Schwankungsbreite auf. Sie reicht vom niedrigsten Wert in N-Lage, von 2.530 m bis zum höchsten Wert in S-Lage auf 2.890 m.

Wie zu erwarten war, liegen die schattseitig gelegenen mittleren Blockgletscheruntergrenzen gegenüber jenen der sonnseitigen Hanglagen tiefer. Die mittlere Höhe der intakten Blockgletscheruntergrenze differiert in einem N-S Profil um 360 Höhenmeter.

Diese Werte in Abhängigkeit zur Exposition korrelieren mit Erfahrungswerten aus Gebieten in den Ostalpen, wie z. B. in den Hohen Tauern (Lieb, 1996).

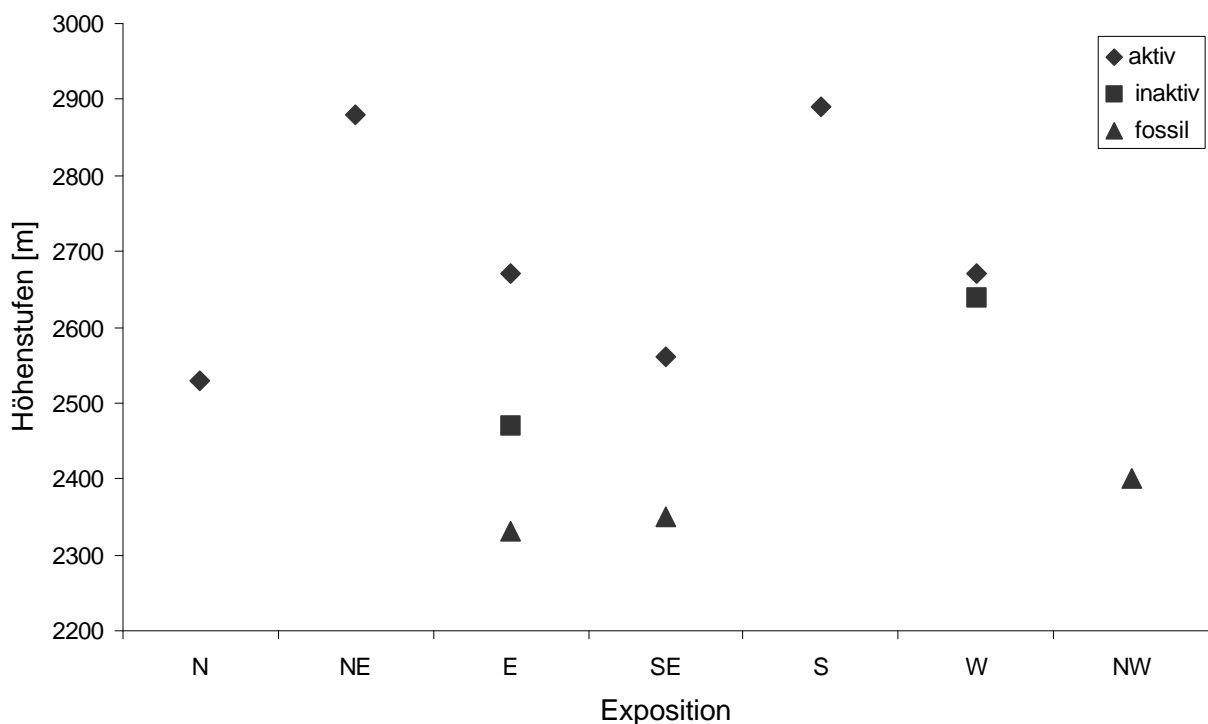


Abb. 26: Mittlere Untergrenze der Blockgletscher im Hintersten Ultental nach Exposition.

Die durchschnittliche Untergrenze der intakten (= aktiven und inaktiven) Blockgletscher befindet sich auf 2.656 m ( $n = 27$ ), jene der aktiven auf 2.685 m ( $n = 21$ ), der inaktiven auf 2.558 m ( $n = 6$ ) und der fossilen auf 2.355 m ( $n = 8$ ).

Damit haben wir einen Depressionswert von 127 m von den aktiven zu den inaktiven Blockgletschern und einen Höhendifferenz von 330 m von den aktiven zu den fossilen Blockgletschern.

Im allgemeinen liegen inaktive Blockgletscher 50 - 100 m tiefer als aktive Blockgletscher.

Vergleicht man den Depressionswert zwischen aktiven und fossilen Blockgletschern im Untersuchungsgebiet mit Werten aus den Hohen Tauern (aktiv - fossil 393 m, Lieb, 1996) sind diese durchaus im realistischen Bereich zu finden.

Höllermann (1983) ermittelte in der nördlichen Ortlergruppe für die tiefste Untergrenze der fossilen Blockgletscher (Ortlergruppe: 2.320 m, Ultental: 2.300 m) sowie die

tiefste Untergrenze der intakten Blockgletscher (Ortlergruppe: 2.700 m, Ultental: 2.650 m) ähnliche Höhengrenzen.

Vergleicht man die tiefsten, aktiven Blockgletscheruntergrenzen allerdings mit kleinräumigeren Untersuchungen im oberen Sultental und im Martelltal (Stötter, 1994) liegt die Untergrenze im Ultental in allen Expositionen außer der Südexposition weit unterhalb jener der Nachbartäler (vgl. Abb. 27). Eine Erklärung für die tiefer liegenden aktiven Blockgletscher im Hintersten Ultental konnte nicht gefunden werden.

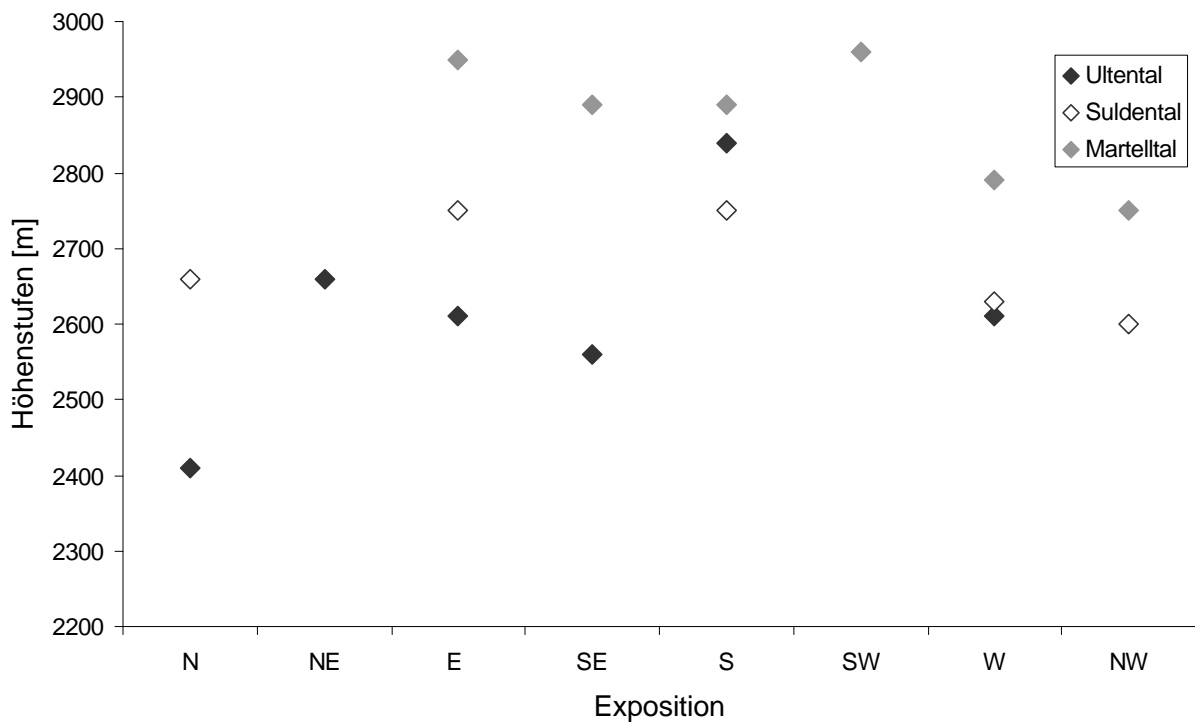


Abb. 27: Vergleich der tiefsten aktiven Blockgletscheruntergrenzen im Ultental, Suldental und Martelltal (Daten Suldental und Martelltal: Stötter, 1994, S 155, 170).

Schneeflecken und gefrorene Schutthalden sind neben den Blockgletschern ein weiterer Hinweis auf das Vorhandensein von Permafrost. Ihre Verbreitung in Zusammenhang mit Blockgletschern kann die Mindestverbreitung von Permafrost recht gut wiedergeben. Die Schneeflecken entsprechen der Situation im September 1998.

Tab. 9: Gliederung der aktiven Blockgletscher, Schneeflecken und gefrorene Schutthalden nach Exposition.

Exposition	Aktiv	Schneeflecken	Gefrorene Schutthalden
N	6	3	3
NE	4	7	6
E	2	13	
SE	1	1	
S	2		
W	6		4
NW			2
Gesamt	21	14	15

Ein Vergleich der Exposition von aktiven Blockgletschern und Schneeflecken (vgl. Tab. 9) zeigt ein Aufkommen beider Phänomene vor allem in N-, NE- und E-Lage. In W-Lage hingegen treten keine Schneeflecken auf, obwohl sich hier ein Viertel der aktiven Blockgletscher befindet. Gefrorene Schutthalden kommen nur in N-, NE-, W- und NW-Lage vor.

#### Flächen-Höhenverteilung

Der Flächenanteil der Blockgletscher an der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes beträgt über 6 %.

Die Entstehung von Blockgletschern ist nur unter Permafrostbedingungen möglich. Vergleicht man die Höhenstufen der aktiven, inaktiven und fossilen Blockgletscher mit ihren flächenmäßig größten Anteilen untereinander, so könnte das Ergebnis dahingehend interpretiert werden, daß sich die Schneegrenzen während des Postglazials höhenmäßig verlagert haben müssen. Ähnlich verhält es sich mit den Schneegrenzdepressionswerten der verschiedenen Kaltphasen der letzten Eiszeit.

Aktive Blockgletscher haben den höchsten Flächenanteil in der Höhenstufe 2600 – 2700 m, inaktive Blockgletscher zwischen 2500 – 2600 m und fossile Blockgletscher zwischen 2400 – 2500 m (vgl. Abb. 28).

Die drei Blockgletschergenerationen sind in ihrer vertikalen Ausdehnung stark unterschiedlich. Die fossilen Blockgletscher sind lediglich auf zwei Höhenstufen, die inaktiven auf vier Höhenstufen beschränkt. Die aktiven Blockgletscher sind in 8 Höhenstufen mit relativ gleichmäßig verteiltem Flächenanteil vertreten. Dies spiegelt deutlich den immer größeren Bereich des diskontinuierlichen Permafrostes wieder. Die Ausdehnung der historischen Blockgletscher wurde aufgrund der noch relativ großen Gletscher nach oben hin beschränkt.

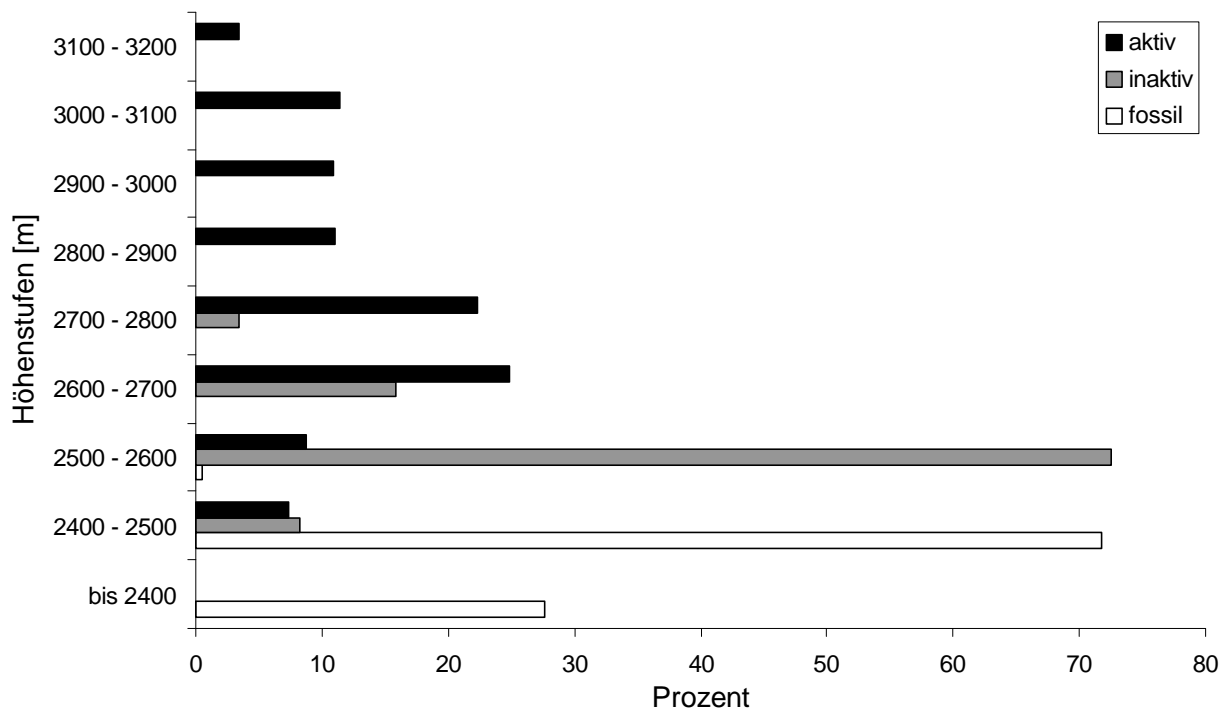


Abb. 28: Flächenanteil der Blockgletscher je Höhenstufe in Prozent.

Vergleicht man die Summenkurven (vgl. Abb. 29) der vorkommenden Permafrostererscheinungen, ergibt sich eine weitestgehende Übereinstimmung in den entsprechenden Höhenstufen zwischen aktiven Blockgletschern und Schneeflecken. Letztere sind während der Ablationsperiode an gefrorenen Boden gebunden.

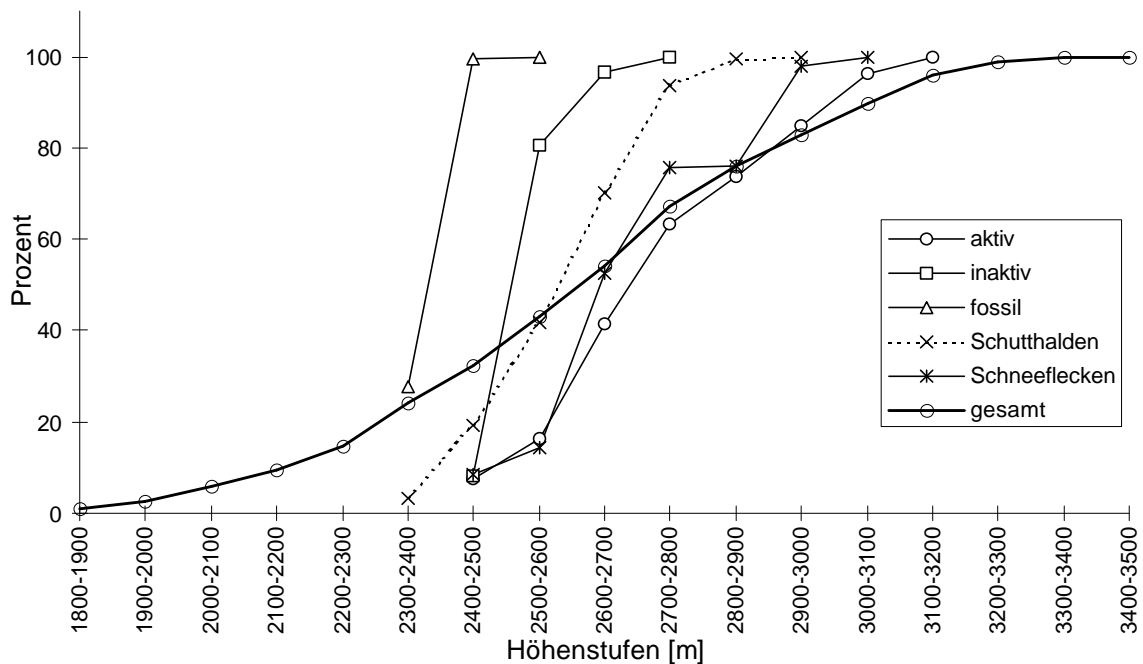


Abb. 29: Summenkurve der Permafrosterscheinungen und der Gesamtfläche des Kartiergebietes.

#### 4.4.2. Die Blockgletscher im Ultental



Abb. 30: Blockgletscher 9, 8 und 7 (Foto E. Brandstätter, August 1998).

Blockgletscher 1 - 9 sind sehr kleine, lobenförmige Blockgletscher am Fuße eines Steilhanges (vgl. Abb. 30) oberhalb der Höchster Hütte.

Die Höhendifferenz zwischen unterem Zungenende und Blockgletscherursprung beträgt maximal 60 m. Sie sind durch ausgeprägte Loben gekennzeichnet wodurch sich die Abgrenzung einzelner Blockgletscher voneinander als äußerst schwierig herausstellte.

Blockgletscher 1, 3 und 8 wurden aufgrund ihres teilweise starken Gras- und Flechtenbewuchses als inaktiv eingestuft.

Eine Bestätigung der Aktivität von Blockgletscher 9 und 4 konnte durch die Messung der Quelltemperatur erfolgen (vgl. Kap. 4.3.1., Quellen 10 und 36).

Blockgletscher 10 und 11 weisen neben dem Hauptbestandteil Schiefer auch kleinere Gesteinsbrocken von Diorit auf. Sie sind aufgrund ihrer steilen Stirn, des Feinmaterialanteils an der vorderen Böschung und des geringen Bewuchses eindeutig als aktive Formen einzustufen.

Blockgletscher 12 ist ein mächtiger, steil im Gelände liegender Blockgletscher (vgl. Abb. 31) mit besonders großen Wülsten. Dies könnte ein Hinweis auf eine schnelle Bewegung sein. Die Gesteinsbrocken an der Oberfläche sind relativ groß (bis ca 5 m Durchmesser). Neben Schiefern fallen hier auch besonders große Quarzsteine auf. Die Quelltemperaturmessung (vgl. Kap. 4.3.1., Quelle 43) bestätigte eindeutig die Aktivität dieses Blockgletschers.

Blockgletscher 13 und 14 sind zwei aufeinander liegende Blockgletscher mit geringer Mächtigkeit und nur einem Wulst. Aufgrund der Höhenlage und des geringen Bewuchses konnten die Blockgletscher als aktive Formen eingestuft werden.



*Abb. 31: aktiver Blockgletscher 12 (eigenes Foto, August 1998).*

Blockgletscher 15 (vgl. Abb. 32) ist ein aktiver Blockgletscher, dessen Bewegung sogar durch mehrere Rutschungsbewegungen im Sommer 1998 beobachtet werden konnte. Die Bestätigung der Aktivität lieferte zudem die Temperaturmessung (vgl. Kap. 4.3.1., Quelle 29) der Quelle, die mit starker Schüttung direkt aus der Stirn des Blockgletschers austritt.



*Abb. 32: aktiver Blockgletscher 15 (eigenes Foto, August 1998).*



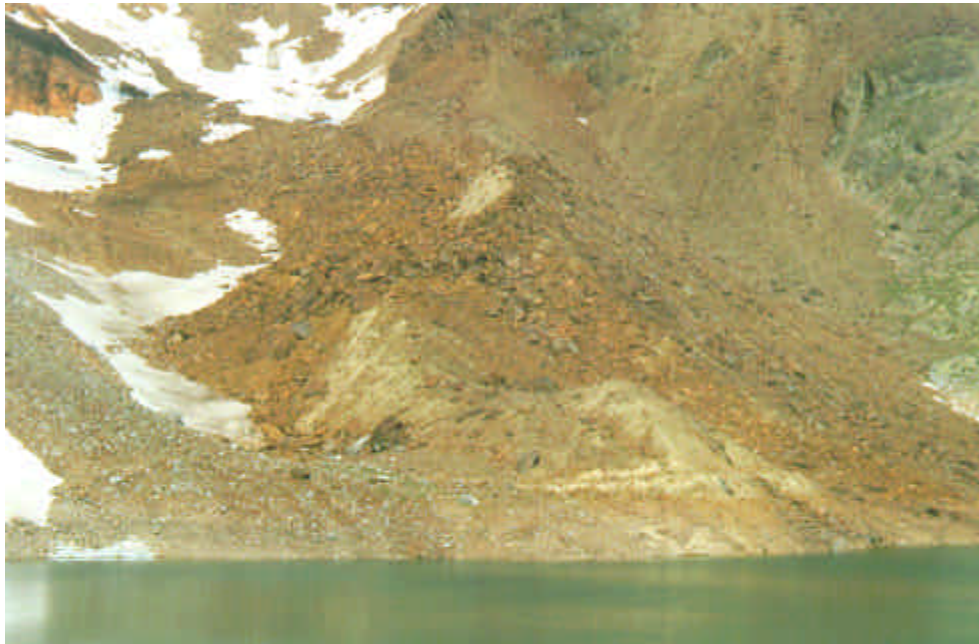


Abb. 33: Schuttblockgletscher 16 (Foto E. Brandstätter, Juli 1999).

Blockgletscher 16 ist ein Schuttblockgletscher (vgl. Kap. 3.2.2.) im Anfangsstadium. Aus der 1850er Moräne des Grünseeferners, der heute nur noch als abschmelzendes Toteis vorhanden ist, hat sich ein Teil blockgletscherartig verformt (vgl. Abb. 33). Dies gab Anlaß die Verhältnisse im Untergrund durch BTS-Messungen genauer zu prüfen. Die Ergebnisse weisen auf das Vorhandensein von Permafrost hin (vgl. Kap. 4.3.2.).



Abb. 34: Nordhang des dynamisch inaktiven Blockgletschers 18 (Foto E. Brandstätter, August 1998).

Blockgletscher 17 ist der oberste Teil der mächtigen Blockgletscherabfolge des Blockgletschertales (vgl. Abb. 39). Auf Stirn und Oberfläche ist er deutlich weniger bewachsen als die darunter liegenden, inaktiven Blockgletscher 18, 23 und 24. Obwohl die Nordhänge dieser Blockgletscher wenig bewachsen sind (vgl. Abb. 34) und viel Feinmaterial aufweisen, müssen sie aufgrund des starken Rasenbewuchses auf der Südseite und der zahlreichen Almrauschvegetation an der Oberfläche als inaktiv

eingestuft werden. Daß der Eisanteil noch relativ hoch sein dürfte, zeigen die BTS-Messungen auf Blockgletscher 18 (vgl. Kap. 4.3.2.) Auch die Quelltemperaturen von Quelle 1 und 4 deuten auf das Vorhandensein von Eis hin. Aufgrund dieser Tatsachen könnte es sich hierbei um dynamisch inaktive Blockgletscher (vgl. Kap. 3.1.2.) handeln, die aufgrund der großen Distanz zwischen Zunge und Blockgletscherursprung (ca. 1,5 km) zum Stillstand gekommen sind.

Die fossilen Blockgletscher 19 bis 22 sind stark bewachsen und einer alten Blockgletschergeneration zuzuordnen. Sie sind die älteste Blockgletschergeneration des Blockgletschertales mit einer Entfernung von ca. 2 km vom Ursprung. Blockgletscher 19 und 20 weisen im Unterschied zu Blockgletschern 21 und 22 neben Schiefer auch Bestandteile von Diorit auf. Dies ist dadurch zu erklären, daß hier auch Gesteine des Dioritsockels unterhalb des Grünsees abgelagert sind. Die insgesamt 8 Blockgletscher des Blockgletschertales können als *multiunit* und *multiroot* Blockgletscher bezeichnet werden (vgl. Kap. 3.2.3.).

Der Grund für die besonders steilen Stirnen von Blockgletscher 19 und 22 ( $> 35^\circ$ ) dürfte durch eine Geländekante im Untergrund verursacht werden (vgl. Abb. 28).

Blockgletscher 25 ist ein stark bewachsener Blockgletscher, der wahrscheinlich zur gleichen Zeit wie die fossilen Blockgletscher des Blockgletschertales aktiv war.



Abb. 35: Blockgletscher 26 (eigenes Foto, August 1998).





Abb. 36: Blockgletscher 27 (eigenes Foto, August 1998).

Blockgletscher 26 - 28 (vgl. Abb. 35 - 37) sind eindeutig aktive Blockgletscher mit einem hohen Feinmaterialanteil an der Stirn und geringer Vegetation. Alle drei Formen sind sehr schön ausgebildete Blockgletscher deren Quelltemperatur (vgl. Kap. 4.3.1., Quellen 41, 44, 45) einen eindeutigen Hinweis auf deren Aktivität gibt.



Abb. 37: Blockgletscher 28 (eigenes Foto, August 1998).

Blockgletscher 28 füllt ein Kar unterhalb der Gleckspitze und ist am Orthophotobild durch seine ausgeprägten Wülste sehr deutlich als solcher zu erkennen.



*Abb. 38: Blockgletscher 29 und 30 (Foto E. Brandstätter, August 1998).*

Blockgletscher 29 und 30 (vgl. Abb. 38) sind mehrteilige Blockgletscher, die aus je zwei Zungen gestehen. Die Aktivität zeigen der geringe Bewuchs, das Feinmaterial an der Stirn und die Quelltemperaturmessung an Blockgletscher 29 (vgl. Kap. 4.3.1., Quelle 25).

Blockgletscher 31 - 33 sind vollständig mit Rasen und Flechten bedeckt, sodaß sie eindeutig als fossile Formen zu definieren sind.

Blockgletscher 33 und 34 wurden aufgrund ihrer Höhenlage, der geringen Vegetationsbedeckung und der frischen Stirn als aktiv eingestuft

Tab. 10: Übersicht über die Blockgletscher im Untersuchungsgebiet hinsichtlich ihrer Ober- und Untergrenzen, Exposition, Aktivität, Gestein, Bewuchs und Neigung.

Nr.	Erstreckung [m]	Exposition	Aktivität	Gestein	Bewuchs	Stirnneigung berechnet	Stirnneigung gemessen	Abb.
1	2620-2680	W	inaktiv	Schiefer	Gras, Flechten	30-35	35-38	-
2	2620-2680	W	aktiv	Schiefer	gering	-	35-38	-
3	2600-2640	W	inaktiv	Schiefer	Gras, Flechten	-	34-36	-
4	2630-2680	W	aktiv	Schiefer	gering	20-30	37-40	-
5	2670-2700	W	aktiv	Schiefer	gering	-	42-47	-
6	2660-2730	W	aktiv	Schiefer	gering	20-30	32-40	-
7	2700-2750	W	aktiv	Schiefer	gering	-	28-35	12
8	2710-2740	W	inaktiv	Schiefer	Gras, Flechten	-	32-37	12
9	2720-2770	W	aktiv	Schiefer	gering	30-35	36-38	12
10	2720-2900	E	aktiv	Schiefer, Diorit	-	35-40	36-45	-
11	2810-2940	NE	aktiv	Schiefer, Diorit	-	-	40-48	-
12	2840-3080	S	aktiv	Schiefer, Quarz	gering	-	38-43	13
13	3000-3080-	NE	aktiv	Schiefer	-	-	40-44	-
14	3060-3150	NE	aktiv	Schiefer	-	30-35	35-40	-
15	2940-3170	S	aktiv	Schiefer, Marmor	-	30-35	40-48	14
16	2560-2760	SE	aktiv	Schiefer	gering	-	46-50	-
17	2610-3160	E	aktiv	Schiefer	-	30-35	-	-
18	2470-2640	E	inaktiv	Schiefer	Gras, Flechten, Almrausch	30-35	38-40	15
19	2340-2480	E	fossil	Diorit, Schiefer	vollständig Gras	35-40	35-38	-
20	2330-2510	E	fossil	Diorit, Schiefer	vollständig Gras	30-35	-	-
21	2310-2360	E	fossil	Schiefer	vollständig Gras	-	-	-
22	2330-2510	E	fossil	Schiefer	vollständig kleine Bäume	35-40	-	24
23	2480-2650	E	inaktiv	Schiefer	Gras, Flechten, Almrausch	35-40	38-40	-
24	2470-2580	E	inaktiv	Schiefer	Gras, Flechten	35-40	35-40	-

Nr.	Erstreckung [m]	Exposition	Akti- vität	Gestein	Bewuchs	Stirn- neigung berechnet	Stirn- neigung gemessen	Abb.
25	2350-2470	SE	fossil	Schiefer	vollständig Gras	20-30	-	-
26	2740-2650	N	aktiv	Schiefer	gering	30-35	30-35	16
27	2660-2790	NE	aktiv	Schiefer	-	35-40	40-45	17
28	2650-2740	N	aktiv	Schiefer	gering	35-40	-	18
29	2410-2540	N	aktiv	Schiefer	gering	30-35	35-45	19
30	2430-2530	N	aktiv	Schiefer	Gras	35-40	35-45	19
31	2390-2470	NW	fossil	Schiefer	vollständig Gras	30-35	30-35	-
32	2370-2460	NW	fossil	Schiefer	vollständig Gras	30-35	25-30	-
33	2430-2480	NW	fossil	Schiefer	vollständig Gras	20-30	-	-
34	2520-2610	N	aktiv	Schiefer	gering	30-35	-	-
35	2550-2610	N	aktiv	Schiefer	gering	20-30	-	-

#### 4.5. Volumensabschätzung für die Blockgletscher des Blockgletschertales

Für die Blockgletscher des "Blockgletschertales" (vgl. Abb. 39) wurde eine Volumsberechnung durchgeführt. Das Blockgletschertal ist ein West-Ost gerichtetes Tal südlich des Grünsees, das mit drei aufeinander liegenden Generationen von Blockgletschern mit einer Länge von ca. 2 km gefüllt ist. Die Höhendifferenz zwischen dem tiefsten fossilen Blockgletscher 21 (2310 m) und dem höchsten Gipfel (Vordere Eggenspitze 3385 m) beträgt 1075 m.

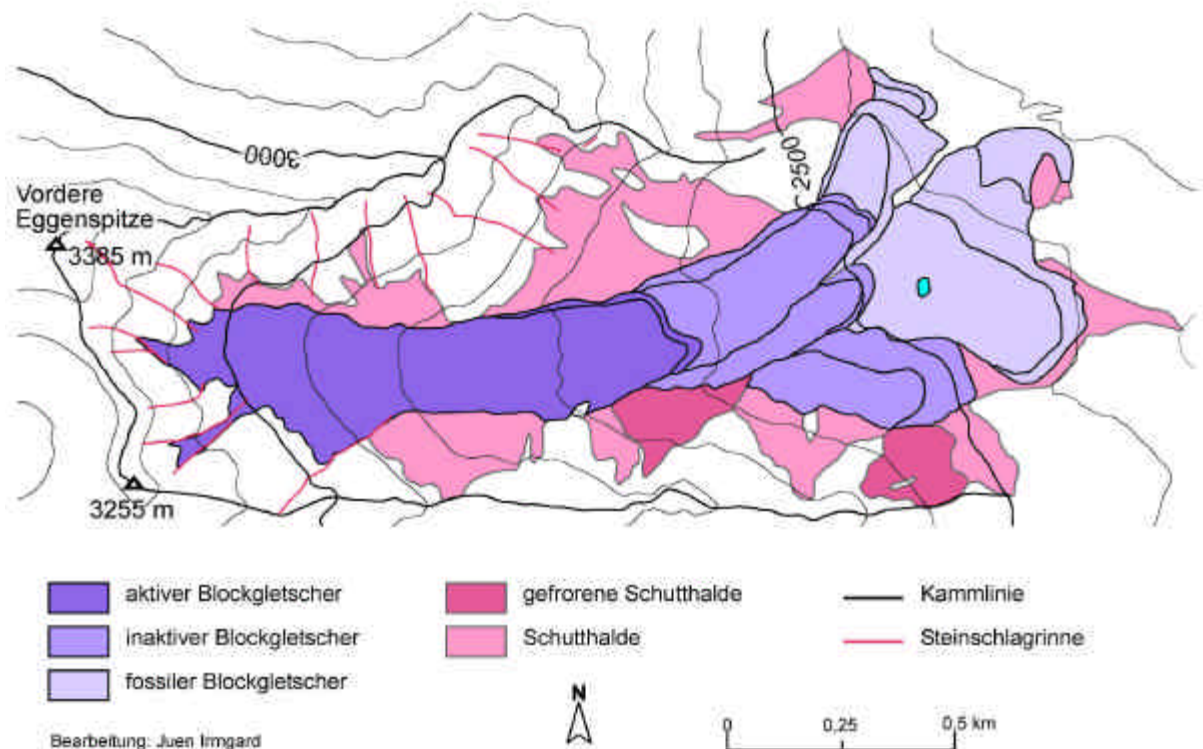


Abb. 39: Detailkarte "Blockgletschertal".

Für die Volumsberechnung mußte die ursprüngliche Talsohle des noch nicht von Blockgletschern gefüllten Tales rekonstruiert werden. Bevor die Blockgletscher das Tal einnahmen war es von einem Gletscher gefüllt. Es wurde nun versucht ein durch Gletscher geprägtes Trogtal mit der Hängetalstufe am Talausgang zu rekonstruieren (vgl. Abb. 40).

Die Berechnung des Volumens erfolgte einerseits mit dem Programm ArcView und andererseits mit ArcInfo. Die Ergebnisse weisen Unterschiede in der Größenordnung von ca. 10 % auf. Da jedoch beide Berechnungen auf einer händisch konstruierten Talsohle beruhen und dadurch die Volumsberechnung nur eine ungefähre Angabe über das tatsächliche Volumen sein kann, sind diese Differenzen kaum relevant. Deshalb wurde bei den Volumsangaben ein auf Millionen m<sup>3</sup> gerundetes Mittel beider Berechnungen verwendet.

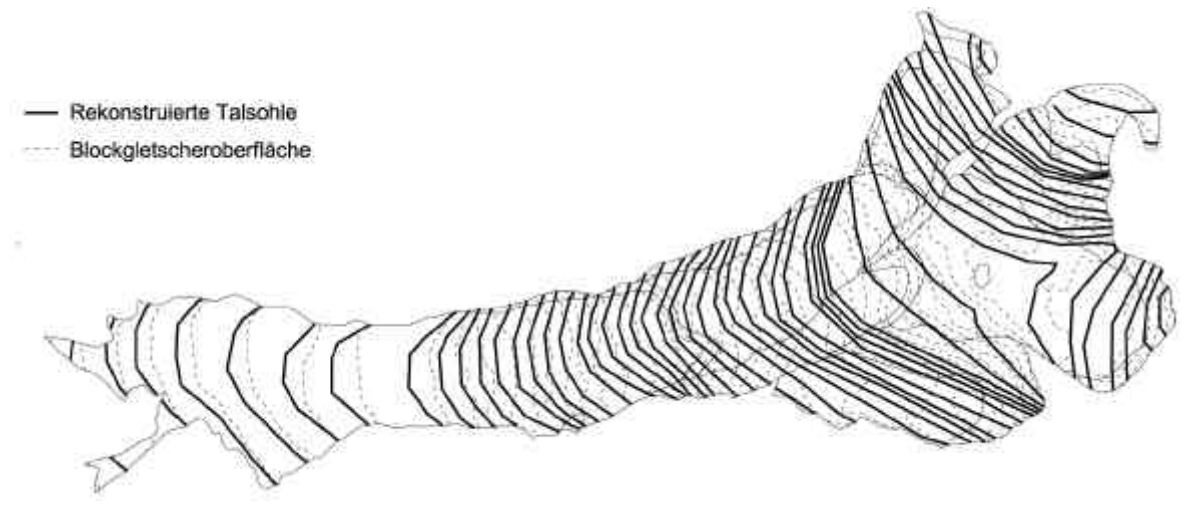


Abb. 40: Rekonstruktion der ursprünglichen Talsohle.

Für das gesamte Tal wurde ein Volumen von ca. 14 Mio. m<sup>3</sup> Schutt-Eis-Gemisch berechnet. Unter der Annahme eines Eisgehaltes von 60 Prozent für die intakten Blockgletscher wurde ein Volumen von ca. 9 Mio. m<sup>3</sup> Schutt und ca. 5 Mio. m<sup>3</sup> Eis berechnet.

Dieses Eis ist - wie das Gletschereis - als Wasserreserve zu betrachten. Wenn man bedenkt, daß in einem einzigen Tal 5 Mio. m<sup>3</sup> Wasser gespeichert sind (ca. 15 % des Eisvolumens des Weißbrunnferners), so ist dieses Erkenntnis auch für die Wasserkraftwerke des Ultentales von Bedeutung. Bei einem weiteren Rückgang der Gletscher und somit auch dem Ausschmelzen der Permafrostkörper tragen auch diese Wasserreserven einen Beitrag zur Versorgung der Speicherkraftwerke bei.

#### 4.6. Modellberechnungen zur Permafrostverbreitung

Im Ultental wurde ein prozeßorientiertes Modell und ein Modell auf Basis empirischer Zusammenhänge zur Berechnung der Permafrostverbreitung durchgeführt.

Die Berechnung des prozeßorientierten Modells von Dr. Martin Hölze (Abb. 42) beruht lediglich auf der Grundlage des DGM und der Angabe von Längen- und Breitengraden. Angaben über das Vorhandensein oder die Lage von Permafrosterscheinungen in diesem Gebiet wurden nicht bekanntgegeben.

Im Gegensatz dazu beruht die Berechnung des zweiten Modells der Permafrostverteilung auf den Untergrenzen der kartierten Permafrosterscheinungen im Untersuchungsgebiet je Exposition. Abbildung 41a zeigt die für die Modellierung verwendeten Höhengrenzen. In Expositionen, die in diesem Gebiet keinerlei aktive Blockgletschervorkommen aufweisen (NW, SW, Abb. 41) wurden Mittelwerte der von Haerberli 1973 angegebenen Grenzen herangezogen.



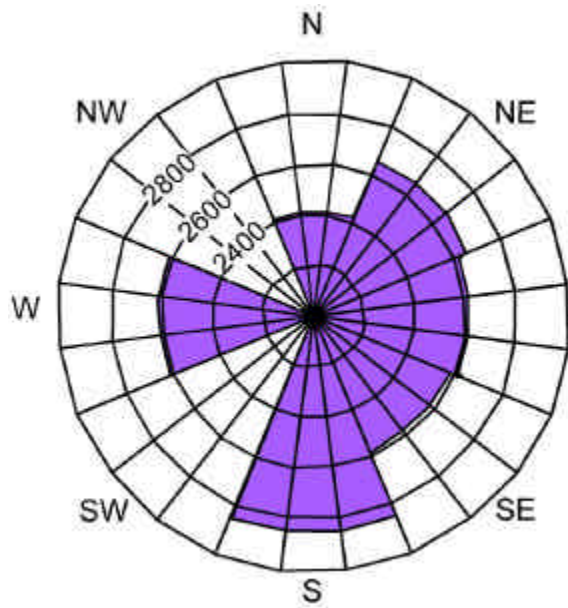


Abb. 41: kartierte Untergrenzen der aktiven Blockgletscher je Exposition im Hintersten Ultental.

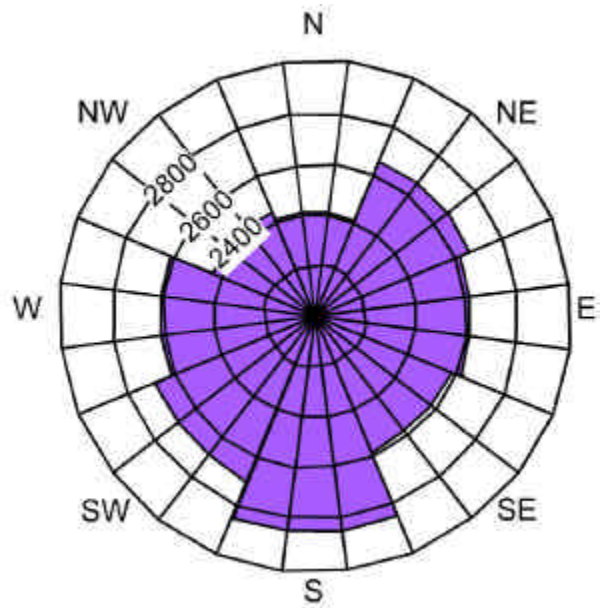


Abb. 41a: verwendete Untergrenzen je Exposition für die Modellierung der Permafrostverbreitung nach dem Ansatz von Dr. J. Stötter.

Ein Vergleich der Ergebnisse aus den zwei unterschiedlichen Berechnungen (vgl. Abb. 42 und Abb. 43) zeigt, daß die Permafrostuntergrenze bei der prozeßorientierten Modellberechnung um ca. 100 m höher liegt, als die Permafrostuntergrenze der Modellberechnung auf Basis empirischer Zusammenhänge.

Die Ermittlung der potentiellen Permafrostfläche innerhalb des Kartiergebietes ergibt für die erste Modellierung eine Fläche von 850 ha und für die zweite Berechnung eine Fläche von 980 ha potentiellen Permafrostes.

Da nicht alle diese Flächen wirklich von Permafrost eingenommen werden, sind Gebiete, die Permafrost ausschließen (= Ausschlußflächen – Gletscher und Seen) von diesen Werten abzuziehen (Stötter, 1994). Anstehender Fels wurde ebenfalls als Ausschlußfläche definiert, obwohl in höheren Lagen durchaus auch in den Klüften des Festgesteins Permafrost auftritt.

In Summe beträgt die Ausschlußfläche 380 ha. Dadurch ergibt sich eine potentielle Permafrostfläche von 470 (= 30 % von der Kartierfläche) bzw. 600 ha (= 38,6 %).

Die Gletscherfläche des Weißbrunnferners beträgt derzeit 66 ha, insgesamt sind 72 ha des Gebietes vergletschert. Dies entspricht einem Flächenanteil an der Gesamtfläche von 4,6 %. Im Gegensatz dazu nehmen die aktiven Blockgletscher einen Flächenanteil von 6,3 % ein. Demnach ist in diesem Gebiet die Fläche des potentiellen Permafrostes eindeutig höher, als die Gletscherflächen. Ein Flächenanteil von 30 bzw. 38,6 % erscheint mir dennoch zu hoch und sollte als absolute Maximalverbreitung betrachtet werden.

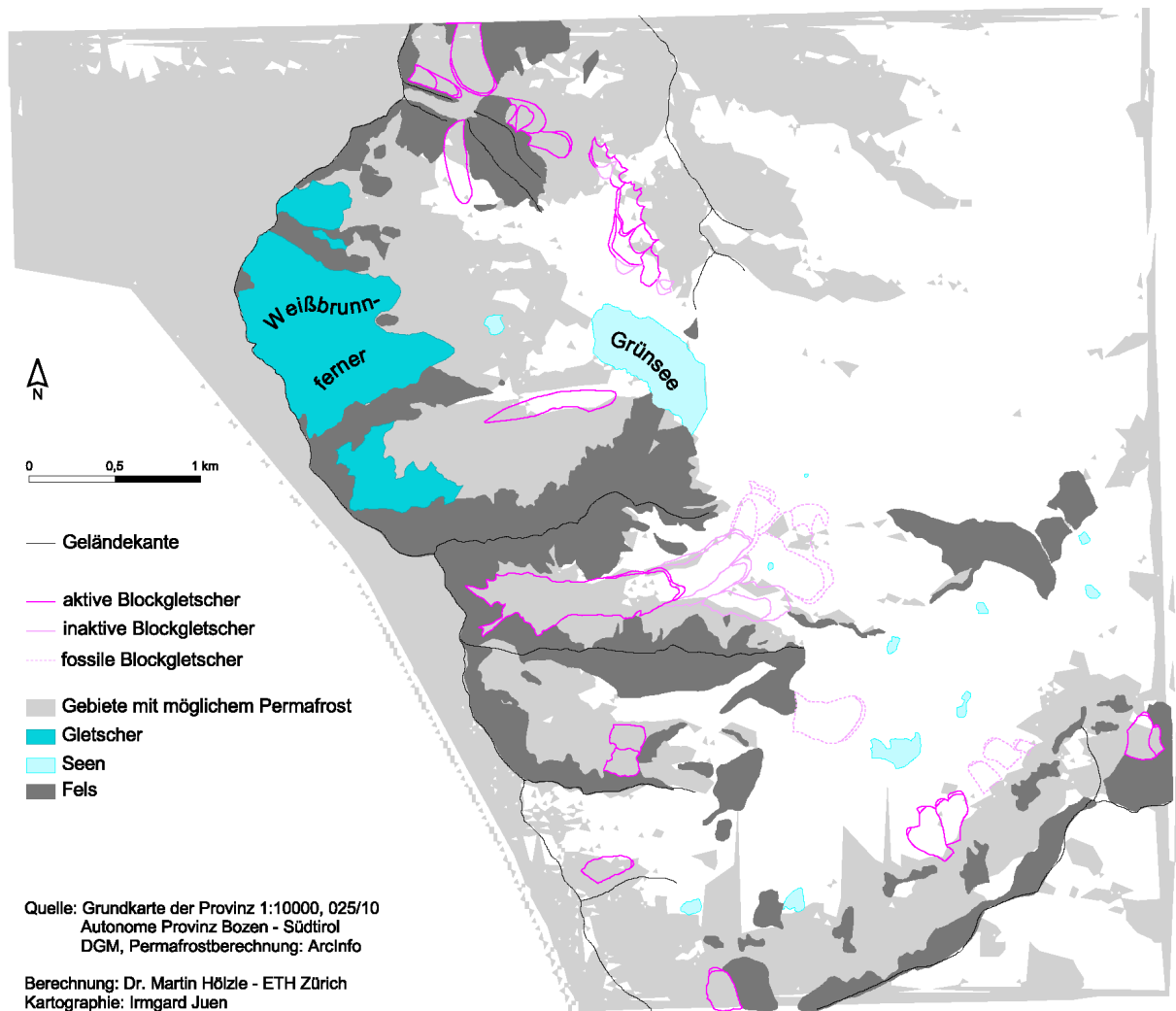


Abb. 42: Modellierter Permafrostverbreitung nach Dr. Martin Hölzle (ETH-Zürich).



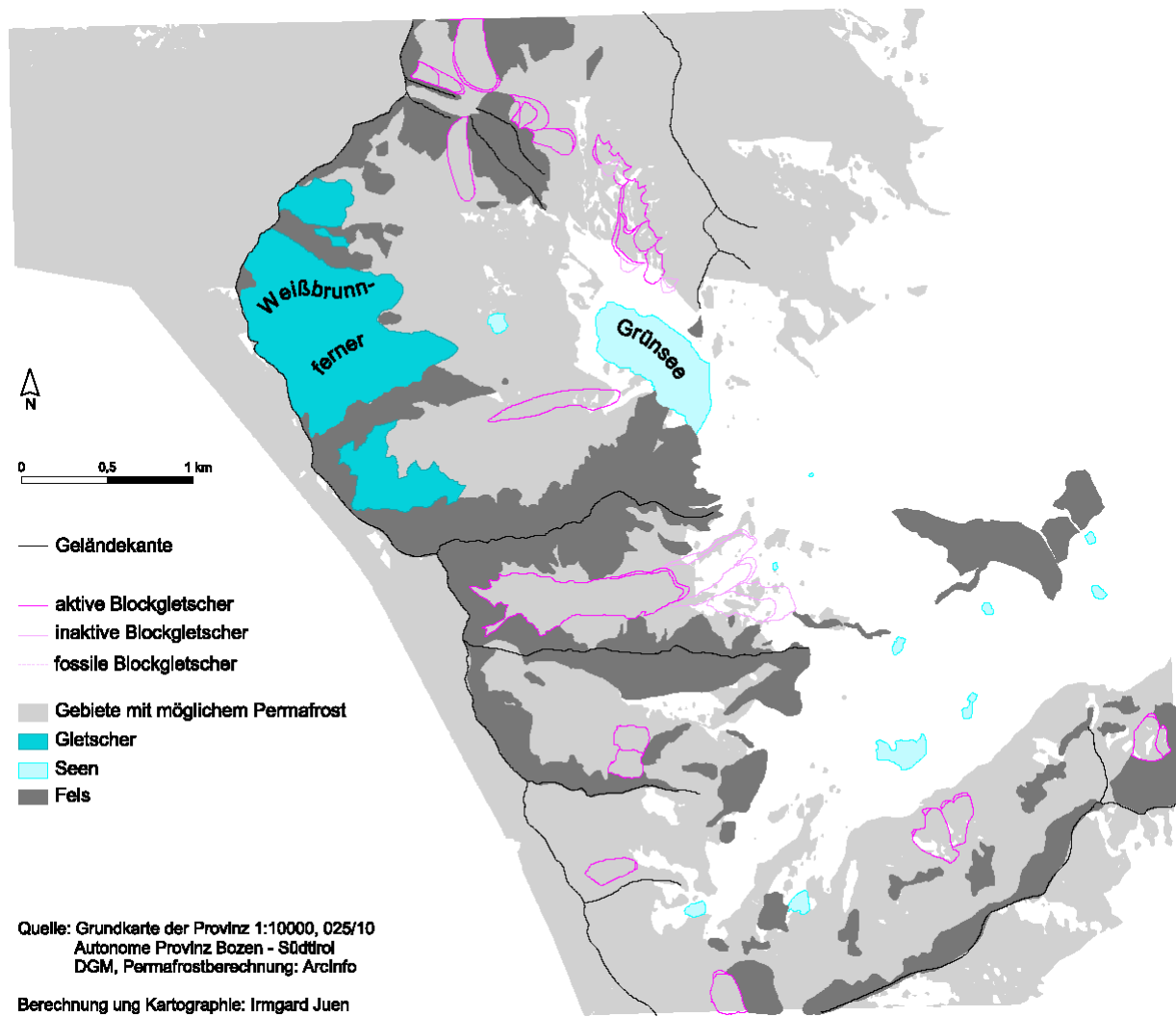


Abb. 43: Modellierte Permafrostverbreitung (nach Stötter, 1994).

## 5. Schlußbemerkungen

Folgende Erkenntnisse konnten aus der Analyse der 35 Blockgletscher des Hintersten Ultentales gewonnen werden:

- Im gesamten Kartiergebiet (1556 ha) wurden 35 Blockgletscher kartiert. Davon sind 21 Formen aktiv, 6 inaktiv und 8 fossil. Die aktiven Blockgletscher haben einen Flächenanteil an der Gesamtfläche von 6,3 %. Die vollständige geomorphologische Kartierung des Gebietes zeigt die Karte im Anhang.
- Die BTS- und Quelltemperaturmessungen haben in den durchgeführten Fällen die Existenz von Permafrost bestätigt.
- Die Ergebnisse der Neigungsanalyse mit Hilfe von geographischen Informationssystemen sind nicht zufriedenstellend. Hier sollte besser auf eine Messung im Gelände zurückgegriffen werden, die deutlich bessere Ergebnisse liefert.
- Eine Abhängigkeit der Blockgletscheruntergrenze von der Exposition ist eindeutig festzustellen. Sie zeigt im N-S-Profil der aktiven Blockgletscher einen mittleren Höhenunterschied von 360 m.
- Der Höhenunterschied zwischen aktiven und inaktiven Blockgletschern beträgt im Durchschnitt 127 m, zwischen aktiven und fossilen Blockgletschern 330 m.
- Die Volumsberechnung für die Blockgletscher des großen Blockgletschertales demonstriert die Speicherkapazität von Permafrostkörpern. Die vier intakten Blockgletscher des Tales speichern ca. 5 Mio. m<sup>3</sup> Wasser, was ca. 15 % des Eisvolumens des Weißbrunnferners entspricht.
- Die zwei Modellberechnungen geben einen Anhaltspunkt über die mögliche Permafrostverbreitung. Mit einem Flächenanteil der potentiellen Permafrostflächen zwischen 30 bzw. 38,6 % an der Gesamtfläche ist das Gebiet stark von Permafrost beeinflusst.
- Zeitliche Angaben über die Aktivität der inaktiven und fossilen Blockgletscher können nur spekulativ gemacht werden. Demnach dürften die inaktiven Blockgletscher während des 1850er Gletscherhochstandes aktiv gewesen sein. Die fossilen Blockgletscher liegen innerhalb der Moränen der Gletscherausdehnung der Jüngeren Dryas und müssen somit jünger sein. Sie dürften ein Mindestalter von 2000 - 5000 Jahren aufweisen.

Letztendlich wären zur vollständigen Erfassung des Permafrostes im Ultental weitere Kartierungen und Analysen der anderen Seitentäler notwendig. Um detailliertere Aussagen treffen zu können, kann auch auf Bewegungsmessungen nicht verzichtet werden.

Trotzdem leistet die Arbeit einen Beitrag zur Ermittlung der Permafrostverbreitung und Klimageschichte im Hintersten Ultental und in den Alpen im Allgemeinen.

## 6. Literaturverzeichnis

### 6.1. Verwendete Literatur

- Albertini, R. (1955): Contributo alla conoscenza della morfologia crionivale del Gruppo Ortles-Cevedale. - Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane, 11, S. 5-90.
- Barsch, D. (1969): Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. In: Kaiser, K. (Hg.): Glazialmorphologie. Zeitschrift für Geomorphologie NF, Suppl 8, S. 11 – 30.
- Barsch, D. (1978): Rock glaciers as indicators for discontinuous Alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. In: Third International Conference on Permafrost. Proceedings S. 349-352.
- Barsch, D. (1980): Die Beziehung zwischen der Schneegrenze und der Untergrenze der aktiven Blockgletscher. In: Jentsch, Ch. Und Liedtke, H. (Hg.): Höhengrenzen in Hochgebirgen. Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität des Saarlandes 29, S. 119 – 127.
- Barsch, D. (1996): Rock-glaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments.
- Belitz, K. (1993): Untersuchungen zum sommerlichen Gefahrenpotential im Bereich des Zufrittsees (Martelltal/Südtirol) - Bedeutung, Verbreitung und Veränderung des alpinen Permafrostes. - Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der LMU München.
- Boesch, H. (1951): Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. Die Alpen 27, S. 1-5.
- Buchenauer, H. W. (1990): Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol). Marburger Geographische Schriften 117.
- Cailleux, A. (1947): Caractères distinctifs des coulées de blocailles liées au gel intense. CR Somm Séances Soc Géol Fr 16, S. 323-325.
- Caine, N. and Jennings, JN. (1968): Some blockstreams of the Toolong Range Kosciuski State Park, New South Wales. J. Proc. 101, S. 93-103.
- Capello, CF. (1947): Le "pietraie semoventi" delle Alpi occidentali. Natura 38, S. 17-23.
- Chaix, A. (1919): Coulées de blocs dans le Parc National Suisse de la Basse-Engadine. C R Séances Soc Phys Hist Nat Genève 36, S. 12-15.
- Chaix, A. (1923): Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine. Le Globe 62, S. 1-35.
- Chaix, A. (1943): Les coulées de blocs du Parc National Suisse: Nouvelles mesures et comparaison avec les "rock streams" de la Sierra Nevada de Californie. De Globe 82, S. 121-128.
- Cross, CW. and Howe, E. (1905): Geography and general geology of the quadrangle in Silverston folio. US. Geol. Surv. 120, S. 1-25.

- Domaradzki, J. (1951): Blockströme im Kanton Graubünden. Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im schweizer Nationalpark 3, S. 177-23.
- Eugster, H. (1973): Bericht über die Untersuchungen des Blockstromes in der Val Sassa im Schweiz. Nationalpark (GR) von 1917-1971. Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im schweizer Nationalpark 11 (68), S. 368-384.
- Fischer, H. (1967): Natürliche Landschaften und Probleme der Landformung am Ostrand der Alpen erklärt am Stuhleck-Panorama / von Hans Fischer. Mit e. Panoramazeichn. in 2 Bl. v. Franz Rohrhofer. Arbeiten der Gruppe für Natur- und Hochgebirgskunde und Alpine Karstforschung der Sektion Edelweiß des Österreichischen Alpenvereins ; 12
- Fischer, F. (1985): Das Ultental. Beitrag zur Geographie eines Südtiroler Hochtales. Der Schlern, Heft 4/5, S. 203-324.
- French, H. M. (1988): The Periglacial Environment.
- Gerhold, N. (1967): Zur Glazialgeologie der westlichen Ötztaler Alpen unter besonderer Berücksichtigung des Blockgletscherproblems. Veröff. Museum Ferdinandeum Innsbruck 47, S. 46-78.
- Haeberli, W. (1973): Die Basistemperaturen der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 9, S. 221-227.
- Haeberli, W. (1988): Permafrost. Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. In : Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich 108, S. 71-88.
- Haeberli, W. und King, L. (1979): Surface movement and lichen-cover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. Arct. Alp. Res. 11, S. 421 – 441.
- Haeberli, W. und Patzelt, G. (1982): Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 18, Heft 2, S 127-150.
- Hoelzle, M. (1991): Blockgletscherkartierung im Oberengadin mit Hilfe von Infrarot-Luftbildern. Berichte und Forschungen Geogr. Inst. Fribourg. Modelle in der Geomorphologie 3, S. 107-109.
- Hoelzle, M. (1994): Permafrost und Gletscher im Oberengadin. Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich 132.
- Högbom, B. (1914): Über die geologische Bedeutung des Forstes. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala 12, S. 257-390.
- Höllermann, P. (1964): Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl 4.
- Höllermann, P. (1983): Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe. Studien aus europäischen und nordamerikanischen Hochgebirgen. Bonner Geogr. Abh. , Heft 67.

- Howe, E. (1909): Landslides in the San Juan Mountains, Colorado: including a consideration of their causes and their classification. US. Geol. Surv. Prof. Paper 67:58.
- Jäckli, H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Beitr. Geol. Karte Schweiz. Geotech. Ser. S, 36-136.
- Kääh, A. (1996): Photogrammetrische Analyse zur Früherkennung gletscher- und permafrostbedingter Naturgefahren im Hochgebirge. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich 145.
- Keller, F. (1993): Indikation zwischen Schnee und Permafrost: eine Grundlagenstudie im Oberengadin. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich 127.
- Keller, F. 1992: Atomated Mapping of Mountain Permafrost Using the Program Permakart within the Geographical Information System Arc/Info. Permafrost and Periglacial Processes, Vol 3, S. 133-138.
- Keller, F. and Gubler, H. U. (1993): Interaction between snow cover and high mountain permafrost, Murtèl-Corvatsch, Swiss Alps. Sixth International Conference on Permafrost. Proceedings, S. 332-337.
- Kerschner, H. (1982): Zeugen der Klimageschichte im oberen Radurschltal. Alte Gletscherstände und Blockgletscher in der Umgebung des Hohenzollernhauses. Alpenvereinsjahrbuch 1982, S. 23 – 28.
- Kerschner, H. (1985): Quantitative palaeoclimatic inferences from lateglacial Snowline, Timberline and Rock Glacier Data, Tyrolean Alps, Austria. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 21, S. 363-369.
- Klaer, W. (1974): Kritische Anmerkungen zur neuen Literatur über das Blockgletscherproblem. I. Eichler, H. (1974): Hans Graul-Festschrift. Heidelberger Geogr.-Arb- 40, S. 275-291.
- Lieb, G. (1991): Die horizontale und vertikale Verteilung der Blockgletscher in den Hohen Tauern (Österreich). Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Band 35, Heft 3, S. 345-365.
- Lieb, G. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den österreichischen Alpen. Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz 33, S. 9-125.
- Llibourty, L. (1965): Traité de glaciologie2.
- Llibourty, L. (1986): Discharge of debris by glacier Hatunraju, Cordillera Blanca, Peru. Glaciol 32.
- Michaud, J. und Cailleux, A. (1950): Vitesse du mouvement du sol au Chambeyron. C R Hebdomadaires Séanc Acad Sci 230, S. 314-315.
- Müller, S. W. (1945): Permafrost or permanent frozen ground and related engineering problems. U. S. Engineers'Office. Strategic Engineering Study Special Report, 62.
- Pillewizer, W. (1957): Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen. Geomorphol. Abh. Geogr. Inst. Freien Univ. Berlin 5, S. 37-50.

- Simstich, J. (1994): Murgegefährdung im Oberen Suldental/Südtirol. Untersuchungen der Veränderung der Kryosphäre (Gletscher und Permafrost) seit dem 19. Jahrhundert. - Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der LMU München.
- Stephani, M. (1975): Arbeitskreis "Numerische Photogrammetrie" der deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung. Internationaler Kongreß der Internationalen Gesellschaft für Photogrammetrie.
- Stötter, J. (1994): Veränderungen der Kryosphäre in Vergangenheit und Zukunft sowie Folgeerscheinungen - Untersuchungen in ausgewählten Hochgebirgsräumen im Vinschgau (Südtirol). - Habilitationsschrift an der Fakultät für Geowissenschaften der LMU München.
- Vietoris, L. (1972): Über den Blockgletscher des Äußeren Hochebenkars. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 8, S. 169-188.
- Vonder Mühll, D. and Haeberli, W. (1990): Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). Journal of Glaciology 36 (123), S. 151-158.
- Wahrhaftig, C. und Cox, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. Geol. Soc. Am. Bull. Lincoln, S. 5-10.
- Washburn, A. L.: Geocryology : a survey of periglacial processes and environments
- Wayne, WJ. (1981): Ice segregation as an origin for lenses of non-glacial ice in "ice-cemented" rock glaciers. J. Glaciol 27, S. 506-510.
- White, S. E. (1976): Rock Glaciers and Block Fields, Review and New Data. Quaternary Research 6, S. 77-97.

## 6.2. Weiterführende Literatur

- Abele, G. (1997): Rockslide movement supported by the mobilization of ground-water-saturated valley floor sediments. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 41, S. 1-20.
- Aellen, M., Hoelzle, M. und Vonder Mühl, D. (1996): Die Gletscher der Schweizer Alpen im Jahr 1994/1995. *Die Alpen. Zeitschrift des Schweizerischen Alpen-Clubs, SAC* 72. Jg., Heft 12, S. 36-49.
- Artoni, C. (1985): Gletscher und Täler der Ortler-Cevedale-Gruppe. *Berge und Gletscher der rätischen und der Ostalpen.*
- Barsch, D. (1988): Rock glaciers. *Advances in Periglacial Geomorphology* S. 69-90.
- Barsch, D. und Zick, W. (1991): Die Bewegungen des Blockgletschers Macun 1 von 1965-1988 (Unterengadin, Graubünden, Schweiz). *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 35 (1), S. 1-14.
- Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich. In: *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karls-Franzens-Universität Graz* 33.
- Beniston, M., Haeberli, W., Hoelzle, M. and Taylor, A. (1998). On the potential use of glacier and permafrost observations for verification of climate models. *Annals of Glaciology* 25, S. 400-406.
- Castiglioni, G. B., Mietto, P. und Toller, A. (1997): Drumlin-like morphology overlying rockslide debris: two examples from Nova Ponente (Alto Adige/South Tyrol), *Studi Trentini di Scienza Naturali - Acta Geologica* 72, S. 93-101.
- Dorninger, G. (1991): Das Geographische Informations- und Analyse-System im Nationalpark Kalkalpen. *Salzburger Geographische Materialien* 16, S. 243 - 250.
- Favey, E., Geiger, A., Gudmundsson, G. H., Wehr, A. (1998): Airborne laser scanning for measuring volume change; a contribution to mass balance studies on the Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Geografiska Annaler.* (accepted)
- Finsterwalder, R. (1931): Geschwindigkeitsmessungen an Gletschern mittels Photogrammetrie. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 19, S. 251-262.
- Fischer, U. H. and B. Hubbard. (1998): Subglacial sediment textures: character and evolution at Haut Glacier d'Arolla. *Annals of Glaciology* 28, (accepted).
- Fischer, U. H., N. R. Iverson, B. Hanson, R. LeB. Hooke and P. Jansson. (1998): Estimation of hydraulic properties of subglacial till from ploughmeter measurements. *Journal of Glaciology* 44 (148), S. 517-522.
- Funk, M. and Hoelzle, M. (1992): Application of a potential direct solar radiation model for investigating occurrences of mountain permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes* 3 (2), S. 139-142.
- Funk, M., Echelmeyer, K. and Iken, A. (1994): Mechanisms of fast flow in Jakobshavns Isbrae, Greenland: part 2, Modeling of englacial temperature. *Journal of Glaciology* 40 (136), S. 569-585.

- Funk, M., Gudmundsson, G. H., and Hermann, F. (1994). Geometry of the glacier bed of the Unteraarglacier, Bernese Alps, Switzerland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 30, S. 1-8.
- Ganger, W. & Von Marsoner, F. (1967): Südtiroler Gebietsführer Ultental.
- Gspurnig, J. (1996): Trendflächenanalysen. Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz 33, S. 127-139.
- Gudmundsson, G. H. (1989). Modellrechnungen zu rezenten Alpenhebungen. Diploma Thesis, Geophysical Institute ETH - Zürich 83.
- Gudmundsson, G. H. (1992). Flow behavior at the confluence of two glaciers. a case study of Unteraargletscher. Proceedings of the American Geophysical Union, Fall-meeting 1991. Abstract.
- Gudmundsson, G. H. (1994). Converging glacier flow - a case study: the Unteraarglacier. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich 131.
- Gudmundsson, G. H. (1994). Environmental Change in Iceland: Past and Present. *World Meteorological Organization* 43 (1), S. 91-92. review.
- Gudmundsson, G. H. (1995). Effects of basal sliding variations on the topography and the surface velocity of ice streams. Final report for the Swiss National Science Foundation, unpublished.
- Gudmundsson, G. H. (1997). Basal-flow characteristics of a linear flow sliding frictionless over small bedrock undulations. *Journal of Glaciology* 43 (143), S. 71-79.
- Gudmundsson, G. H. (1997). Basal-flow characteristics of a non-linear flow sliding frictionless over strongly undulating bedrock. *Journal of Glaciology* 43 (143), S. 80-89.
- Gudmundsson, G. H. (1997). Ice deformation at the confluence of two glacier investigated with conceptual map-plain and flow-line models. *Journal of Glaciology* 43 (145), S. 537-547
- Gudmundsson, G. H. (1997): Basal-flow characteristics of a linear flow sliding frictionless over small bedrock undulations. *Journal of Glaciology* 43 (143), S. 71-79.
- Gudmundsson, G. H. (1997): Basal-flow characteristics of a non-linear flow sliding frictionless over strongly undulating bedrock. *Journal of Glaciology* 43 (143), S. 80-89.
- Gudmundsson, G. H. (1997): Ice deformation at the confluence of two glacier investigated with conceptual map-plain and flow-line models. *Journal of Glaciology* 43 (145), S. 537-547
- Gudmundsson, G. H., Bauder, A., Lüthi, M., Fischer, U. H., Funk, M. (1998): Estimating rates of basal motion and internal ice deformation from continuous tilt measurements *Annals of Glaciology* 28, (accepted).
- Gudmundsson, G. H., Iken, A., and Funk, M. (1997). Measurements of ice deformation at the confluence area of Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Journal of Glaciology* 43 (145), S. 548-556



- Gudmundsson, G. H., Raymond, C. F., and Bindschadler, R. (1998): The origin and longevity of flow-stripes on antarctic ice streams. *Annals of Glaciology* 27, S. 145-152.
- Haeberli W., Käab A., Wagner S., Geissler P., Haas J.N., Glatzel-Mattheier H., Wagenbach D. and Vonder Mühll D. (1998): Pollen analysis and <sup>14</sup>C-age of moss remains recovered from a permafrost core of the active rock glacier Murtèl/Corvatsch (Swiss Alps): geomorphological and glaciological implications. *Journal of Glaciology*. In press.
- Haeberli, W., Bösch, H., Funk, M., Hoelzle, M., Käab, A., Keller, F., Vonder Mühll, D. (in Bearbeitung): Eisschmelze und Naturkatastrophen im Hochgebirge. Schlussbericht 'Nationales Forschungsprogramm 31' (NFP31).
- Haeberli, W. (1975): Eistemperaturen in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 11, S. 203-220.
- Haeberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). In: *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich* 17.
- Haeberli, W. (1978): Special effects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps. In: *Third International Conference on Permafrost* 1, S. 178-384.
- Haeberli, W. (1982): Erste Erfahrungen mit dem US Geological Survey-Monoplus Radioechohot in Firn, Eis und Permafrost der Schweizer Alpen. In: *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich* 6.
- Haeberli, W. (1985): Untersuchung der Verbreitung von Permafrost in den Alpen und den nordamerikanischen Gebirgen. In: *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich* 77.
- Haeberli, W. (1996): Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen.
- Haeberli, W. and Beniston, M. (1998): Climate Change and its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps. *Ambio* 27, 4, S. 258-265.
- Haeberli, W. and Hoelzle, M. (1995): Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate change effects on mountain glaciers - a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology* 21, S. 206-212.
- Haeberli, W. and Vonder Mühll, D. (1996): On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Suppl.-Band* 104, S. 43-57.
- Haeberli, W. et al. (1993): Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. *Sixth International Conference on Permafrost. Proceedings*, S. 214-219.
- Haeberli, W. und Vonder Mühll, D. (1996): On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd.* 104, S. 43-57.
- Haeberli, W., Barsch, D., Cheng Guodong, Corte, A.E., Dramis, F., Evin, M., Gorbunov, A.P., Guglielmin, M., Harris, S.A., Hoelzle, M., King, L., Lieb, G.K., Øde-

- gård, R.S., Sollid, J.L., Trombotto, D., Vonder Mühll, D., Wang Shaoling and Zhao Xiufeng (1996, in press): Monitoring mountain permafrost: a review of ongoing programmes. *Permafrost and Periglacial Processes* 7(4).
- Haeberli, W., Evin, M., Tenthorey, G., Keusen, H.R., Hoelzle, M., Keller, F., Vonder Mühll, D., Wagner, S., Pelfini, M. and Smiraglia, C. (1992): Permafrost research sites in the Alps: Excursion of the International Workshop on Permafrost and Periglacial Environments in Mountains Areas. *Permafrost and Periglacial Processes* 3 (3), S. 189-202.
  - Haeberli, W., Hoelzle, M., Keller, F., Schmid, W., Vonder Mühll, D. and Wagner, S. (1993): Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. Sixth International Conference on Permafrost. Proceedings, Beijing, S. 214-219.
  - Haeberli, W., Wegmann, M. and Vonder Muehll, D. (1997): Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geol. Helv.* 90 (3), S. 407-414
  - Harris, S. A. (1981): Distribution of zonal permafrost with freezing and thawing indices. *Erdkunde* 35, S. 81-90.
  - Harris, S. A. (1986): The permafrost environment. Coom Helm.
  - Höllermann, P. (1983): Probleme der Blockgletscherforschung. Referat des Diskussions-beitrages. In: Poser, H. und Schunke, E. (Hg.): *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum*. Abh. Akad. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl. Folge 3, 35, S. 151-159.
  - Hoelzle, M. (1992): Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 3 (2), S. 143-147.
  - Hoelzle, M. (1993): DC resistivity soundings 1992 in North-western Svalbard. Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology. ETH Zürich 13.
  - Hoelzle, M. (1996): Mapping and modelling of mountain permafrost distribution in the Alps. *Norsk geografisk Tidsskrift* 50, S. 11-15.
  - Hoelzle, M. and Haeberli, W. (1995): Simulating the effects of mean annual air temperature changes on permafrost distribution and glacier size. An example from the Upper Engadin, Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 21, S. 399-405.
  - Hoelzle, M. and Trindler, M. (1998): Data management and application. In: Haeberli, W., Hoelzle, M. and Suter, S. (Hg.): *Into the Second Century of World Glacier Monitoring - Prospects and Strategies* UNESCO publishing, Paris, S. 53-72.
  - Hoelzle, M. und Keller, F. (1992): Raumanalyse mit ARC/INFO im Periglazial des Oberengadins. *Geografische Informationssysteme in der Geomorphologie*. Geographica Bernensia. Geographisches Institut der Universität Bern, S. 33-41.
  - Hoelzle, M., Haeberli, W. and Keller, F. (1993): Application of BTS-measurements for modelling permafrost distribution in the Swiss Alps. Sixth International Conference on Permafrost. Proceedings, Beijing, S. 272-277.
  - Hooke, R. LeB., B. Hanson, N. R. Iverson, P. Jansson and U. H. Fischer. (1997) Rheology of till beneath Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology* 43 (143), S. 172-179.

- Iken, K. Echelmeyer, W. Harrison and M. Funk (1993): Mechanisms of fast flow in Jakobshavns Isbrae, Greenland: part 1, Measurements of temperature and water level in deep boreholes, *Journal of Glaciology* 39 (131), S. 15-25.
- Iken, K. Fabri and M. Funk (1996) Water storage and subglacial drainage conditions inferred from borehole measurements on Gornergletscher, Valais, Switzerland. *Journal of Glaciology* 42 (141), S. 233-248.
- Imhof, M. (1996): Modelling and Verification of the Permafrost Distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes* 7, No. 3, S. 267-280.
- Johnson, P. und Lacasse, D. (1988): Rock glaciers of the Dalton Range, Kluane Ranges, South-West Yukon Territory, Canada. *Journal of Glaciology*, Vol. 34, No. 118, S. 327-332.
- Kääb, A., Gudmundsson, G. H., and Hoelzle, M. (1998). Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigations on rock glacier Murtel. In *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada. National Academy of Sciences, Washington, D.C. S. 531-538.
- Kääb, A., Haeberli, W., and Gudmundsson, G. H. (1997): Analyzing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 8 (4), S. 409-426
- Kerschner, H. (1978): Paleoclimatic inferences from late Würm Rock Glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 10, No. 3, S. 635-644.
- King, F. (1984): Permafrost in Skandinavien: Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre, Rondane. *Heidelberger geogr. Arbeiten* 76.
- King, L. (1983): High mountain permafrost in Scandinavia. *Fourth International Conference on Permafrost. Proceedings*, S. 612-617.
- King-Clayton, L., Chapman, N., Ericsson, L. and Kautsky, F. (1997): Glaciation and Hydrology. Workshop on the Impact of Climate Change & Glaciations on Rock Stresses, Groundwater flow and Hydrochemistry - Past, Present and Future. *Workshop Preceedings*.
- Klingelé, E. und Vonder Mühl, D. (1993): Gravimetrische Untersuchungen im Permafrost des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch. *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik* 10/93, S. 575-580.
- Lautensach, H. (1952): *Der Geographische Formenwandel*.
- Maisch, M., Allgöwer, B., Ariztegui, D., Burga, C., Draxler, I., Gehrig, R., Graf, K., Haeberli, W., Hoelzle, M., Holzhauser, H., Hüskens, W., van Husen, D., Jordi, U., Keller, F. Keller, O., Meier, R., Vonder Mühl, D., Patzelt, G., Sarnthein, M., Schirmer, W., Wagner, S., Wick, P. und Zumbühl, H. (1995): Alpine Traverses. In: Schirmer, W. (Hg.): *Quaternary field trips in Central Europe* 2, S. 655-705.
- Mani, P. (1992): Geographische Informationssysteme - mehr als digitale Karographie? In: Kienholz, H. und Haeberli, W. (Hg.): *Geographische Informationssysteme in der Geomorphologie. Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft* 21. Juni 1991.

- Messerli, B. und Zurbuchen, M. (1968): Blockgletscher im Weißmies und Aletsch und ihre photogrammetrische Kartierung. *Die Alpen* 3, S. 1-13.
- Monbaron, M. und Haeblerli, W. (1991): Modelle in der Geomorphologie - Beispiele aus der Schweiz. Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 22./23. Juni 1990.
- Morawetz, S. (1973): Permafrost-Schneegrenze-Periglazial. Beiträge zur Klimatologie, Meteorologie und Klimamorphologie. *Arb. Geogr. Inst. Univ. Salzburg* 3, S. 37-44.
- Muttoni, A. and Gudmundsson, G. H. (1995). Modelli di calcolo 3D sulla geodinamica recente delle Alpi. *Boll. Soc. Tic. Sci. Natur.* 1-2(83), S. 15-33.
- Nagl, H. (1976): Die Raum-Zeit-Verteilung der Blockgletscher in den Niederen Tauern. *Mitteilungen naturwiss. Ver. Steiermark*, Band 106, S. 95-118.
- Nicolussi, K. (1986): Höhengrenzen im Nord-Südprofil über die Stubaier und Öztaler Alpen. Waldgrenze – Blockgletscher – Permafrostgrenze – Schneegrenze. Diplomarbeit am Institut für Geographie der Universität Innsbruck.
- Oedegaard, R., Hoelzle, M., Johansen, K.V. and Sollid, J.L. (1996): Permafrost mapping and prospecting in southern Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift* 50, S. 41-53.
- Oke, T. R. (1987): Responce of Alaskan permafrost to climate. In: *Fourth International Conference on Permafrost. Proceedings* S. 145-152.
- Sellers, W. D. (1965): *Physical Climatology*. University of Chicago Press.
- Smith, M. W. (1988): The significance of climate change for the permafrost environment. *Fifth International Conference on Permafrost. Proceedings* 3, S. 18-23.
- Stötter, J. et al (1996): Auswirkungen des zeitlich-räumlichen Wandels der Permafrostverteilung im Suldental (Ortlergebiet) auf das Gefährdungspotential durch Erosionsprozesse. *Interpraevent* 1, S. 447-457.
- Unterwegs, T. und Schwendt, A. (1996): Die Quellen der Blockgletschen in den niederen Tauern. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 87, S. 47-55. (BFB-M-T20558/78)
- Veit, H. und Höfner, T. (1993): Permafrost, gelifluction and fluvial sediment transfer in alpine/subnival acotone, Central Alps, Austria: Present, past and future. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* , Suppl.-Bd. 99, 107-122.
- Vonder Mühll, D. (1988): Geothermische Studien zur Permafrost-Bohrung Murtèl-Corvatsch. Diplomarbeit an der Abteilung für Naturwissenschaften der ETH Zürich 75.
- Vonder Mühll, D. (1990): Thermal conditions of permafrost. In: *Pilot analyses of permafrostcores from the active rock glacier Murtèl I, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps. A work report*. In: Haeblerli, W. (Hg.): *Arbeitsheft der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich*, Nr. 9, S. 10-13.
- Vonder Mühll, D. (1992): Evidence of intrapermafrost groundwater flow beneath an active rock glacier in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 3 (2), S. 169-173.

- Vonder Mühll, D. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich 122.
- Vonder Mühll, D. (1996): Drilling in Alpine permafrost. Norsk geografisk Tidsskrift 50, S. 17-24.
- Vonder Mühll, D. (1997, Hg.): Aktuelle Beiträge laufender Projekte zum Thema Permafrost. Report zum Treffen der SANW-Koordinationsgruppe Permafrost vom 29. 4. 1996. Arbeitsheft der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich 19.
- Vonder Mühll, D. and Holub, P. (1992): Borehole logging in Alpine permafrost, Upper Engadin, Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes 3 (2), S. 125-132.
- Vonder Mühll, D. and Klingelé, E. (1994): Gravimetrical investigation of ice rich permafrost within the rock glacier Murtèl-Corvatsch. Permafrost and Periglacial Processes 5 (1), S. 13-24.
- Vonder Mühll, D. and Schmid, W. (1993): Geophysical and photogrammetrical investigations of rock glacier Muragl I, Engadin, Swiss Alps. Sixth International Conference on Permafrost, Beijing, Proceedings 1, S. 654-659.
- Vonder Mühll, D. und Huggenberger, P. (1997): Georadarmessungen auf dem kriechenden Permafrost des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch. Arbeitsheft der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich 19.
- Vonder Mühll, D. und Keusen, H. R. (1995): Bauen auf kriechendem Eis. Schweizerische Technische Zeitschrift 10/95, Klima-Spezial, S. 45-48.
- Vonder Mühll, D., Haeberli, W. und Klingelé, E. (1996): Geophysikalische Untersuchungen zur Stabilität eines Moränendammes am Grubengletscher (Wallis). Interpraevent, Garmisch-Partenkirchen 4, S. 123-132.
- Vonder Mühll, D., Hoelzle, M. und Wagner St. (1994): Permafrost in den Alpen. Die Geowissenschaften 12, Heft 5-6, S. 149-153.
- Wegmann, M., Gudmundsson, G. H., and Haeberli, W. (1998): Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers - thermal modelling approach. Permafrost and Periglacial Processes 9 (1), S. 23-33.
- Williams, P. J. and Smith, M. W. (1989): The frozen earth. Cambridge University Press. Fundamentals of Geocryology.

## 7. Anhang

### 7.1. GIS-spezifische Ausführungen

#### 7.1.1. Erstellung des digitalen Geländemodells (DGM)

Zur Erstellung eines digitalen Geländemodells müssen Höhendaten in digitaler Form vorliegen. Die beste Grundlage dafür sind möglichst viel Vermessungspunkte. In den meisten Fällen muß man aber auf bestehende Kartengrundlagen zurückgreifen, da die Vermessung sehr teuer und aufwendig ist.

Als Grundlage für das DGM des Hintersten Ultentales wurde die Orthophotokarte 025/10 Grünsee, 1987 verwendet. Die Bearbeitung erfolgte mit der Software ArcInfo. Das Programm ArcInfo arbeitet auf verschiedenen Ebenen

- Arc-Ebene
- Grid-Ebene
- Arcedit-Ebene
- Info-Ebene
- Tables-Ebene

Der erste Arbeitsschritt ist das Herauszeichnen der Höhenlinien. Dabei ist auf große Genauigkeit zu achten, da die Qualität des DGM davon abhängt.

Das Scannen der Höhenlinien erfolgte mit einem Trommelscanner mit einer Auflösung von 300 dpi (dots per inch). Das Ergebnis ist ein Image (tif-Format), das zur weiteren Bearbeitung zuerst in ein *Grid* und dann in eine *Coverage* umgewandelt werden muß. Folgende Befehlsabfolge ist dazu nötig:

#### Konvertieren eines Images in ein Grid

*Arc: imagegrid*

*Usage: IMAGEGRID <in\_image> <out\_grid> {out\_colormap\_file} {in\_band}  
{NEAREST | BILINEAR | CUBIC} {DEFAULT | SQUARE}*

#### Konvertieren eines Grids in eine Coverage

*Arc: gridline*

*Usage: GRIDLINE <in\_grid> <out\_cover> {POSITIVE | DATA} {THIN | NOT-HIN} {NOFILTER | FILTER} {ROUND | SHARP} {item} {thickness} {dangle} {weed}*

Die Liniencoverage muß nun mit den entsprechenden Höhenwerten attribuiert werden. Dazu muß ein zusätzliches Item im *Table* der *Coverage* angelegt werden. Dieser Arbeitsschritt kann auf mehreren Ebenen erfolgen. Auf Arc-Ebene, auf Arcedit-Ebene oder auf Tables-Ebene. Die einfachste Variante ist das Anlegen des *Items* auf Arcedit Ebene.

*Arc: ae*

*Copyright (C) 1982-1997 Environmental Systems Research Institute, Inc.*

*All rights reserved.*

*ARCEDIT (COGO) Version 7.1.1 (Thu Feb 6 23:26:50 PST 1997)*

*Arcedit*

Angabe der Größe, die gezeigt werden soll

*Arcedit: mape hoehe*

Angabe der Coverage, die bearbeitet werden soll

*Arcedit: ec hoehe*

*The edit coverage is now /HOME/MSG2/WBF-DATA/HOEHE*

Angabe der Element, die bearbeitet werden sollen (Polygon, point, arc, node, label, tic)

*Arcedit: ef arc*

*5121 element(s) for edit feature ARC*

*Arcedit: sel all*

Item hinzufügen

*Arcedit: additem*

*Character string expected.*

*Usage: ADDITEM <item> <width> <output\_width> <type> {decimal\_places}*

Auflistung des AAT-Tables

*Arcedit: list*

<i>Record</i>	<i>AREA</i>	<i>PERIMETER</i>	<i>HOEHE#</i>	<i>HOEHE-ID</i>	<i>HOEHE</i>
<i>1</i>	<i>0.000</i>	<i>0.000</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>0</i>
<i>2</i>	<i>0.000</i>	<i>0.000</i>	<i>2</i>	<i>4</i>	<i>0</i>
<i>3</i>	<i>0.000</i>	<i>0.000</i>	<i>3</i>	<i>5</i>	<i>0</i>

Die Attributierung der Höhenlinien kann auf mehrere Arten erfolgen:

- Einzelhöhenzuweisung,
- Höhenzuweisung entlang Linien,
- Höhenzuweisung "gleiche Höhe wie.." oder
- Automatische Höhenzuweisung.

Das "aml" hoez wurde in diesem Fall zur Höhenzuweisung verwendet.

Aufrufen des "aml"s

*Arcedit: &run hoez*

Einzelne Attributierungen werden mit dem Befehl

*Arcedit: Calculate contours = 2100* durchgeführt.

Digitalisierte oder gescannte Geometriedaten werden in Maschinenkoordinaten gespeichert. Diese Koordinatenwerte haben recheninternen Einheiten und stimmen nicht mit den Maßen der Vorlage überein. Um in der digital vorliegenden Datenbasis reale Längenmessungen, Flächenberechnungen etc. durchführen zu können, müssen die Maschinenkoordinaten in ein Echtweltsystem gebracht werden. Dieser Vorgang wird als Transformation bezeichnet. Erfolgt die Umsetzung der Maschinenkoordinaten mittels linearer Algorithmen, spricht man von einer affinen Transformation. Bei der affinen Transformation kommt es zu einer Verschiebung in x- bzw. y-Richtung, zu einer Drehung und zu einer Änderung der Skalierung der Koordinatenwerte. Es sind dabei mindestens drei Stützpunkte (*Tics*) notwendig, von denen die Lage in der realen Welt bekannt sein muß.

Bei den vorliegenden Karten wurden 8 *Tics* digitalisiert. Das Ergebnis einer Transformation ist exakter, wenn ungenaue *Tics* gelöscht werden, und mit den lagerichtigen *Tics* weitergearbeitet wird.

Es müssen nun die für die Transformation notwendigen *Tics* in einer entsprechenden Coverage hinzudigitalisiert werden. Dazu wurde das gescannte Situations-Tif-File im Modul ArcEdit in den Hintergrund geladen, um die *Tics* plazieren zu können.

In der neu erstellten Coverage werden die Maschinenkoordinaten der *Tics* editiert und auf Echtwerte umgesetzt. Die vier automatisch gesetzten *Tics* müssen gelöscht werden, da für diese keine Realwerte bekannt sind und sie für die Transformation auch nicht gebraucht werden.

Die Koordinatenwerte der *Tics* können auf ArcEdit-Ebene mit dem Befehl *calculate* in Echtkoordinaten umgerechnet werden.

Nachfolgend werden einige Umrechnungsbeispiele aufgelistet.

```
Point to the feature to select
Enter point
Tic 5 User-ID: 9 (10.242,-9.803)
1 element(s) now selected
Arcedit: calculate xtic = 638000
Arcedit: calculate ytic = 149000
Arcedit: sel
Point to the feature to select
Enter point
```

```
Tic 6 User-ID: 10 (6.329,-9.572)
1 element(s) now selected
Arcedit: calculate xtic = 637000
Arcedit: calculate ytic = 149000
Arcedit:
Arcedit: sel all
8 element(s) now selected
```

Mit dem Befehl *list* können die Koordinaten der *Tics* abgelesen werden.



Arcedit: list

Record	IDTIC	XTIC	YTIC
1	5	636000.00000	151000.00000
2	6	637000.00000	151000.00000
3	7	638000.00000	151000.00000
4	8	638000.00000	150000.00000
5	9	638000.00000	149000.00000
6	12	636000.00000	150000.00000
7	11	636000.00000	149000.00000
8	10	637000.00000	149000.00000

### TRANSFORMATION DER COVERAGE HOEHE (als Beispiel angeführt)

Hierzu gibt es den Arc-Befehl *transform*.

Usage: TRANSFORM <in\_cover> <out\_cover> {AFFINE | PROJECTIVE | SIMILARITY}

Die zu transformierende *Input-Coverage* Hoehe wurde in die *Output-Coverage* Hoehtrans umgewandelt.

Arc: transform hoehe hoehetrans affine  
Transforming coordinates for coverage hoehe

Scale (X,Y) = (253.277,253.321) Skew (degrees) = (0.057)  
Rotation (degrees) = (3.155) Translation = (635265.030, 151337.808)  
RMS Error (input,output) = (0.003,0.796)

Affine  $X = Ax + By + C$   
 $Y = Dx + Ey + F$

A = 252.893 B = -13.689 C = 635265.030  
D = 13.940 E = 252.951 F = 151337.808

tic id	input x	input y		
	output x	output y	x error	y error
5	2.829	-1.493		
	636000.000	151000.000	0.787	-.416
6	6.765	-1.711		
	637000.000	151000.000	-.855	-.567
7	10.711	-1.923		
	638000.000	151000.000	.051	0.736
8	10.499	-5.869		
	638000.000	150000.000	0.375	-.452
11	2.399	-9.375		
	636000.000	149000.000	-.017	-.245

Während der Transformation wird ein Vergleich zwischen den *Tics* der *Input-Coverage* und der *Output Coverage* angestellt. Die aus der Transformation resultierenden Umsetzwerte für Rotation, Verschiebung und Maßstabsänderung werden am Bildschirm ausgegeben.

Weiters wird der RMS (Root Mean Square) Fehler berechnet. Der RMS-Fehler beschreibt die Abweichung der Tics zwischend er *Input-Coverage* und der *Output-Coverage*. Eine vollkommen exakte Transformation hätte demnach einen RMS-Fehler von null. Der RMS-Fehler wird in Maschinen- und Echtwerten angegeben.

Die Erstellung des DGM wurde mit dem Befehl TOPOGRID durchgeführt.

*Arc: topogrid*

*Usage: TOPOGRID <out\_grid> <cell\_size>*

Mit einer Reihe von Subcommands können noch weitere Details wie zum Beispiel Seen berücksichtigt werden. Dazu muß eine *Polygoncoverage* (*Befehl build*) mit den Seen erzeugt werden, denen der entsprechende Höhenwert zugewiesen wird.

*Arc: topogrid model 5*

*TopoGrid: contour hoehetrans hoehe*

*TopoGrid: boundary bound*

*TopoGrid: lake see*

*TopoGrid: XYZLIMITS ##### 4000*

*TopoGrid: End*

*Zellgröße = 5*

*Item hoehe soll zur Berechnung verwendet werden*

*Begrenzungscoverage*

*Seecoverage*

*Höhenwerte über 400 sollen ignoriert werden*

## 7.1.2. Analysen

### Vorbereitende Arbeitsschritte

#### Polygoncoverage in ein Grid umwandeln

Um die Datenmenge zu reduzieren, wurde zuerst aus der allgemeinen Formencoverage eine neue Coverage - bglcov - erstellt, die nur mehr die für uns relevanten Polygone enthält.

Bei der Umwandlung ist auf die Größe des Höhenmodells Rücksicht zu nehmen. Es ist darauf zu achten, daß das Grid und das Höhenmodell denselben Ursprung haben. Der Ursprung des Höhenmodells ist wie folgt festzustellen:

*Arc: describe model*

*Description of Grid/HOME/MSG2/WS98/MODEL*

*Cell Size = 5.000      Data Type: Floating Point*

*Number of Rows = 1128*

*Number of Columns = 1314*

#### **BOUNDARY**

*Xmin = 634234.346*

*Xmax = 640804.346*

*Ymin = 145522.068*

*Ymax = 151162.068*

#### **STATISTICS**

*Minimum Value = 1860.045*

*Maximum Value = 3406.296*

*Mean = 2651.387*

*Standard Deviation = 330.125*

*Arc: polygrid*

*Usage: POLYGRID <in\_cover><out\_grid> {value\_item} {lookup\_table}  
{weight\_table}*

Erstellung des Grids bgltyp

Dieses Grid enthält nur mehr die für uns relevanten Polygone. Es handelt sich um Blockgletscher (422), gefrorene Schutthalden (421) und perennierende Schneeflecken (423).

*Arc: polygrid bglcov bgltyp typ*

*Converting polygons from bglcov to grid bgltyp*

*Cell Size (square cell): 5*

*Convert the Entire Coverage? (Y/N): n*

*Grid Origin (x, y): 634234.346, 145522.068*

*Grid Size (nrows, ncolums): 1128, 1314*

*Number of Rows = 1128*

*Number of Columns = 1314*

Erstellung des Grids bglid

Dieses Grid, mit den jeweiligen ID-Nummern für jedes Polygon, dient zur Berechnung der maximalen und minimalen Höhenlage der Blockgletscher und Sturzhalden.

*Arc: polygrid bglcov bglid*

*Converting polygons from bglcov to grid bglid*

*Cell Size (square cell): 5*  
*Convert the Entire Coverage? (Y/N): n*  
*Grid Origin (x, y): 634234.346, 145522.068*  
*Grid Size (nrows, ncolumns): 1128, 1314*  
*Number of Rows = 1128*  
*Number of Columns = 1314*

#### Erstellung des Grids bglveg

Bglveg zeigt an, ob der Blockgletscher aktiv =1, inaktiv =2 oder fossil =3 ist.

*Arc: polygrid bglcov bglveg aktiv*  
*Converting polygons from bglcov to grid bglplus*  
*Cell Size (square cell): 5*  
*Convert the Entire Coverage? (Y/N): n*  
*Grid Origin (x, y): 634234.346, 145522.068*  
*Grid Size (nrows, ncolumns): 1128, 1314*  
*Number of Rows = 1128*  
*Number of Columns = 1314*

#### Erstellung des Grids typveg

Typveg stellt die Kombination der Grids bgltyp und bglveg dar und läßt erkennen, daß es sich bei einem Value von 100 um Schutthalden, 200 um aktive Blockgletscher, 300 um inaktive Blockgletscher, 400 um fossile Blockgletscher und bei einem Value von 500 um perennierende Schneeflecken handelt.

*Grid: if (bgltyp eq 421 and bglveg eq 1) typveg = 100*  
*:: else if (bgltyp eq 422 and bglveg eq 1) typveg = 200*  
*:: else if (bgltyp eq 422 and bglveg eq 2) typveg = 300*  
*:: else if (bgltyp eq 422 and bglveg eq 3) typveg = 400*  
*:: else if (bgltyp eq 423) typveg = 500*  
*:: else typveg = 0*  
*:: endif*  
*Running... 100%*

#### Erstellung des Grids bglall

Dieses Grid enthält alle bisher genannten Informationen.

*Grid: bglall = typveg + bglid*  
*Running... 100%*

#### Ermittlung der maximalen und minimalen Höhenlage der Blockgletscher

##### Maximale Höhe der Blockgletscher

*Grid: zonmax*  
*Usage: (\*) ZONALMAX (<zone\_grid>,<value\_grid>, {DATA | NODATA})*

*Grid: zonmax = zonalmax (bglall, model)*  
*Percentage of Cells Processed: 100%*

##### Minimale Höhe der Blockgletscher

*Grid: zonmin*

*Usage: (\*) ZONALMIN (<zone\_grid>,<value\_grid>, {DATA | NODATA})*

*Grid: zonmin = zonalmin (bglall, model)*

*Percentage of Cells Processed: 100%*

### Ermittlung der Exposition der Blockgletscher und der gefrorenen Schutthalden

*Grid: aspect*

*Usage: (F) ASPECT (<GRID>)*

*Grid: expo = aspect (model)*

Das erstellte expo-Grid ist ein floating-point Ggrid und muß daher durch Reklassifizierung in ein Integer-Grid umgewandelt werden um einen Table zu erhalten.

Die Überlegungen wie die Himmelsrichtungen zu definieren sind, standen der Reklassifizierung voran. Nachstehende Einteilung wurde für die Reklassifizierung verwendet.

*Tab. 11: Numerische Unterteilung in Himmelsrichtungen.*

<b>Himmelsrichtung</b>	<b>Wert</b>	<b>Grad von 0-360</b>
Norden	1000	0 - 22 und 339 - 360
Nordosten	2000	23 - 68
Osten	3000	69 - 113
Südosten	4000	114 - 158
Süden	5000	159 - 203
Südwesten	6000	204 - 248
Westen	7000	249 - 293
Nordwesten	8000	294 - 338

### Reklassifizierung von expo zu expore

```

grid: if (expo eq 0 and expo lt 23) expore = 1000
:: else if (expo gt 22 and expo lt 69) expore = 2000
:: else if (expo gt 68 and expo lt 114) expore = 3000
:: else if (expo gt 113 and expo lt 159) expore = 4000
:: else if (expo gt 158 and expo lt 204) expore = 5000
:: else if (expo gt 203 and expo lt 249) expore = 6000
:: else if (expo gt 248 and expo lt 294) expore = 7000
:: else if (expo gt 293 and expo lt 339) expore = 8000
:: else if (expo gt 338 and expo eq 360) expore = 1000
:: endif
Running... 100%

```

## Ermittlung der Neigung der Blockgletscher und der gefrorenen Schutthalden in Grad

*Grid: slope*

*Usage: (F) SLOPE (<grid>), {DEGREE | PERCENTRISE}*

*(F) SLOPE (<grid>), <z\_factor> {DEGREE | PERCENTRISE}*

*grid: neig = slope (model)*

Das erstellte neig-Grid wurde ebenfalls reklassifiziert. Folgende Einteilung erschien nach der Visualisierung verschiedenen Reklassifizierungsversuche als sinnvoll.

Tab. 12: Klasseneinteilung des Neigungsgrids.

Neigung in Prozent	Wert
0 - 20	1000
21 - 30	2000
31 - 35	3000
36 - 40	4000
41 - 45	5000
46 - 50	6000
51 - 60	7000
61 - 72	8000
-1	9000 (See, eben)

Reklassifizierung von neig zu neigre

```

grid: if (neig gt 0 and neig lt 21) neigre = 1000
      :: else if (neig gt 20 and neig lt 31) neigre = 2000
      :: else if (neig gt 30 and neig lt 36) neigre = 3000
      :: else if (neig gt 35 and neig lt 41) neigre = 4000
      :: else if (neig gt 40 and neig lt 46) neigre = 5000
      :: else if (neig gt 45 and neig lt 51) neigre = 6000
      :: else if (neig gt 50 and neig lt 61) neigre = 7000
      :: else if (neig gt 60 and neig lt 72) neigre = 8000
      :: else if (neig = -1) neigre = 9000
      :: endif
Running... 100%

```

## Flächen-Höhenverteilung

Für die Flächen-Höhenverteilung wurde das digitale Höhenmodell zunächst in Höhenstufen reklassifiziert. Die minimale Höhe des Geländemodells liegt bei 1.860 m, die maximale Höhe bei 3.406 m.

Das Grid wurde in 100 m Höhenstufen reklassifiziert

## Reklassifizierung von model zu stufen

```
Grid: if (model lt 1900) stufen = 19000
:: else if (model lt 2000) stufen = 20000
:: else if (model lt 2100) stufen = 21000
:: else if (model lt 2200) stufen = 22000
:: else if (model lt 2300) stufen = 23000
:: else if (model lt 2400) stufen = 24000
:: else if (model lt 2500) stufen = 25000
:: else if (model lt 2600) stufen = 26000
:: else if (model lt 2700) stufen = 27000
:: else if (model lt 2800) stufen = 28000
:: else if (model lt 2900) stufen = 29000
:: else if (model lt 3000) stufen = 30000
:: else if (model lt 3100) stufen = 31000
:: else if (model lt 3200) stufen = 32000
:: else if (model lt 3300) stufen = 33000
:: else if (model lt 3400) stufen = 34000
:: else if (model lt 3500) stufen = 35000
:: endif
Running... 100%
```

## Erstellung des Grids flaechen

Durch die Kombination der Grids stufen und typveg kann die Flächen-Höhenverteilung im Table abgelesen werden.

```
Grid: flaechen = stufen + typveg
Running... 100%
Grid:
```

Die weitere Bearbeitung der Daten erfolgte mit Microsoft Exel.

### Volumsberechnung

Um die Volumsberechnung durchführen zu können, mußte zuerst die ursprüngliche Oberfläche des Tales, in dem sich der große Blockgletscher befindet, rekonstruiert werden.

Nach Neuzeichnung der Höhenlinien wurde aus dieser neuen Höhenlinienkarte ein neues DGM mit dem Befehl *Topogrid* erzeugt (vgl. Kap. 6.1.1.).

Das neue und das schon existierende DGM wurden auf die Größe des Tales "zu-rechtgeschnitten". Dazu wurde eine neue *Coverage* erstellt, die nur den gewünschten Bereich markiert und beide DGM mit dem Befehl *gridclip* auf Grid-Ebene ausschneidet.

```
Grid: gridclip
Usage: GRIDCLIP <in_grid> <out_grid>
      { * | COVER <clip_cover> | BOX <xmin ymin xmax ymax> }
```

```
Grid: gridclip model clipmodel cover bgltal
Clipping grid...
Grid: gridclip volumen clipvolu cover bgltal
Clipping grid...
Grid:
```

Die Differenz ermittelt man durch das Abziehen der beiden *Grids* voneinander.

```
Grid: Modvol = clipmodel – clipvolu
```

Um eine Berechnung zu ermöglichen, muß das *Grid* in Integer-Form vorliegen. Die Umwandlung erfolgt mit dem Befehl *int*

```
Grid: Modvolint = int (modvol+0.5)
```

Das Addieren von 0.5 ist nötig, um die Abrundung bei Zahlen mit Kommastellen über 5 zu vermeiden. Der nun erhaltene *Table* kann exportiert und mit dem Programm Excel weiterbearbeitet werden.

Das Volumen wird ermittelt, indem man den Value \* Count rechnet. Das Ergebnis wird mit der Fläche eines Pixels multipliziert (Pixelgröße 5\*5 - also mit 25)

Im vorliegenden Beispiel wurde ein Gesamtvolumen von 14.798.150 m<sup>3</sup> errechnet. Dieses Volumen beinhaltet alle im Gebiet vorkommenden Blockgletscher, also auch die fossilen Blockgletscher.

Um den Eisanteil der intakten Blockgletscher berechnen zu können, muß das Volumen von den intakten Blockgletschern auf dieselbe Weise errechnet werden.

Das Volumen der intakten Blockgletscher beträgt 8.038.875 m<sup>3</sup>.

Bei einer Annahme von 60 Prozent Eisanteil der intakten Blockgletscher ergibt das einen Schuttanteil von 3.215.550 m<sup>3</sup> und einen Eisanteil von 4.823325 m<sup>3</sup>.

Das ganze Tal ist somit mit 9.974.825 m<sup>3</sup> Schutt gefüllt.



Eine zweite Möglichkeit der Volumsberechnung bietet die neue Version von ArcView 3.1. mit dem *3-D-Analyst* an.

Diese Berechnung erfolgt allerdings über die Umwandlung in ein *Tin* und liefert völlig unterschiedliche Ergebnisse, je nachdem, ob die Berechnung vom geringsten Wert aus nach oben hin oder vom höchsten Wert nach unten hin gerechnet wird.

Die bereits in Arc Info geclippten *Grids* müssen zuerst exportiert und in Ascii-Format auf Windows NT übertragen und anschließend in ArcView wieder importiert werden. Da die Volumsberechnung in ArcView auf Grundlage eines *TIN* (triangulated irregular network) aufgebaut ist, muß das *Grid* in ein *Tin* convertiert werden.

*Theme – Convert to TIN*

*z-value:50*

*Surface – Area and Volume Statistics*

*Enter base height: 2301*

*Calculate from which direction of base height: above*

Wurden beide *Grids* auf diese Weise umgewandelt und berechnet, werden die berechneten Volumen voneinander abgezogen.

Vergeleicht man die Ergebnisse so ist das Volumen der ArcInfo Berechnung um etwa 10 % höher als jene in ArcView (vgl. Tag).

*Tab. 13: Vergleich der Volumsberechnungen in ArcView und ArcInfo.*

	<b>ArcView [Mio m³]</b>	<b>ArcInfo [Mio. m³]</b>
Gesamtvolumen	13,25	14,80
Schuttanteil gesamt	8,72	9,97
Schuttanteil intakte Blockgletscher	3,02	3,22
Eisanteil	4,53	4,82

### 7.1.3. Modellberechnung für die Permafrostverbreitung

Die Modellberechnung nach der Idee von Stötter wurde mit dem Programm ArcInfo durchgeführt.

Zuerst mußte das DGM in 50 m Höhenstufen reklassifiziert werden. Dies erfolgte auf Grid-Ebene in einer if-Schleife.

Nachdem die Höhenwerte der Permafrostuntergrenze je Exposition (vgl. Abb. 36a) ermittelt wurden, mußte nur noch das Expositionsgrid mit dem Höhengrid verschnitten werden und den Zellen oberhalb der Untergrenze je Exposition ein bestimmter Wert zugeordnet werden.

```
Grid: if (modelre gt 2400 and expo eq 1000) permst = 1
:: else if (modelre gt 2650 and expo eq 2000) permst = 1
:: else if (modelre gt 2600 and expo eq 3000) permst = 1
:: else if (modelre gt 2550 and expo eq 4000) permst = 1
:: else if (modelre gt 2850 and expo eq 5000) permst = 1
:: else if (modelre gt 2650 and expo eq 6000) permst = 1
:: else if (modelre gt 2600 and expo eq 7000) permst = 1
:: else if (modelre gt 2450 and expo eq 8000) permst = 1
:: else permst = 999
:: endif
Running... 100%
```

Anschließend wurde das Grid mit den Ausschlußflächen verschnitten. Dies erfolgte mit dem Programm ArcVlew.

Dazu mußte das Grid in ein Shape umgewandelt werden, um es anschließend mit *Union Polygon Themes* mit dem Schape das die Ausschlußflächen beinhaltet zu verschneiden. Derselbe Vorgang wurde auch mit der Permafrostberechnung von Dr. Martin Hoelzle durchgeführt, um die Flächenanteile vergleichen zu können.

## 7.2. Meßergebnisse

Beim Vergleich der einzelnen Diagramme ist darauf zu achten, daß unterschiedliche Skalierungen verwendet wurden. Aufgrund der großen Datenmengen durch die einstündige Aufzeichnung (meist über 1000 Datensätze) wurde das jeweilige Tagesmaximum für die Darstellung verwendet.

Die dünne Linie ist jeweils das Tagesmittel der Lufttemperatur der Station Grünsee.

### 7.2.1. Quellwassertemperaturen

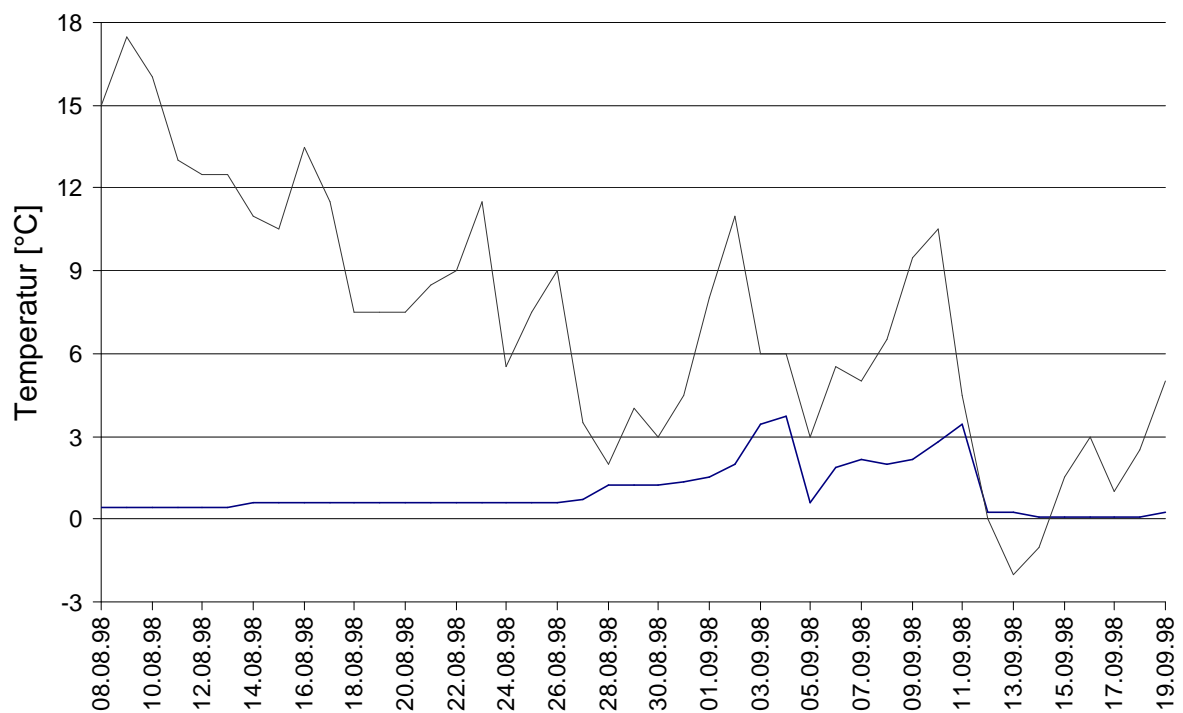


Abb. 44: Quellwassertemperatur der Quelle 4.

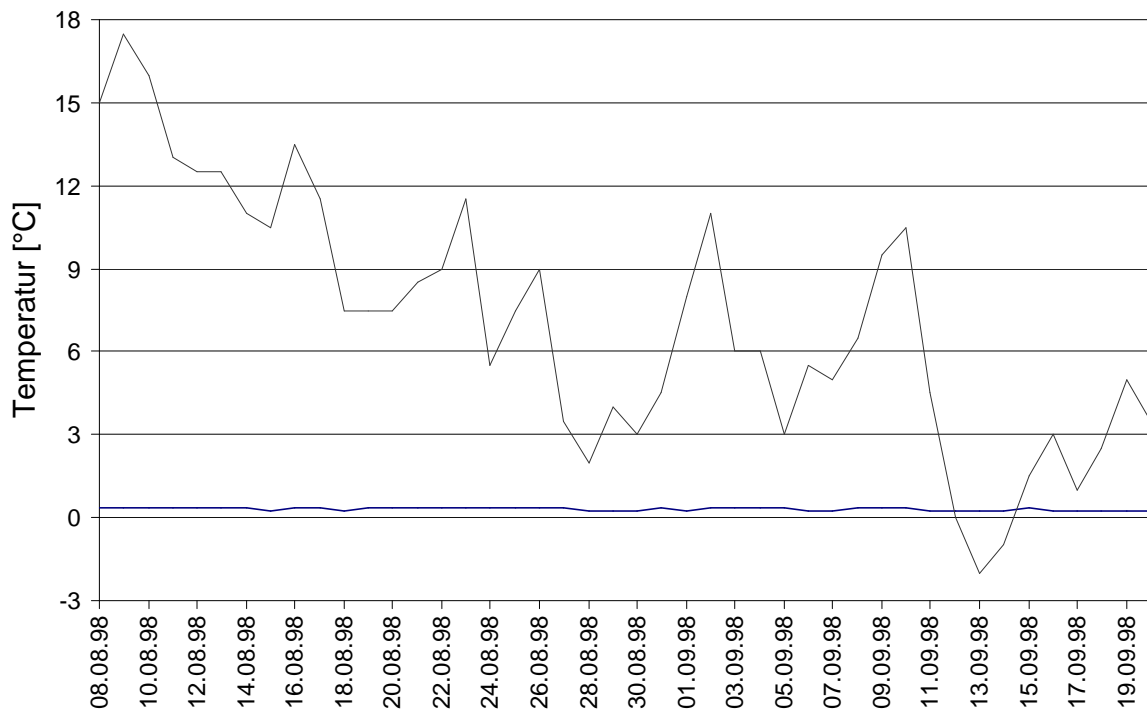


Abb. 45: Quellwassertemperatur der Quelle 10.

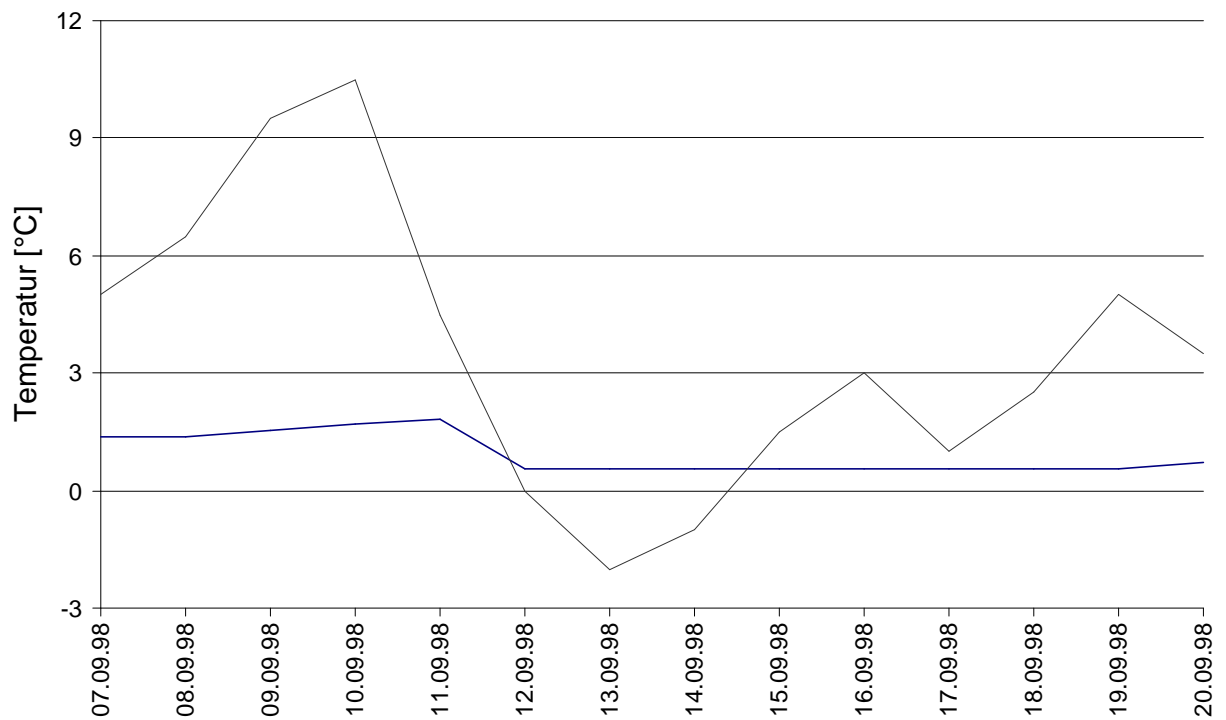


Abb. 46: Quellwassertemperatur der Quelle 25.

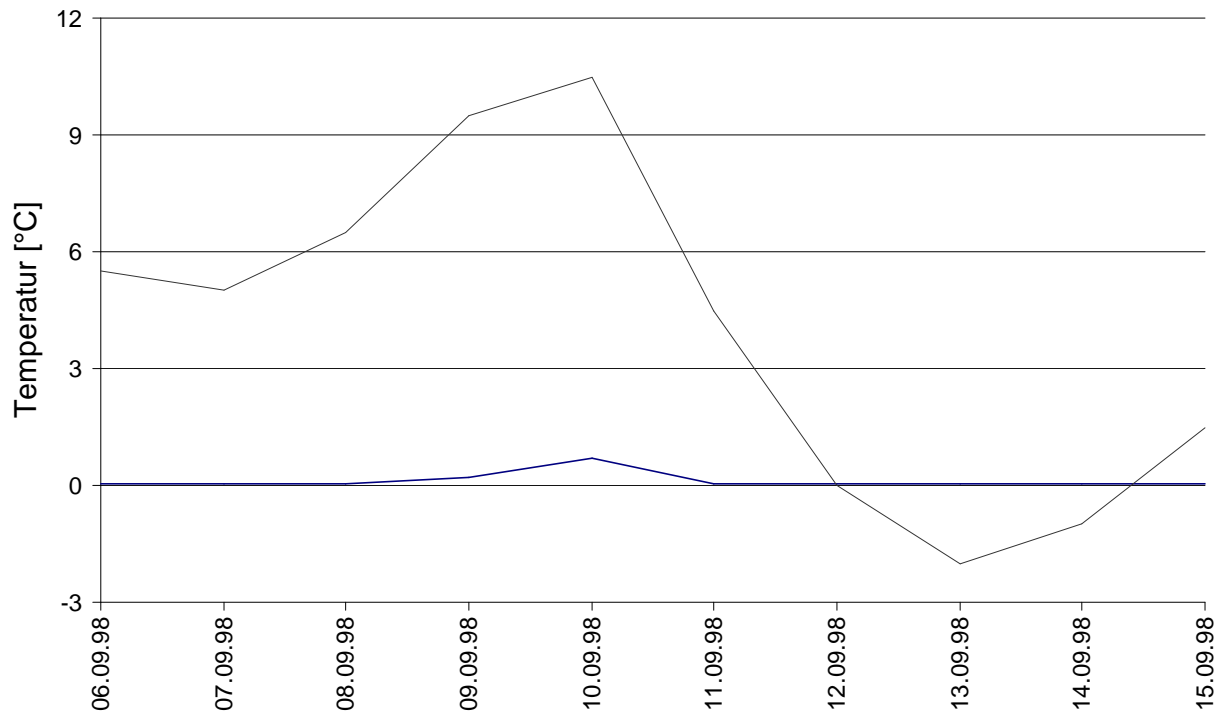


Abb. 47: Quellwassertemperatur der Quelle 29.

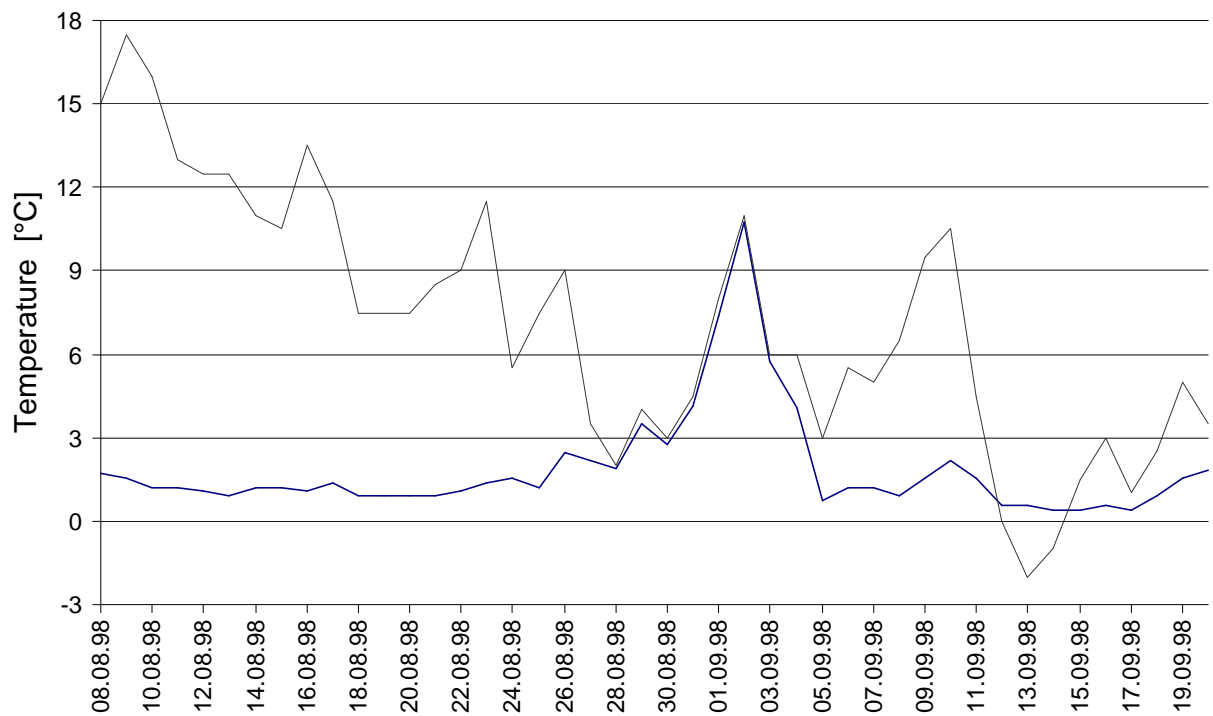


Abb. 48: Quellwassertemperatur der Quelle 36.

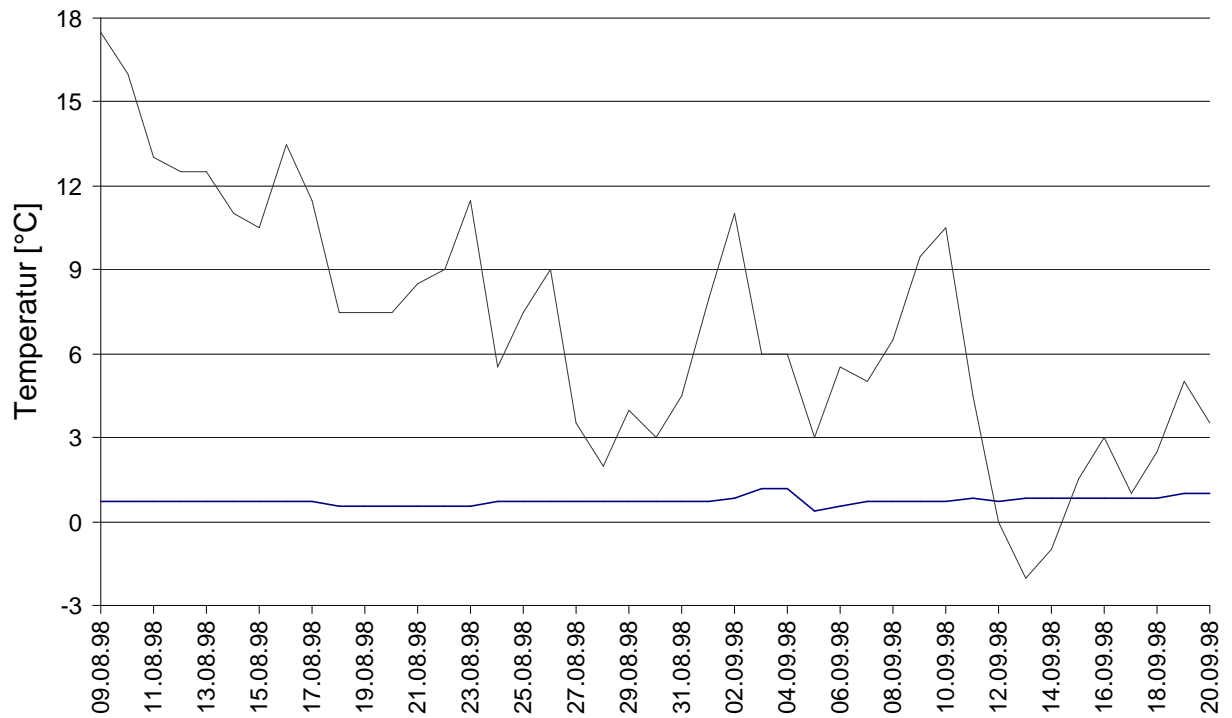


Abb. 49: Quellwassertemperatur der Quelle 41.

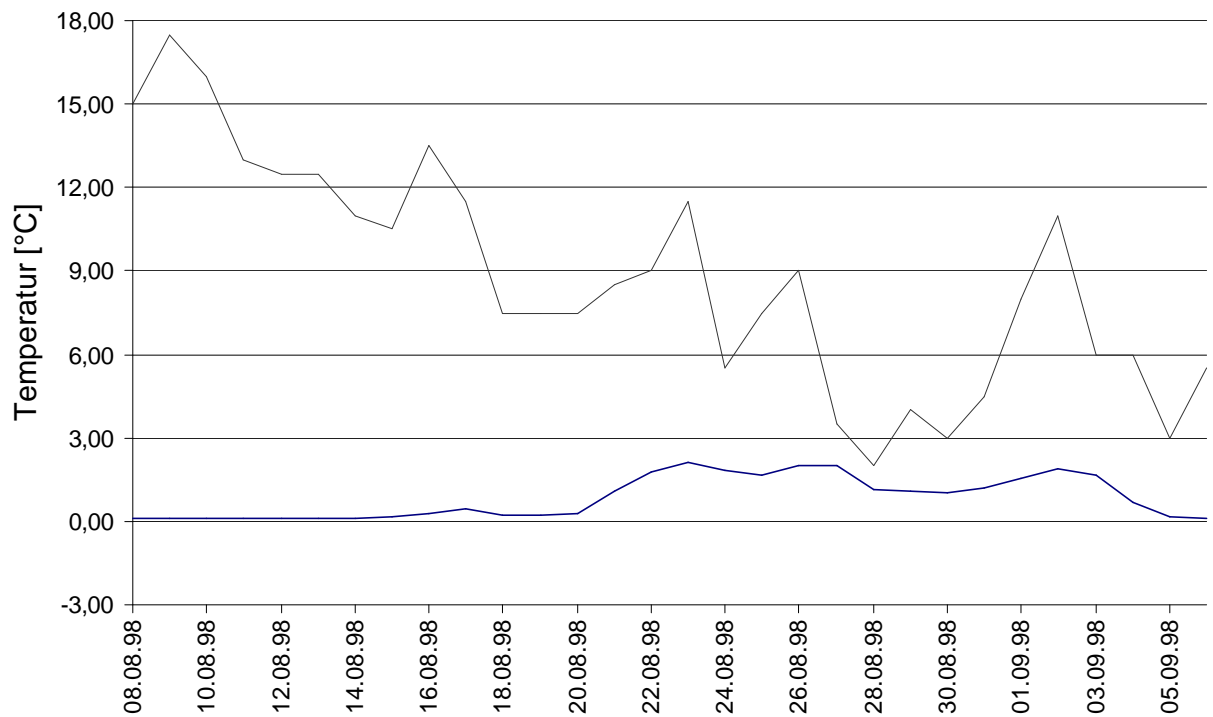


Abb. 50: Quellwassertemperatur der Quelle 43.

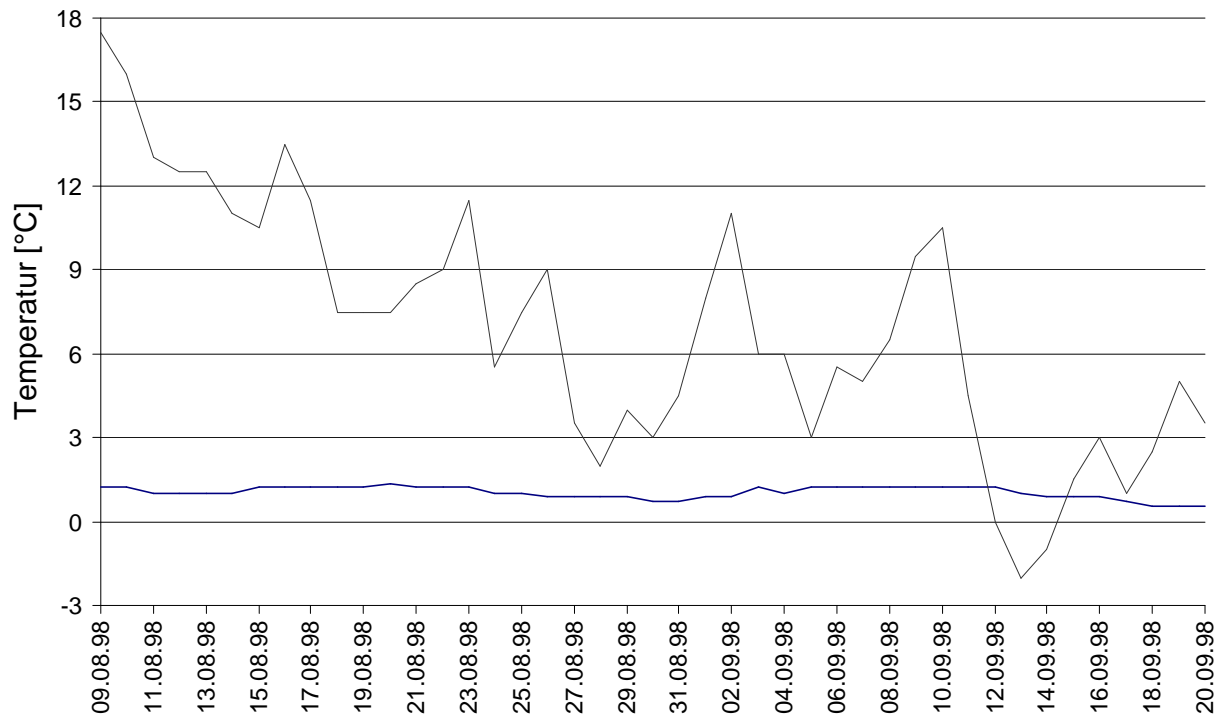


Abb. 51: Quellwassertemperatur der Quelle 44.

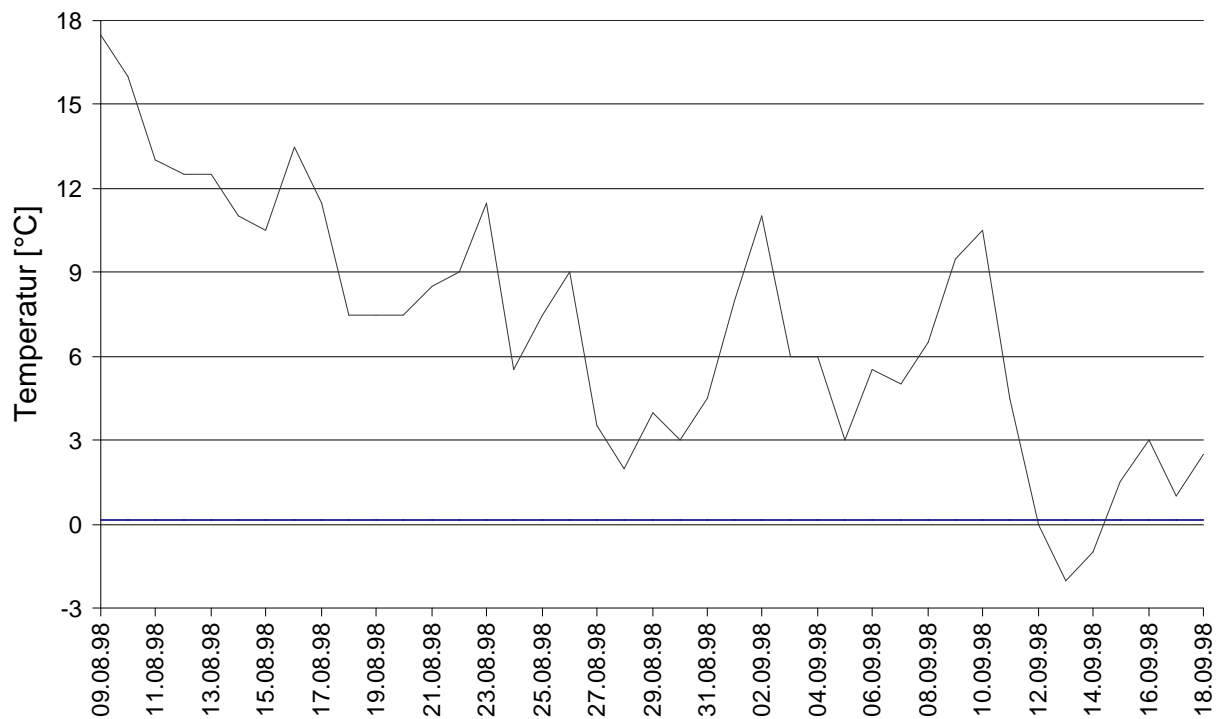


Abb. 52: Quellwassertemperatur der Quelle 45.

## 7.2.2. BTS-Messungen

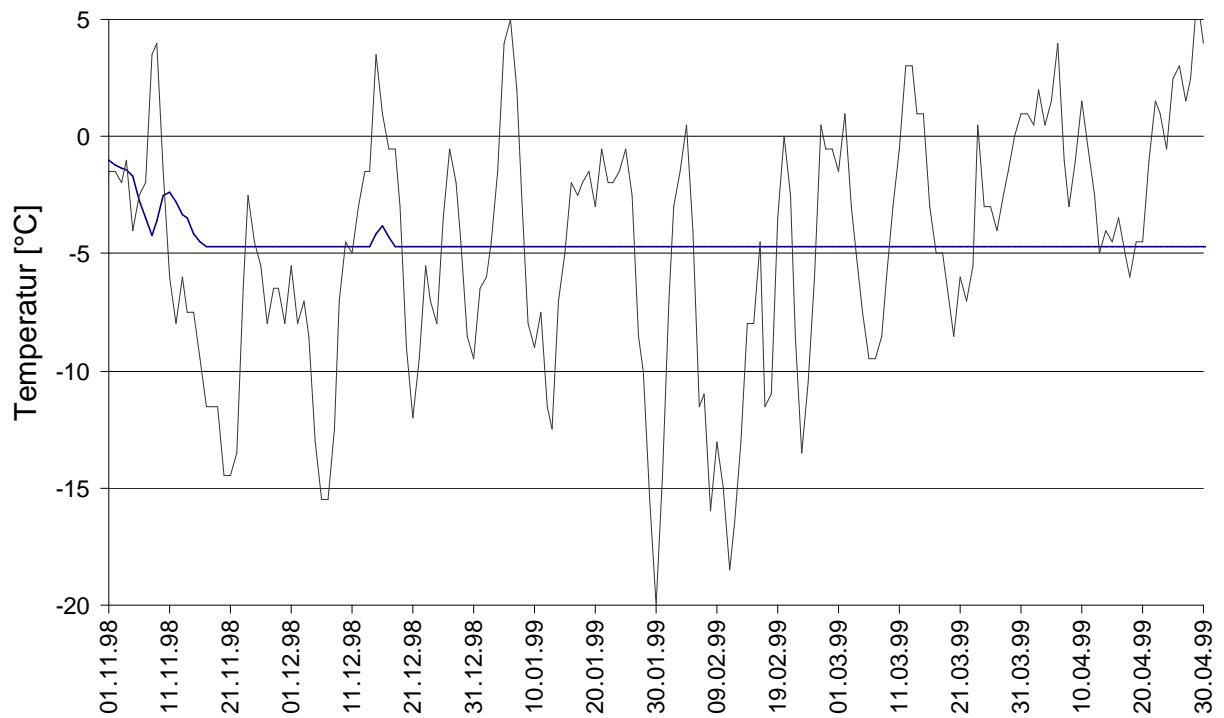


Abb. 53: BTS-Messung auf Blockgletscher 18 Punkt 1.

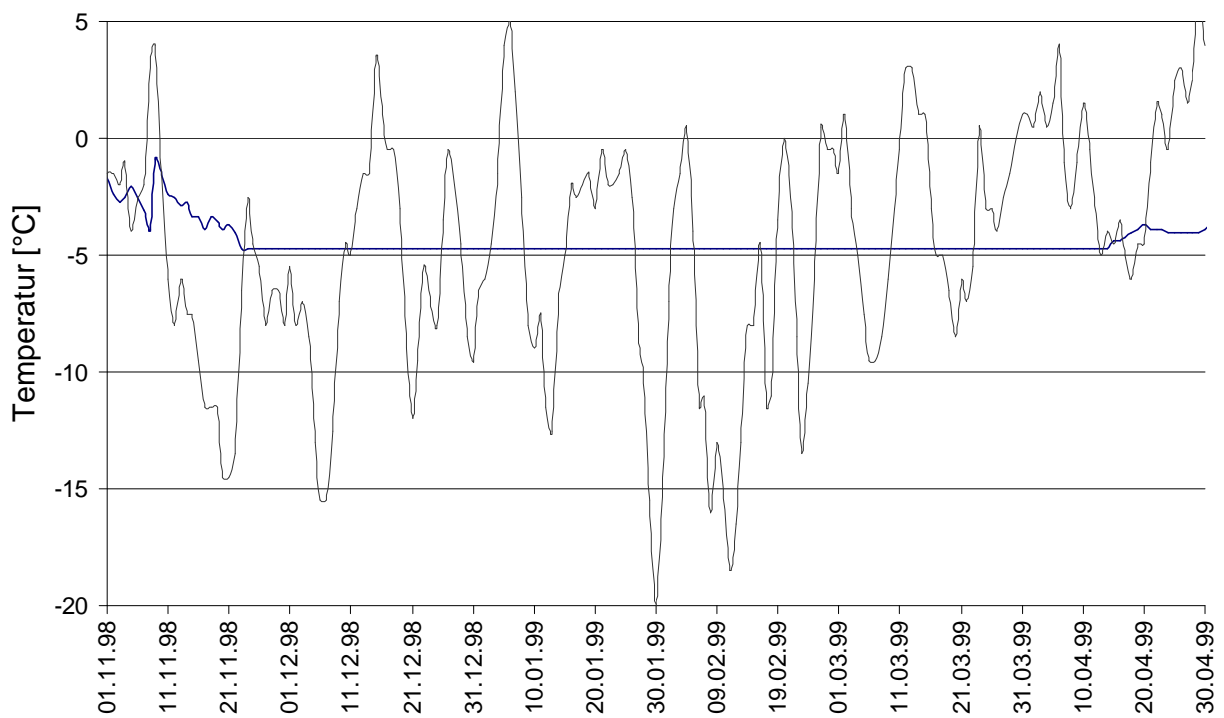


Abb. 54: BTS-Messung auf Blockgletscher 18 Punkt 3.



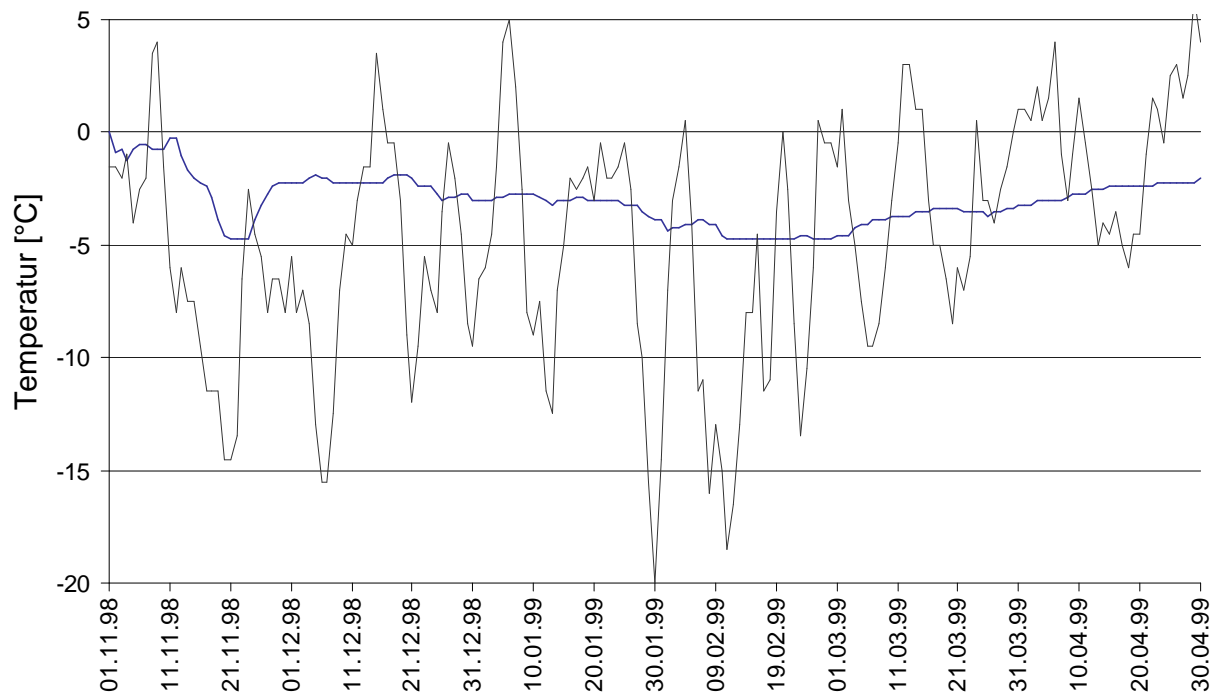


Abb. 55: BTS-Messung auf Blockgletscher 18 Punkt 4.

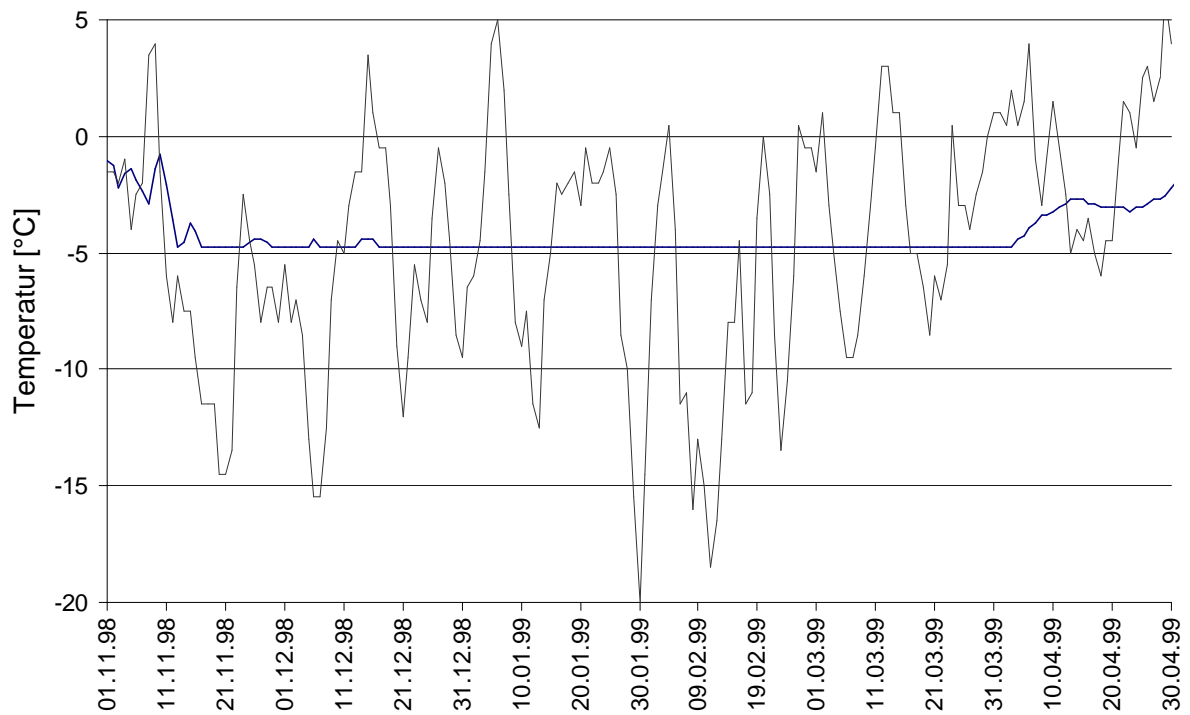


Abb. 56: BTS-Messung auf Blockgletscher 16 Punkt 5.

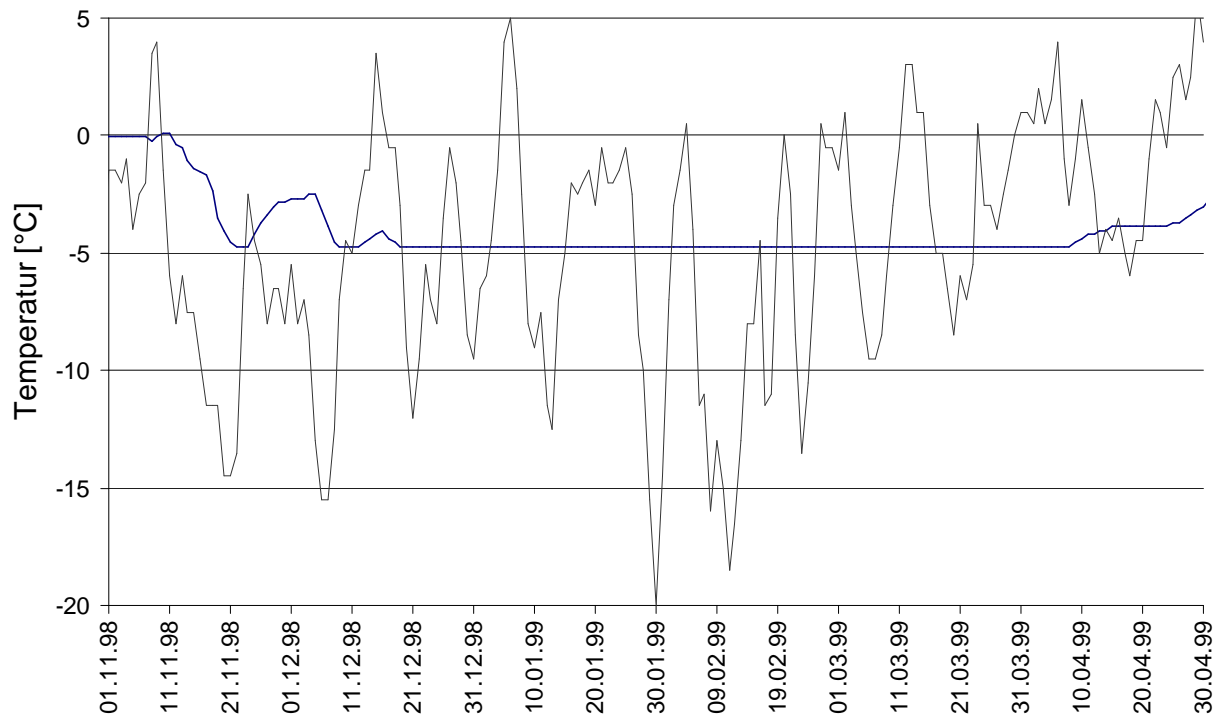


Abb. 57: BTS-Messung auf Blockgletscher 16 Punkt 6.

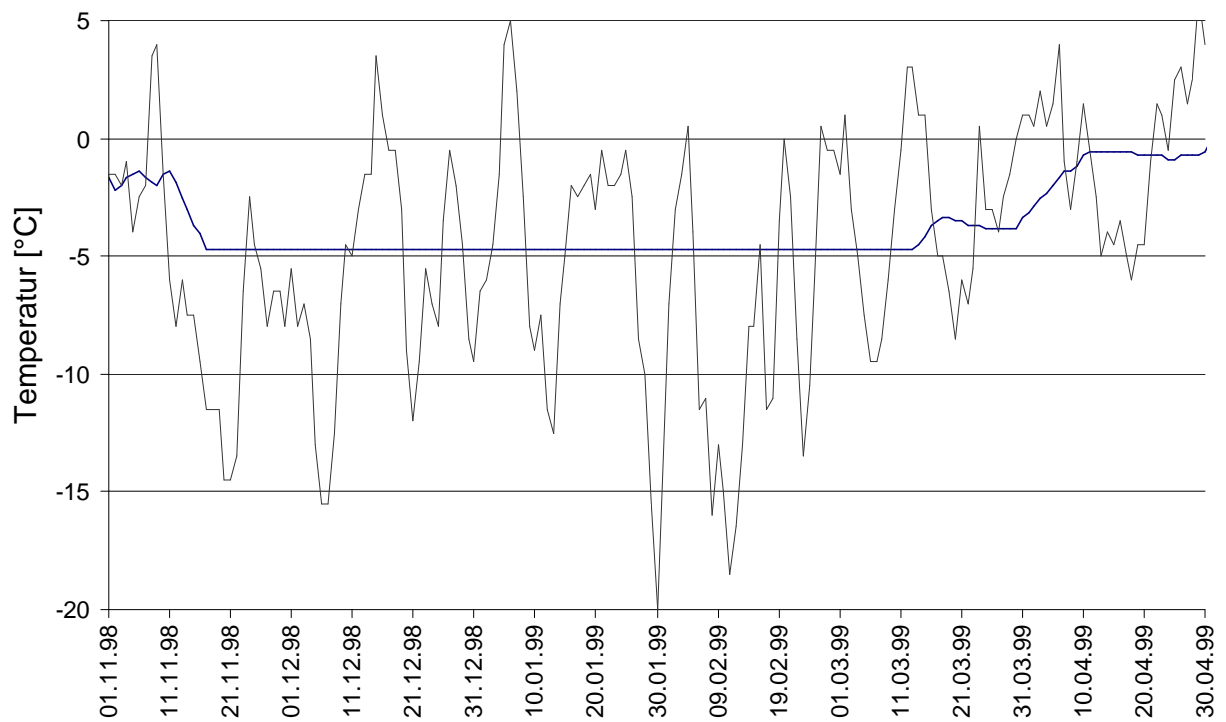


Abb. 58: BTS-Messung auf Blockgletscher 16 Punkt 7.

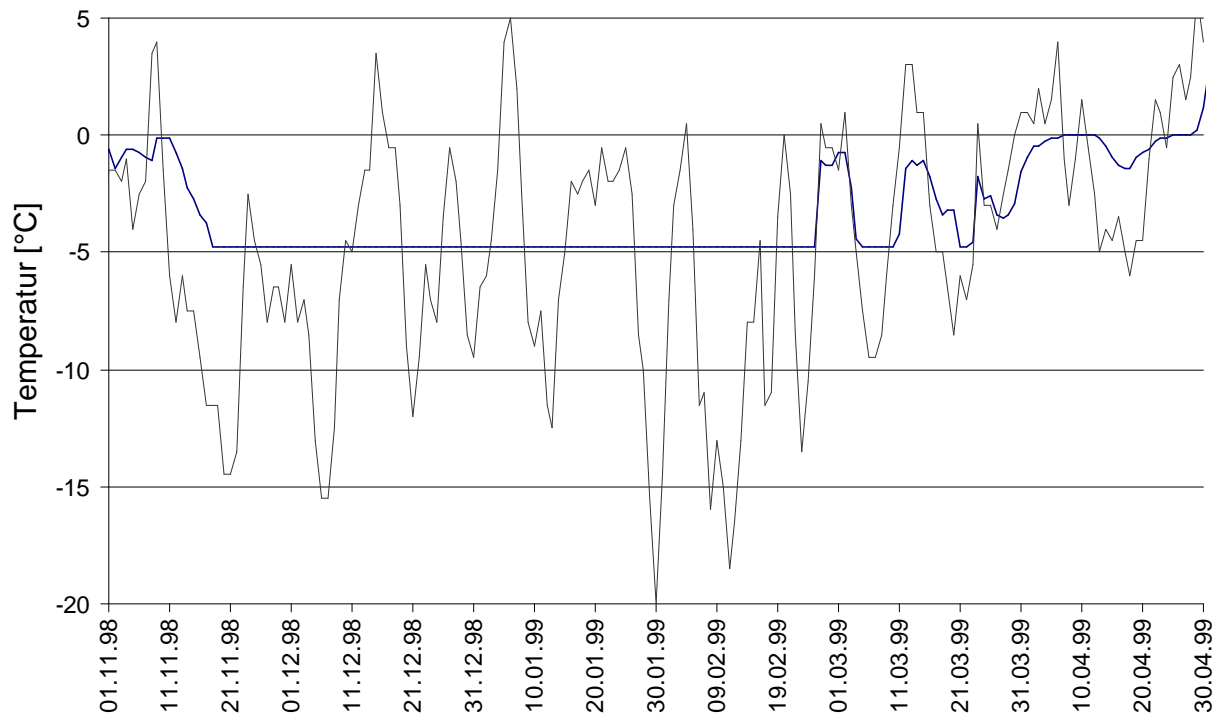


Abb. 59: BTS-Messung auf Blockgletscher 16 Punkt 8.