

**Zur Quartärgeologie des Kaunergrates im Bereich östlich
des Gepatsch-Stausees in den westlichen Öztaler Alpen
(Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der
Blockgletscher**

Diplomarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades
eines Magisters der Naturwissenschaften
an der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Innsbruck

eingereicht von
Christian Piccolruaz

Innsbruck, im November 2004

Zusammenfassung

Das Thema der vorliegenden Arbeit bestand darin, die mannigfaltigen quartärgeologischen Phänomene im Arbeitsgebiet zu beschreiben und Untersuchungen durchzuführen. Die Grundlage bildete die Erstellung einer geologisch-morphologischen Karte des Arbeitsgebietes im Maßstab 1:10.000. In ihr wurden alle relevanten geologischen und geomorphologischen Einzelheiten dargestellt. Weiters wurden die quartärgeologischen Erscheinungsformen der fünf als Hängetäler ausgebildeten Seitentäler des Kaunertales und deren Umrahmung beschrieben. Einen Schwerpunkt bildete dabei das Wurmatal mit seinen Eis- und Blockgletschern, die Gegenstand zahlreicher Untersuchungsmethoden waren.

Das Arbeitsgebiet befindet sich zu einem Großteil östlich des Gepatsch-Stausees und umfasst eine Fläche von 25 km². Im Wesentlichen besteht das Arbeitsgebiet aus fünf EW-gerichteten Hängetälern, die von den bis zu 3500 m hohen Gipfeln und Graten des Kaunergrates und dessen Seitenkämmen begrenzt werden. Die Gesteine des zum Ötztal-Stubai-Kristallinkomplex gehörenden Gebietes bestehen aus rostig anwitternden Paragneisen (Biotit-Plagioklasgneise) und Glimmerschiefern, hellen Orthogneisen (Granitgneise, Augengneise,...) und vereinzelt auftretenden dunklen Amphiboliten. Das gesamte Gebiet ist von zahlreichen NS- und EW- verlaufenden Störungen durchschlagen.

Im Gebiet des Wurmatales liegt neben anderen der größte Blockgletscher im Arbeitsgebiet. An ihm wurden BTS-Messungen, Korngrößenzählungen, Georadarmessungen, ein Farbtracerversuch und Abflussmessungen durchgeführt. Es konnte dabei nachgewiesen werden, dass es sich beim Blockgletscher „Im Kar“ um einen aktiven „ice cored rock glacier“ handelt. Beweise dafür lieferten nicht nur eindeutige BTS-Daten und ein aussagekräftiges Radargramm, sondern vor allem spektakuläre Eisauflüsse an mehreren Stellen des Blockgletschers. Die über einen Zeitraum von drei Jahren durchgeführten Abflussmessungen wurden mit der Abflusscharakteristik des Bliggferners, eines kleinen Kargletschers im SE des Wurmatales, verglichen. Es stellte sich heraus, dass einerseits starke Unterschiede im Verlauf der Pegelkurven während der Hochsommer und in den Tagesschwankungen vorherrschten, aber andererseits auch Gemeinsamkeiten wie

der sprunghafte Anstieg beider Kurven zu Beginn der Schneeschmelze oder während Starkniederschlägen festgestellt werden konnten.

Im äußeren Talbereich wurden ausgeprägte egesenzeitliche Seitenmoränenwälle kartiert. Im Vorfeld des Bliggferners wurde die über 100 m hohe Moränenkanzel genauer untersucht. Die Genese dieser aus Grund- und Stirnmoränenmaterial bestehenden morphologischen Form steht mit der Entstehung eines so genannten Podestgletschers in Verbindung. Weiters wurden Thufur, eine Entwicklung des diskontinuierlichen Permafrostes, entdeckt und beschrieben.

Im Bereich Hapmes und Neederkarle wurden spät- und postglaziale Seitenmoränenwälle untersucht. Zudem wurde der großflächige Talzusub im Bereich Hapmes dezidiert dargestellt.

Im Geilkar kam es zur Entwicklung zweier zungenförmiger, aktiver Blockgletscher, von welchen zumindest der orographisch rechte eine ausgeprägte Depression im Wurzelbereich besitzt, was auf einen Eiskern im Innern des Blockgletschers schließen lässt. Aus der schattigen Nordflanke der Pfeifensteinschneide konnten sich Permafrostblockgletscher herausentwickeln.

Das Rostiztal ist geomorphologisch weniger interessant. Neben zwei postglazialen Seitenmoränen sind es vor allem zwei fossile Hangschuttblockgletscher, die in der Arbeit näher beschrieben wurden.

Im Wazekar schließlich zeigen die zurückweichenden Eisgletscher interessante quartärgeologische Phänomene. Der Wazebachferner, welcher in den letzten Jahrhunderten für die Bildung ausgeprägter Seitenmoränenwälle und Moränenkanzeln verantwortlich war, hat sich heute weit von seinem bisher letzten Vorstoß, der 80er Endmoräne, zurückgezogen. Große Bereiche seiner ehemaligen Vereisung sind heute von Schutt bedeckt und bilden Toteisareale und einen spektakulären, jungen Blockgletscher. Dieser hat sich mit großer Wahrscheinlichkeit aus einer eisgekernten Seitenmoräne herausentwickelt, ist heute aktiv und besitzt eine durch Thermokarst eingebrochene Mulde an seiner Oberfläche. Hier wurde unter einem ca. 0,5 m mächtigen Schuttmantel massives Gletschereis von mehreren m Mächtigkeit sichtbar, wodurch die Vermutungen zur Entstehung dieses „ice cored rock glaciers“ bestätigt wurden.

INHALTSVERZEICHNIS

1. EINLEITUNG

2. REGIONALE EINORDNUNG DES ARBEITSGEBIETES

2.1. Geographisch-morphologischer Überblick

2.2. Geologisch-petrographischer Überblick

2.3. Gesteinsbestand

2.4. Tektonik

2.5. Klima der Öztaler Alpen

3. ALLGEMEINES ZUR QUARTÄRGEOLOGIE

3.1. Gletscher

3.2. Moränen

3.3. Massenbewegungen und Schuttakkumulationen

3.4. Permafrost

3.5. Blockgletscher-Thematik

3.5.1. Definition von Blockgletschern

3.5.2. Morphologie und Aufbau von Blockgletschern

3.5.3. Bewegung von Blockgletschern

3.5.4. Bildungskriterien von Blockgletschern

3.5.5. Blockgletschertypen

3.5.6. Bedeutung von Blockgletschern

4. UNTERSUCHUNGSMETHODIK

4.1. Untersuchungen des Aufbaues der Blockgletscher

4.1.1. Korngrößenmessungen

4.1.2. Eisaufschlüsse

4.1.3. BTS-Messungen

4.1.4. Georadarmessungen

4.2. Hydrologische Untersuchungen an Blockgletschern und Gletschern

4.2.1. Quelltemperaturmessungen

4.2.2. Leitfähigkeitsmessungen

4.2.3. Abflussmessungen

4.2.4. Tracerversuche

5. ERGEBNISSE WURMETAL

5.1. Gletscher und Moränenwälle

5.2. Thufur

5.3. Blockgletscher

5.4. Untersuchungen an Blockgletschern und am Bliggferner

5.4.1. Korngrößenverteilung

5.4.2. Eisaufschlüsse

5.4.3. Georadarmessungen

5.4.4. BTS-Messungen

5.4.5. Quelltemperaturmessungen

5.4.6. Farbtracerversuche

5.4.7. Abflussmessungen

5.4.7.1. Abfluss Blockgletscher „Im Kar“ 2002 inkl. Tagesschwankungen

5.4.7.2. Abfluss Bliggferner 2002

5.4.7.3. Abfluss Blockgletscher „Im Kar“ 2003

5.4.7.4. Abfluss Bliggferner 2003 inkl. Tagesschwankungen

5.4.7.5. Vergleich der Blockgletscherabflüsse Winter 02/03 und 03/04

5.4.7.6. Vergleich der Abflüsse von Blockgletscher und Bliggferner

6. ERGEBNISSE HAPMES UND NEEDERKARLE

6.1. Die Hapmeskar-Seitenmoränen

6.2. Das Neederkarle

6.3. Der Talzuschub Hapmes

7. ERGEBNISSE GEILKAR

7.1. Die Zwillingsblockgletscher

7.2. Die Hangschuttblockgletscher

8. ERGEBNISSE AUF ROSTIZ

9. ERGEBNISSE WAZEKAR

9.1. Gletscher und Moränen

9.2. Blockgletscher

10. INTERPRETATION DER ERGEBNISSE

10.1. Gemeinsamkeiten in der Morphogenese der Hängetäler

10.2. Der interne Aufbau des Blockgletschers „Im Kar“

10.3. Die Aktivität des „Überfahrenen Blockgletschers“

10.4. Der Tracerversuch am Blockgletscher „Im Kar“

10.5. Der Rücken in der Wurzelzone des „Im Kar“ Blockgletschers

10.6. Die Genese der Bliggferner-Moränenkanel

- 10.7. Der Egesen-Gletschermaximalstand im Wurmatal
- 10.8. Die Ergebnisse der Abflussmessungen im Wurmatal
- 10.9. Die stationäre Lage der Gletscherzunge des Wazeferners im Wazekar
- 10.10. Die Genese des Blockgletschers unterhalb der Wazespitze

11. LITERATURVERZEICHNIS

12. ABBILDUNGSVERZEICHNIS

13. DANKSAGUNG

14. ANHANG: CD-ROM (Daten-CD)

1. EINLEITUNG

Die vorliegende Diplomarbeit beschäftigt sich mit der Geologie, Hydrogeologie und dem quartärmorphologischen Formenschatz des Kaunergrates im Bereich östlich des Gepatsch-Stausees im hinteren Kaunertal.

Die als Hängetäler ausgebildeten Seitentäler des Kaunertales sind Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Sie zeigen zungen- und lappenförmige Blockgletscher, spät- bis postglaziale Moränenstände, Kargletscher, ausgedehnte Schuttfächer und Permafrosterscheinungen wie z.B. Thufur.

Kartierung

Das vorliegende zum Ötztal-Stubai-Kristallin zählende Arbeitsgebiet wurde im Maßstab 1:10.000 geologisch-morphologisch kartiert.

Die Kartengrundlage bildeten Schwarzweißkopien der Alpenvereinskarte Nr. 30/2, Öztaler Alpen, Blatt Weißkugel und Nr. 30/3, Öztaler Alpen, Blatt Kaunergrat, jeweils im Maßstab 1:25.000. Eine wichtige Ergänzung waren Luftbilder aus dem Jahre 1954, 1997 und 2003. Neben der Festgesteinskartierung wurden alle relevanten geomorphologischen Merkmale eingezeichnet.

Blockgletscher-Untersuchungen

Im Speziellen wird im Zuge dieser Diplomarbeit auf die Blockgletscherproblematik eingegangen. Die genaue Lage, Morphologie und Dimension der Blockgletscher im Kartierungsgebiet wurden zuerst mithilfe von Luftbildern ermittelt und später im Zuge zahlreicher Geländebegehungen verifiziert. Einige der Blockgletscher im Wurmetal wurden genauer untersucht. Untersuchungsmethoden des Blockgletschers „Im Kar“ umfassten Korngrößenmessungen, Temperaturmessungen, Georadarmessungen und hydrologische Untersuchungen.

In der Folge konnte das Abflussverhalten des Blockgletschers „Im Kar“ mit dem Abflussverhalten eines in der Nähe befindlichen Kargletschers, des Bliggfernners, verglichen werden.

2. REGIONALE EINORDNUNG DES KARTIERUNGSGEBIETES

2.1. Geographisch-morphologischer Überblick

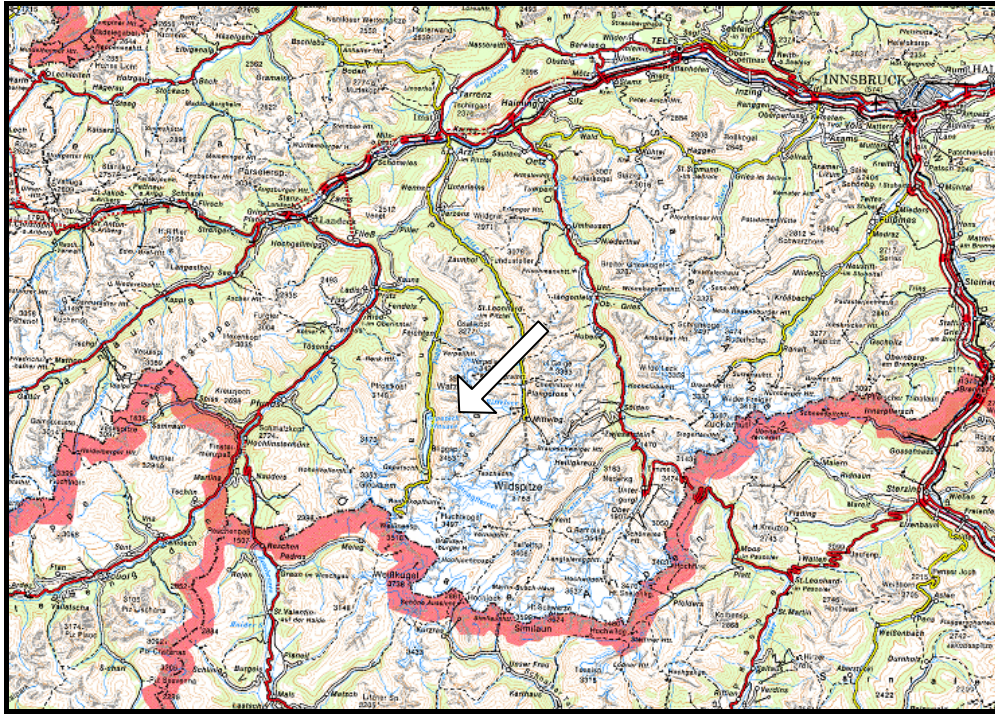


Abbildung 1: Topographische Übersichtskarte von Westtirol. Der Pfeil zeigt auf die ungefähre Lage des Arbeitsgebietes. Bildbreite 100 km (Quelle AMAP 3D WEST, BEV)

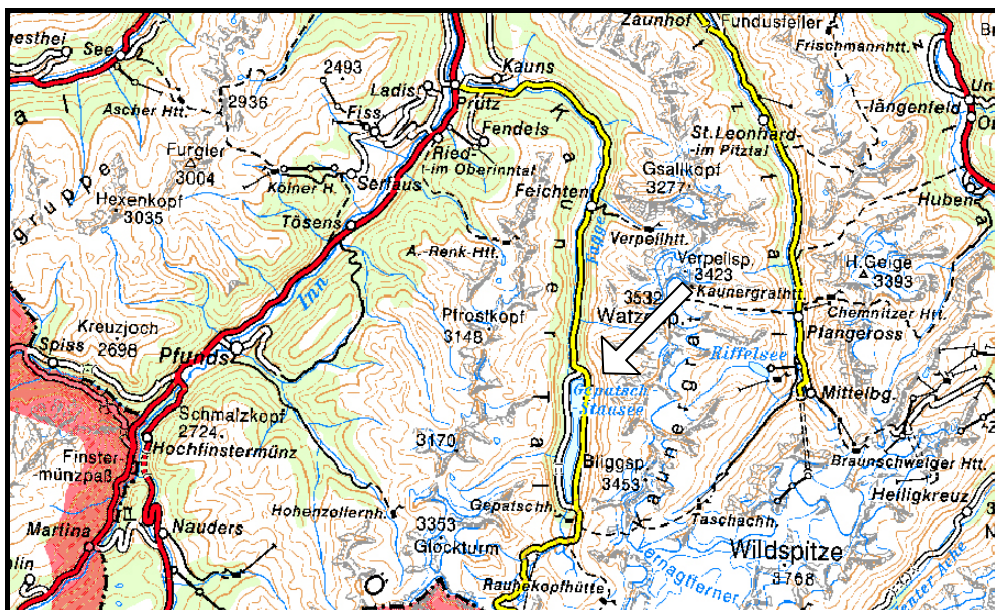


Abbildung 2: Topographische Karte des Oberinntales und Kaunertales. Der Pfeil zeigt auf die ungefähre Lage des Arbeitsgebietes. Bildbreite 43 km (Quelle AMAP 3D WEST, BEV)

Das Diplomarbeitgebiet befindet sich in den Öztaler Alpen im Tiroler Oberland zwischen dem Pitztal und dem Kaunertal. Das alpine bis hochalpine Gelände weist Gipfelhöhen bis über 3500 m auf und ist teilweise vergletschert. Der mittlere Abschnitt des Kaunergrates östlich des Gepatsch-Stausees wurde im Zuge der Diplomarbeit genau untersucht.

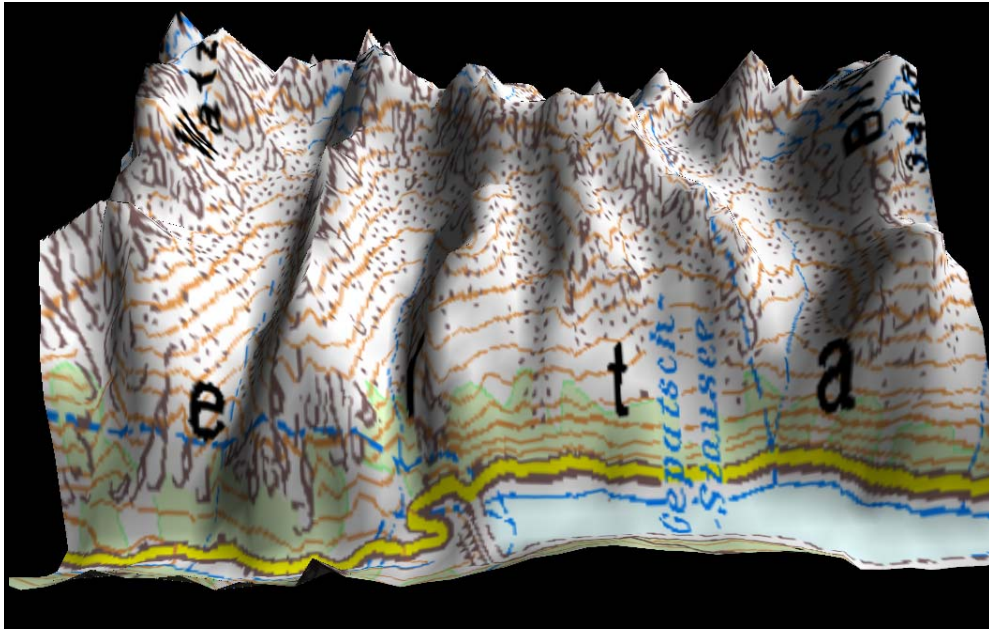


Abbildung 3: perspektivische 3D-Ansicht des Arbeitsgebietes östlich des Gepatsch-Stausees, Blickrichtung E. Bildbreite entspricht 8,6 km (Quelle AMAP 3D WEST, BEV)

Während der quartären Vereisungen sind die Ötztaler Alpen stark glazial überprägt worden. Zu Zeiten der maximalen Vereisung waren nur noch die Bergspitzen der höchsten Gipfel als Nunatakker sichtbar. Die Zeugen der Vergletscherung sind heute noch mannigfaltig erhalten. Das Arbeitsgebiet besteht im wesentlichen aus 5 EW-gerichteten, meist trögförmig ausgeschürften Hängetälern, welche, umrahmt von den Gipfeln des Kaunergrates, vom östlich gelegenen Kaunergrat entspringen und im W über teils ausgeprägte Talstufen ins Kaunertal einmünden. Die Hängetäler sind im Talschluss teilweise noch vergletschert und vegetationslos, wobei sich die größten noch erhaltenen Kargletscher im Wazekar (Wazeferner und Wazebachferner) und im Wurmetal (Bliggferner) befinden. Unterhalb der teils noch vergletscherten Bereiche sind die Trogtäler geprägt von Blockgletschern, Hangschuttfächern, Permafrostbereichen, teils mächtigen Seitenmoränen und kleinen Karseen. Hier besteht die niedere Vegetation vor allem aus Almwiesen, Moosen und Flechtenbewuchs. Im unteren, äußeren Bereich der Hängetäler, nahe der Talstufe, wechselt die Vegetation von den spärlich bewachsenen Almböden hin zu

Strauchvegetation mit einzelnen Föhren und weiter unten zu Fichten- und Lärchenwäldern.

Abgrenzung des Arbeitsgebietes

Im N wird das Arbeitsgebiet von der Linie Rötzbach-Wazekopf (2918 m)-Wazespitze (3533 m) begrenzt.

Im S vom Äußeren Bliggkopf (2896 m) und der Bliggspitze (3454 m).

Im W bildet das Kaunertal bzw. der Gepatsch-Stausee die Grenze.

Im E bildet der eigentliche Kaunergrat von der Wazespitze (3533 m) über den Rostizkogel (3392 m), Löcherkogel (3326 m), Wurmtaler Kogel (3199 m) und Eiskastenspitze (3373 m) bis hin zur Bliggspitze (3454 m) die Gebietsgrenze.

Die Gesamtfläche beträgt 25 km². Erreichbar ist das Arbeitsgebiet von N kommend über die mautpflichtige Kaunertaler Gletscherstraße. Markierte Wanderwege bzw. wegloses Gelände und Gamssteige führen vom Gepatsch-Stausee aus in die höher gelegenen Seitentäler.

Geologisch-petrographischer Überblick

Das untersuchte Gebiet befindet sich im mittelostalpinen Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSK), welches zusammen mit dem Silvrettakristallin, dem Ultental-Kristallin und dem Ortler-Campo Kristallinkomplex Teile der Austroalpinen Basementdecken darstellt (TROPPEL 2002). Das Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSK) stellt den größten der vier Komplexe dar. Dieses Deckensystem wurde während der Alpidischen Orogenese von S nach N transportiert und liegt nun auf den tieferen Austroalpinen bzw. Penninischen Einheiten. Im N wird das ÖSK tektonisch von der Inntalstörung und den Nördlichen Kalkalpen begrenzt. Im S ist die Grenze eher unscharf und steht mit dem Mittelostalpin Südtirols (Ortler-Campo Kristallin) in Verbindung. Im W und SW bilden die Engadiner Linie mit dem Engadiner Fenster (Penninikum) und die Schliniglinie die Grenze und im E die Silltalstörung und die N-S streichende Brennerlinie mit dem penninischen Tauernfenster.

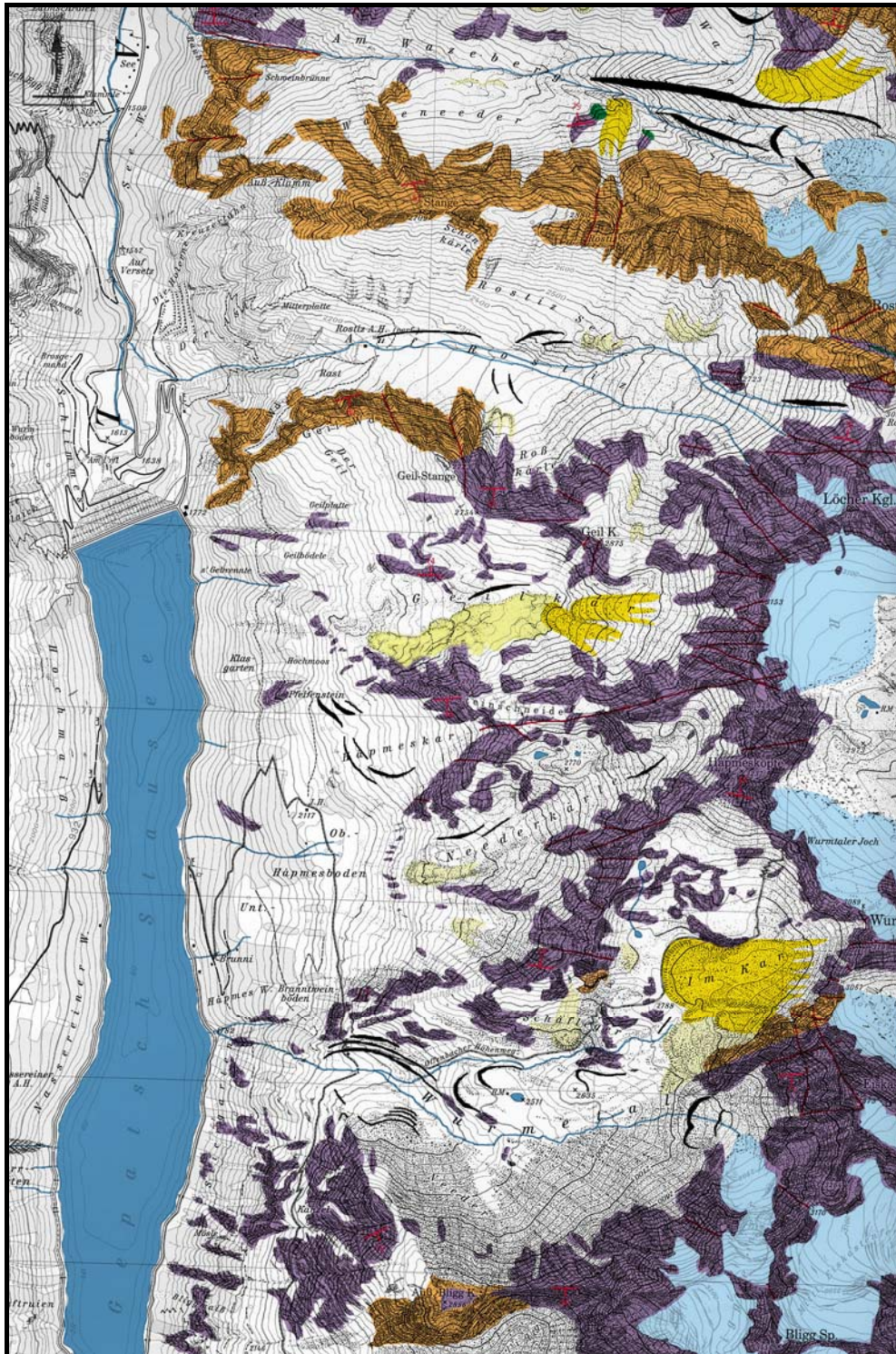


Abbildung 4: Geologisch-morphologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes, gezeichnet auf Grundlage der AV-Karte 30/3 Ötztaler Alpen

Die Ötztal-Stubai-Masse besteht zum überwiegenden Teil aus polymetamorphen Basementgesteinen mit amphibolitfaziell metamorphen Metapeliten, Orthogneisen und Amphiboliten. Mengenmäßig dominierend sind die Paragesteine, und zwar fein- bis mittelkörnige Paragneise (Biotitplagioklasgneise) und Glimmerschiefer

(TROPPEL 1993). Regional begrenzt treten intermediäre bis saure Orthogneise auf. Basische Orthogneise (Amphibolite und Eklogite) treten vorwiegend im zentralen und nördlichen Teil auf. Die Relikte einer autochthonen permomesozoischen Sedimentbedeckung findet man noch westlich der Brennerlinie und im S im Bereich des Schneeberger Zuges.

Mindestens 4 Metamorphoseereignisse sind im ÖSK belegt, und zwar eine kaledonische (im Ordoviciem), eine variszische (im Karbon), eine eoalpine (in der Oberkreide) sowie eine neoalpine Metamorphose (im Eozän-Miozän).

Die kaledonische Metamorphose tritt nur lokal auf und ist durch die Bildung von Migmatiten charakterisiert, die am Reschenpass, im Verpeital nördlich des Arbeitsgebietes und im Gebiet des Winnebachferners auftreten.

Bei experimentellen Untersuchungen am Winnebachmigmatit wurden laut neueren Untersuchungen Temperaturen von 750°C und Drucke von 8 kbar für die Anatexis ermittelt (ELIAS 1998).

Die variszische Metamorphose ist die dominante prä-alpidische Metamorphose (TROPPEL & HOINKES 1996). Die Bedingungen sind amphibolitfaziell bei Temperaturen von 500-650 °C und Drucken von 4-8 kbar. Die bekannte Metamorphosezonierung mithilfe der Indexminerale Andalusit, Sillimanit und Disthen (Kyanit) ist vermutlich nicht das Ergebnis eines einzigen Metamorphoseereignisses. Charakteristisch ist das Auftreten von Eklogiten im ÖSK, welche eine frühvariszische Hochdruckmetamorphose anzeigen. Diese eklogitfaziellen Bedingungen werden mit <730 °C und <27 kbar angegeben (MILLER & THÖNI 1995).

Die eoalpine Metamorphose zeigt eine Metamorphosezonierung mit ansteigendem Metamorphosegrad von NW in Richtung SE an. Im NW treten Bedingungen der unteren Grünschiefermetamorphose auf, während im SE amphibolit- bis eklogitfazielle Bedingungen erreicht wurden. Dieser Anstieg des Metamorphosegrades ist auch durch den Chlorit-In-Isograd angezeigt, welcher ca. in Richtung NE-SW im zentralen ÖSK verläuft. Nördlich des Isogrades kommt es zur Bildung von Stilpnomelan und Phengit (also Grünschieferfazies), während südlich davon die Amphibolitfazies erreicht wird.

Der Höhepunkt der eoalpinen Metamorphose wird südlich des Schneeberger Zuges erreicht. Es kommt zur Bildung von Eklogiten. Der Druckhöhepunkt betrug 11-12 kbar bei 500-550°C, während der Temperaturhöhepunkt (600-650°C) bei 5-6 kbar festgestellt wurde.

Für eine neoalpine Metamorphose gibt es vereinzelte Hinweise in Form von späten alpinen Überprägungen in den östlichen permo-mesozoischen Einheiten des Mauspenser Joch-Gebietes. Die P-T-Bedingungen werden mit 350-400°C und ca. 4 kbar angegeben.

Die Geochronologie des ÖSK

Prävariszische Alter: Die höchsten Gesteinsalter wurden aus Metagabbros ermittelt und ergaben 520-540 Ma.

Die kaledonische Metamorphose wurde am Winnebachmigmatit mithilfe der U-PB Einzelzirkondatierung ermittelt und ein Alter von ca. 460 Ma festgestellt.

Das Alter der Orthogneise im ÖSK reicht von 420-485 Ma. und wird als Intrusionsalter interpretiert.

Variszische Alter: Die frühvariszische Eklogitfazies wurde an Granaten mithilfe der SM-Nd Datierung festgestellt und ergab Alter von ca. 350 Ma.

Der Höhepunkt der nachfolgenden amphibolitfaziellen Metamorphose trat vor ca. 340 Ma. auf (THÖNI 1999).

Die eoalpine Metamorphose zeigt eine Metamorphosezonierung mit ansteigendem Metamorphosegrad von NW nach SE an. Es gibt einen deutlichen Verjüngungstrend von NW nach SE. Während im NW noch variszische Abkühlalter ermittelt werden konnten, kommt es im Mittelabschnitt des ÖSK zur Bildung von einer Mischalterzone und im SE wurden nur noch eoalpine Abkühlungsalter festgestellt.

Der thermische Höhepunkt wurde vor ca. 85-90 Ma. erreicht, währenddessen der Druckhöhepunkt mit ca. 140 Ma. angegeben wird (HOINKES et al. 1999).

Die neoalpine Metamorphose lässt sich in zwei Metamorphoseereignisse unterteilen. Die ältere Metamorphose wird mit 36-45 Ma. (Eozän) angegeben, die jüngere mit 15-20 Ma. (Miozän).

Gesteinsbestand

Im N des Kartierungsgebietes sind die steilen, schroffen Gipfel mit sehr steilen Felsflanken im Bereich des Wazekars (Wazespitze, Rostizkogel) typisch für die sauren Orthogesteine, die heute als Granitgneise vorliegen. Das Wazetal selbst besteht aus weicherem Glimmerschiefer. Nur vereinzelt trifft man auf Amphibolite, z.B. im Bereich des Wazejochs und südlich des Rostizkogels.

Im mittleren und südlichen Bereich des Kartierungsgebietes ab dem Rostizjoch (3093 m) herrschen Metasedimente vor, also Paragneise, vor allem Biotitplagioklasgneise und Glimmerschiefer. Hier sind die Täler breiter und die Bergkämme eher sanfter geformt, was auf die geringere Härte des Gesteins zurückzuführen ist. Erst wieder im Wurmetal gibt es kleinere Einschaltungen von Orthogneisen.

Paragneise (Biotit-Plagioklas-Gneise)

Aufgrund des raschen lithologischen Wechsels und den meist fehlenden makroskopischen Unterscheidungskriterien (TROPPEL 2002) ist eine Untergliederung in einzelne Paragneistypen sehr schwierig. Dies betrifft die von HAMMER (1923) als Albitknotengneise und mineralreiche bzw. mineralarme Biotit-Plagioklas-Paragneise ausgeschiedenen Einheiten. Auf eine Untergliederung in Glimmerschiefer und Paragneise wurde wegen der stark schwankenden Feldspat- und Glimmeranteile ebenfalls verzichtet, da es von den glimmerarmen Typen, die manchmal bankweise als meist graue Quarzitgneise auftreten können, bis hin zu den glimmerreichen Gesteinen, die beim Zurücktreten des Feldspates zu Glimmerschiefern übergehen, alle Übergänge gibt.



Abbildung 5: Typische Glimmerschieferoberfläche, Bildbreite 20mm

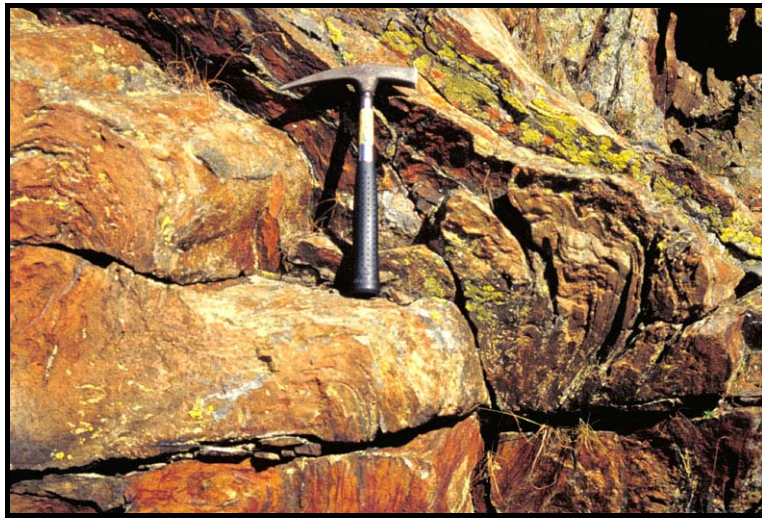


Abbildung 6: Anstehender, verfalteter Paragneis mit typischer Verwitterungsfarbe

Bei den Paragneisen handelt es sich um graubraune Gesteine, die sehr stark angewittert sind und deshalb rostbraun erscheinen. Sie sind im Arbeitsgebiet am weitesten verbreitet. Diese Gesteine zeigen eine gut sichtbare Foliation mit ausgeprägter Verfaltung (TROPPEL 1993). Die Foliation liegt im mm-cm- Bereich und ist häufig stark krenuliert. Der Glimmeranteil im Gestein ist hoch, und diese Minerale bilden die Hauptschieferung ab. Der Modalbestand schwankt bereits im Handstück stark. Man findet neben hellen, quarzreichen Lagen auch dunkelbraune, mineralreiche Biotitlagen. Granat, Kyanit und Staurolith sind makroskopisch leicht zu erkennen und wachsen in den biotitreichen Lagen auf den Schieferungsflächen. Die Staurolithe und Kyanite auf den Schieferungsflächen erreichen oft 3-5 cm Länge. Je nach Granatführung zeigen diese Gesteine ein porphyroblastisches Gefüge. Die mineralreichen Paragneise sind oft mineralarmen Paragneisen zwischengeschaltet. Wenn der Anteil an Feldspatklasten stark zunimmt, werden sie als Biotit-Plagioklas-Gneis angesprochen. Die Paragneise werden in der Karte von HAMMER (1923) als zweiglimmrige, mineralreiche Schiefergneise bezeichnet.

Schliffbeschreibung

Paragneise zeigen unter dem Mikroskop oft eine granoblastische Textur. Aufgrund der vielen Porphyroblasten ist die Hauptschieferung oft nicht klar ersichtlich. In einem Muskowit-Quarz-reichen Grundgewebe liegen bis zu 3 mm große Granatporphyroblasten. Diese sind zum Großteil in Biotit und Fibrolith umgewandelt. Wenn der Granatanteil im Schliff hoch ist, so sind fast alle Biotite an die Granate

gebunden, sonst bilden sie Verwachsungen mit den schieferungsparallelen Muskowiten. In diesem Biotitmantel um die Granate treten sehr häufig Staurolith und Kyanit auf. Fibrolithwachstum tritt auch innerhalb der Biotitschnüre in der Schieferung auf. In den quarzreichen Lagen befinden sich viele kleine Granate. Kyanit und Staurolith sind auch als zerbrochene Individuen in der Hauptschieferung eingeregelt (TROPPEL 1993).



Abbildung 7: Porphyroblastisches Grundgefüge mit stark frakturiertem Granat, teilweise in Biotit umgewandelt, Staurolith, Kyanit, Biotit. Dünnschliff PG 15, gekreuzte Nicols, Bildbreite 8 mm

Hauptgemengteile der Paragneise

Granat tritt in den Paragneisen in Form von bräunlichgrauen, stark frakturierten Porphyroblasten auf. Die Durchmesser betragen im Mittel ca. 0,5 bis 1,0 mm. In manchen Proben ist ein optischer Zonarbau aufgrund eines einschlussreichen Kernes oder Granatrandes erkennbar. Die Kristalle sind selten idiomorph ausgebildet, sondern meist stark gerundet. Die idiomorphe Kornform wird nur innerhalb der Granate von Graphiteinschlüssen nachgebildet. Größere Granate sind meist an die biotitreichen Lagen gebunden. Die kleinen Granate treten sehr häufig in Plagioklasporphyroblasten oder in quarzreichen Lagen auf. Man findet sie aber auch als Einschlüsse in Staurolithen und Kyaniten.

Staurolith enthält viele Quarzeinschlüsse und ist fast immer stark frakturiert. Der Pleochroismus von blassgelb zu dunkelgelb ist deutlich zu erkennen. Selten ist er idiomorph ausgebildet. Es handelt sich meist um weniger als 1 mm große, reliktsche Körner, die in den biotitreichen Lagen auftreten. In einigen Proben treten

Staurolithkörner in muskowitzreichen Bereichen auf bzw. werden von Muskowit umgeben.

Kyanit (Disthen) ist die dominierende Aluminiumsilikat- Modifikation. Er tritt meist in Form von farblosen, länglichen Prismen mit ausgeprägter Spaltbarkeit auf. Kyanit ist meist zerbrochen und in der Hauptschieferung eingeregelt. Das postdeformative Mineralwachstum lässt sich an den Kyaniten am besten beobachten. Einige Kyanite enthalten schieferungsparallele Granateinschlüsse.

Andalusit tritt als Umwandlungsprodukt von Kyanit auf. Er ist farblos, hat eine geringere Lichtbrechung und einen leichten Pleochroismus von farblos zu leicht rötlich. Im Gegensatz zum Kyanit wirkt er unter gekreuzten Nicols nicht homogen, sondern löscht fleckig aus.

Sillimanit tritt nur in Form von Fibrolith auf. Man findet ihn mit Biotit als Umwandlungsprodukt von Granat und in den fibrolithisierten Biotitschnüren. Er wächst in den Biotitlagen immer disharmonisch d.h., er wächst immer in die benachbarten Phasen hinein. Die Fibrolithaggregate sind sehr feinfaserig und lassen sich unter dem Mikroskop kaum auflösen.

Biotit ist in den sillimanitführenden Proben immer in zwei Generationen vorhanden. Die älteren Biotite bilden als Verwachsung mit dem Muskowit die Schieferung ab, die jüngeren Biotite sind die Umwandlungsprodukte von Granat und Muskowit. Biotit zeigt einen deutlichen Pleochroismus von hellbraun zu dunkelbraun und enthält Zirkon oder Allaniteinschlüsse mit dunklen radioaktiven Höfen. Auf der Basisfläche sind auch Rutilnadeln zu erkennen. In den Granatporphyroblasten findet man ebenfalls zahlreiche Biotiteinschlüsse. Die neugebildeten Biotite haben ein porphyroblastisches Wachstum mit vielen Quarzeinschlüssen.

Muskowit bildet ebenso wie Biotit die Hauptschieferung und die Krenulation ab. Muskowit steht in vielen Proben in Reaktionsbeziehung mit Granat, Biotit und Sillimanit. In einigen Fällen ummantelt er aluminiumreiche Phasen (Kyanit, Staurolith). In muskowitzarmen Proben bildet er die Schieferung in den

Plagioklasporphyroblasten ab. Muskowit bildet auch häufig Einschlüsse im Granat, wobei es sich meist um Einsprossungen entlang von Rissen handeln dürfte.

Plagioklas überwächst in den meisten Proben die Schieferung und enthält daher sehr viele Muskowit- und Biotiteinschlüsse. Diese Porphyroblasten enthalten alle Minerale, löschen einheitlich aus und sind nur randlich rekristallisiert. Unter gekreuzten Nicols ist die Verwilligung deutlich zu sehen. Kleinere xenomorphe Plagioklase zeigen einen optischen Zonarbau. Bildet Plagioklas makroskopisch sichtbare Linsen im Handstück, so spricht man von einem Biotit-Plagioklas-Gneis. Die Plagioklase sind sehr stark serizitisiert.

Quarz tritt in Form undulös auslöschender Körner mit stark unterschiedlichen Durchmessern auf. Die Kornkontakte in den quarzreichen Partien der Paragneise sind polygonal, während die stark deformierten Quarze suturierte Korngrenzen zeigen. Die Quarze im Druckschatten der Granatporphyroblasten zeigen ein pflasterartig verzahntes Wachstum. Quarzeinschlüsse treten in allen Mineralen auf. In quarzreichen, rekristallisierten Bereichen treten Muskowite und Granate auf.

Amphibolite

Schmale Amphibolitzüge von 3-10 m Mächtigkeit treten im Bereich des Rostizkogels auf der Wazekarseite und der „Auf Rostiz“ Seite auf. Die Amphibolite sind stark verschiefert, man erkennt im Handstück eine deutliche Amphiboleinregelung.

Im frischen Bruch zeigen die amphibolreichen Lagen eine dunkelgrüne Färbung, die Plagioklas-Quarz-reichen Lagen sind weiß gefärbt und stark in Epidot umgewandelte Plagioklaslagen sind im Handstück hellgrün gefärbt. Der Granatanteil ist im Allgemeinen gering.



Abbildung 8: Bänderamphibolitblock mit hellen Plagioklas- und Quarzlagen und dunklen Hornblendelagen



Abbildung 9: Verschiefter Amphibolit, Bildbreite 20 mm

Allgemeine Schlibfbeschreibung

Das mikroskopische Bild zeigt eine deutliche Einregelung der Hornblendeprismen in der Hauptschieferung. Es tritt häufig ein stofflicher Lagenbau von Hornblende-Plagioklas-reichen Lagen und Quarz-Plagioklas-reichen Lagen auf. In den granatführenden Proben tritt ein porphyroblastisches Gefüge auf, wobei die Granaten von Hornblenden umflossen werden. Häufig werden Krenulationen von Amphibolen nachgebildet. Der Amphibolgehalt schwankt stark, sodass alle Übergänge vom massigen amphibolreichen Amphibolit bis zum Hornblendegneis möglich sind (TROPPE 1993).

Die starke retrograde Überprägung der Amphibolite äußert sich in einer starken Aktinolithisierung der Hornblenden. Plagioklasreiche Zwischenlagen werden häufig in

Epidot umgewandelt bzw. serizitisiert. Entlang von Rissen tritt Kalzit auf. Biotite sind chloritisiert.

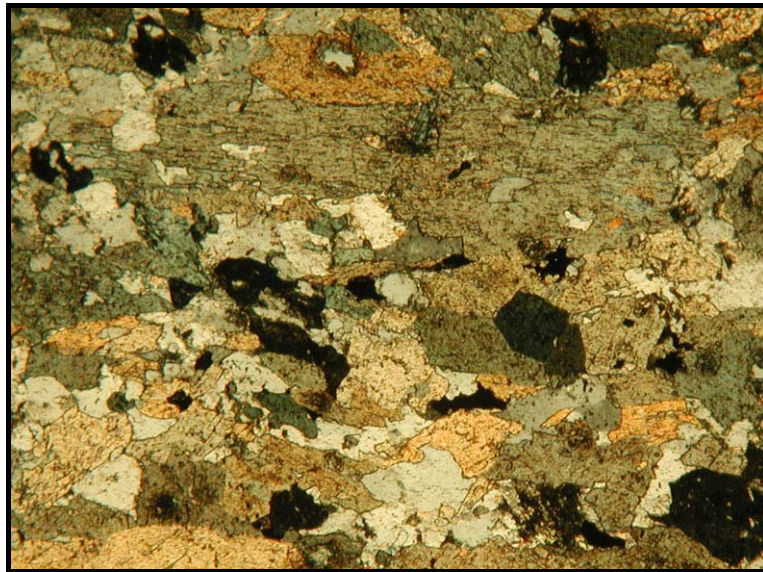


Abbildung 10: Deutliche Einregelung der Hornblendeprismen in der Hauptschieferung. Dünnschliff AM 08, Parallele Nicols, Bildbreite 6 mm

Hauptgemengteile

Grüne **Hornblende** tritt in Form von länglichen, hypidiomorphen Prismen, welche die Hauptschieferung bilden, auf. Die größten Kristalle sind ca. 3-5 mm lang. Quer zur Längsstreckung treten Risse auf. Ein deutlicher Pleochroismus von hellgrün nach blaugrün ist erkennbar. Eine leichte fleckige Zonierung mit dunkelgrünen Kernen und hellgrünen, schmalen Randzonen, die auch unter gekreuzten Nicols zu erkennen ist, ist typisch. Als Einschlussphasen treten vorwiegend Quarz, Plagioklas, Rutil, Ilmenit und Titanit auf. Die Umwandlung in Aktinolith äußert sich in einer weißgrünen Verfärbung der betroffenen Hornblendebereiche.

Aktinolith tritt nur sekundär in Form von umgewandelten Hornblenden oder feinen, nur unter starker Vergrößerung sichtbaren Nadeln an den Hornblenderändern auf.

Granat bildet bis zu 3 mm große, bräunlichgraue Porphyroblasten. Die größeren Granate sind von einem dunklen Saum umgeben. Im Handstück erscheint dies als weißer Saum um die Granatkörner. Sie zeigen eine hypidiomorphe Kornform und

sind meist nur reliktsch vorhanden. Die Körner zeigen auch eine starke Frakturierung, wobei an den Rissen häufig Chlorit zu finden ist.

Plagioklas ist in Lagen mit Quarz angeordnet und zum Großteil in Epidot und filzige Serizitaggregate umgewandelt. Meist sind die Körner gerundet. Große Plagioklasporphyroblasten überwachsen kleine Hornblenden und Granate.

Quarz bildet zusammen mit dem Plagioklas mm-mächtige Lagen. In den hornblendefreien Bereichen nimmt der Quarzanteil stark zu. An großen Quarzkörnern kommt es randlich zu einer Subkornbildung. Undulöse Auslöschung ist sehr häufig.

Epidot findet man als hypidiomorphe Prismen in den Amphibol-Plagioklas-reichen Lagen. Die Kristalle sind in der Hauptschieferung eingeregelt. Der Großteil der Epidote ist allerdings sekundär.

Biotit tritt in hornblendereichen Lagen auf und ist meist chloritisiert.

Orthogneise

Die grobkörnigen Orthogneise werden von Hammer (1923) makroskopisch je nach ihrer Mineralführung und Textur klassifiziert. Im Arbeitsgebiet treten Muskowit-Granitgneise und Muskowit-Biotit-Granitgneise auf. Orthogneise treten vor allem im N des Arbeitsgebietes, aber auch im S im Wurmetal auf.



Abbildung 11: Grobkörniger, zweiglimmriger Muskowit-Biotit-Granitgneis (Orthoaugengneis)



Abbildung 12: Handstück eines massigen, zweiglimmrigen Granitgneises, Bildbreite 20 mm

Die Orthogneise bilden mächtige Einschaltungen innerhalb der Paragneise. Der Kontakt zu den Paragneisen ist immer scharf. Die Orthogneislagen sind intern leicht verfaltet und zeigen manchmal eine Krenulierung. Im Handstück zeigen sie eine hellgraue Farbe, wirken massig und sind nicht stark verschiefert. Makroskopisch kann man sie nach der Mineralführung in einglimmrige Muskowit- und zweiglimmrige Muskowit-Biotit-Granitgneise unterscheiden (TROPPEL 1993). Letztere werden aufgrund der ausgeprägten Schieferung als Augen- und Flasergneis angesprochen.



Abbildung 13: Dünnschliff eines Orthogneises, Plagioklase mit Zwillingslamellierung, Glimmerpakete, xenomorpher Quarz. Dünnschliff OG 3, gekreuzte Nicols, Bildbreite 8 mm

Allgemeine Schliiffbeschreibung

Im mikroskopischen Bild erscheinen die einglimmrigen Muskowit-Granitgneise tektonisch nicht stark ausgeprägt, da keine ausgeprägte Schieferung erkennbar ist. Plagioklas, Quarz und Muskowit zeigen gleiche Korngrößen, an den suturierten Korngrenzen der Plagioklase treten meist kleine rekristallisierte Quarze auf.

In den Augengneisen „schwimmen“ Quarz- und Feldspat-Augen in einer feinkörnigen Matrix aus Plagioklas, Quarz und Glimmer.

Hauptgemengteile

Plagioklas zeigt sehr stark suturierte Korngrenzen. Die Kristalle erreichen bis zu 1 cm Größe („Augen“) und zeigen sehr deutliche Zwillingslamellierungen. Manchmal tritt eine Serizitisierung auf.

Kalifeldspat tritt untergeordnet auf und zeigt eine typische Mikroklingitterung.

Quarz ist meist an den Korngrenzen rekristallisiert und liegt xenomorph vor. Größere Quarzkörner zeigen undulöse Auslöschung.

Muskowit und **Biotit** treten nur als vereinzelte Glimmerpakete auf. An den Muskowiträndern kann man Anwachssäume erkennen.

Tektonik

Die **Schieferung** ist im N des Ötztal-Stubai Kristallins EW-orientiert. Im SE ist sie großflächig verfaltet mit EW-gerichteten, steil einfallenden Faltenachsen. Man spricht

hier von der so genannten „Schlingentektonik“ (SCHMIDEGG 1933). Das Einfallen der Faltenachsen ändert sich gegen den N des Öztal-Stubai Kristallins, hier liegen die Faltenachsen ungefähr horizontal (TROPPEL 1993).

Die **Klüfte** sind im Allgemeinen dicht gefügt und verlaufen vorwiegend N-S. Andere ebenfalls sehr häufig vorkommende Klüfte verlaufen ungefähr E-W parallel zur Hauptschieferung.



Abbildung 14: Das Liefergebiet des Blockgletschers "Im Kar" ist durch zahlreiche, E-W- und NNW-SSE verlaufende Störungen gekennzeichnet (Zur Beschreibung des Blockgletschers siehe Kapitel 5.3)

Die **Störungsflächen** und **-zonen** wirken sich im Relief des Geländes als oft tief eingeschnittene Rinnen und Furchen aus. Sie lassen sich im Hochgebirge sehr gut im Gelände erkennen bzw. mittels der Luftbildaufnahmen stereoskopisch betrachten. Die Störungen verlaufen größtenteils EW und stehen in der Regel nahezu senkrecht. Dabei wird die Schieferung sehr spitzwinkelig geschnitten, was zu einer starken Erosion und vermehrtem Schuttanfall führt. Hoher Schuttanfall ist eine der Voraussetzungen für die Entstehung von Blockgletschern.

Ebenfalls gut ausgeprägte **Störungen** verlaufen im Kartierungsgebiet N-S und sind ebenfalls auf den Luftbildern leicht erkennbar.

Klima der Öztaler Alpen

Die Öztaler Alpen befinden sich im zentralalpinen Trockenbereich. Messungen ergeben niedrige durchschnittliche Niederschlagswerte um 800 mm/Jahr, verglichen mit den viel höheren Werten der Nördlichen Kalkalpen (Zugspitze 2800 mm/Jahr). Verantwortlich für die geringen Niederschlagsraten ist die Abschottung durch die nördlich und südlich angrenzenden Gebirgsketten. Ein Großteil des Niederschlags fällt dabei oftmals während extremer Niederschlagsereignisse im Sommer und Herbst, während die Wintermonate gewöhnlich sehr niederschlags- und schneearm sind. Die Wettermessstation Feichten-Wolfskehr (1285 m Seehöhe) am Eingang des Kaunertales verzeichnet für die Messperiode 1931 bis 1960 eine maximale winterliche Schneedecke von rund 1 m.

Für das Arbeitsgebiet kann aber wegen der höheren Lage von einer mächtigeren Schneedecke ausgegangen werden, wobei der Schnee jedoch aufgrund der Windverfrachtung meist sehr unterschiedlich verteilt ist. Auf exponierten Rücken werden deutlich geringere Schneemächtigkeiten als in Mulden erreicht (BERGER 2002). Die relative Trockenheit steht in direktem Zusammenhang mit der diskontinuierlichen Permafrostgrenze, welche in den Öztaler Alpen an den Nordhängen bis auf 2500 m und auf den Südhängen bis auf 3200 m Seehöhe herabreicht.

Wetterdaten der Jahre 2002 bis 2004 wurden freundlicherweise von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Innsbruck zur Verfügung gestellt. Tagesmittel von Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit, Niederschlag, Schnee und Neuschnee konnten so für den Witterungsverlauf herangezogen werden. Zudem konnten genau dokumentierte Wetterbeobachtungen von Prof. Krainer verwendet werden. Diese Vielzahl an Wetterdaten leistet vor allem bei der Auswertung und Interpretation der Abflussmessungen wertvolle Hilfe.

Als Messdaten standen für diese Diplomarbeit Werte der Station Obergurgl, Pitztaler Gletscher und Hinterer Brunnenkogel zur Verfügung. Alle drei Messstationen befinden sich somit in den Öztaler Alpen. Die Daten wurden mir freundlicherweise von Herrn Mag. Harald Schellander, ZAMG Innsbruck, zur Verfügung gestellt. Die Messstation Obergurgl liegt auf 1928 m Seehöhe und ist etwa 20,5 km Luftlinie von den Pegelmessstationen des Wurmetales entfernt. Sie lieferte Daten vom 1. Januar 2002 bis zum 31. August 2004.

Die Messstation Pitztaler Gletscher liegt auf 2840 m Seehöhe bei der Bergstation des Pitzexpress (Pitztaler Gletscherschigebiet) und ist 7,8 km vom Arbeitsgebiet entfernt.

Auch sie lieferte konstante Daten vom 1. Januar 2002 bis zum 31. August 2004. Die automatische Wettermessstation Hinterer Brunnenkogel befindet sich auf dem gleichnamigen Gipfel des Pitztaler Gletscherschigebietes auf einer Seehöhe von 3440 m und ist nur 6,8 km vom Arbeitsgebiet entfernt. Sie ist erst seit 1. Juli 2003 in Betrieb und liefert Daten von Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit.

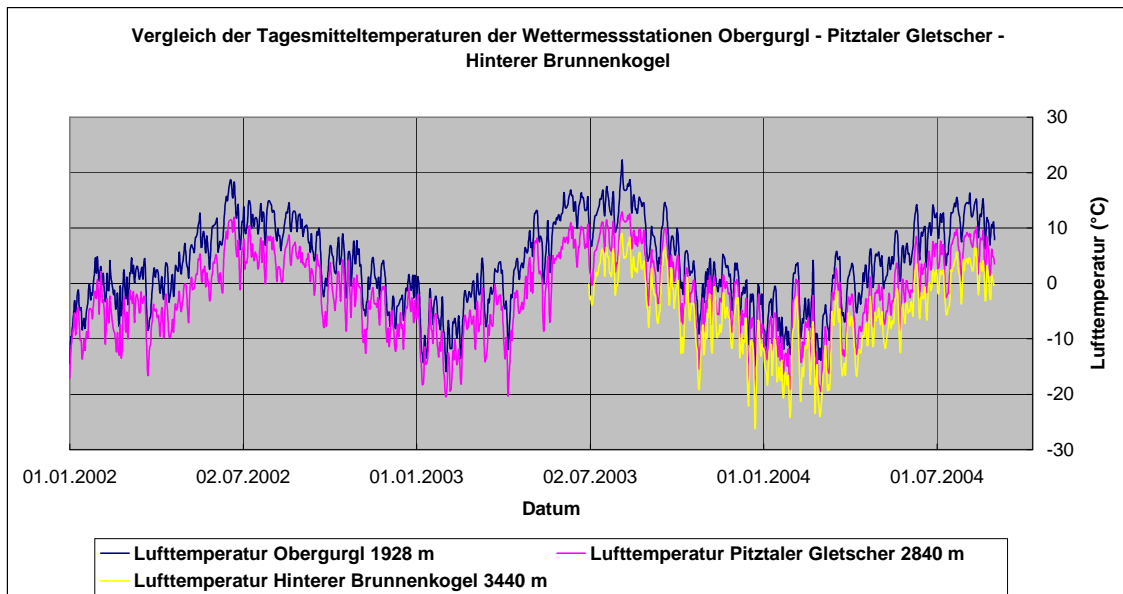


Abbildung 15: Vergleich der Tagesmitteltemperaturen der Wettermessstationen Obergurgl-Pitztaler Gletscher-Hinterer Brunnenkogel (Quelle: ZAMG Innsbruck)

Tagesmitteltemperaturen

In Abbildung 15 sieht man einen Vergleich der Tagesmitteltemperaturen aller drei Wettermessstationen. Obergurgl und Pitztaler Gletscher liefern Daten über den gesamten Beobachtungszeitraum, die Messstation Hinterer Brunnenkogel beginnt mit Juli 2003.

Der Jahrgang aller drei Linien passt sehr gut zusammen. Erwartungsgemäß liefert die Messstation Obergurgl die höchsten Werte und die Messstation Hinterer Brunnenkogel die niedrigsten Werte. Die Jahresdurchschnittstemperaturen liegen bei +2,9 °C (Obergurgl), -2,4 °C (Pitztaler Gletscher) und bei -6,6 °C (Hinterer Brunnenkogel). Vergleicht man diese Werte mit den Seehöhen der Stationen, so ergeben sich mittlere Temperaturgradienten zwischen 0,6 und 0,7 °C/100m. Alle drei Messstationen sind daher gut geeignet, Schwankungen der Lufttemperatur mit der Abflusscharakteristik der Pegelmessstationen im Arbeitsgebiet zu vergleichen.

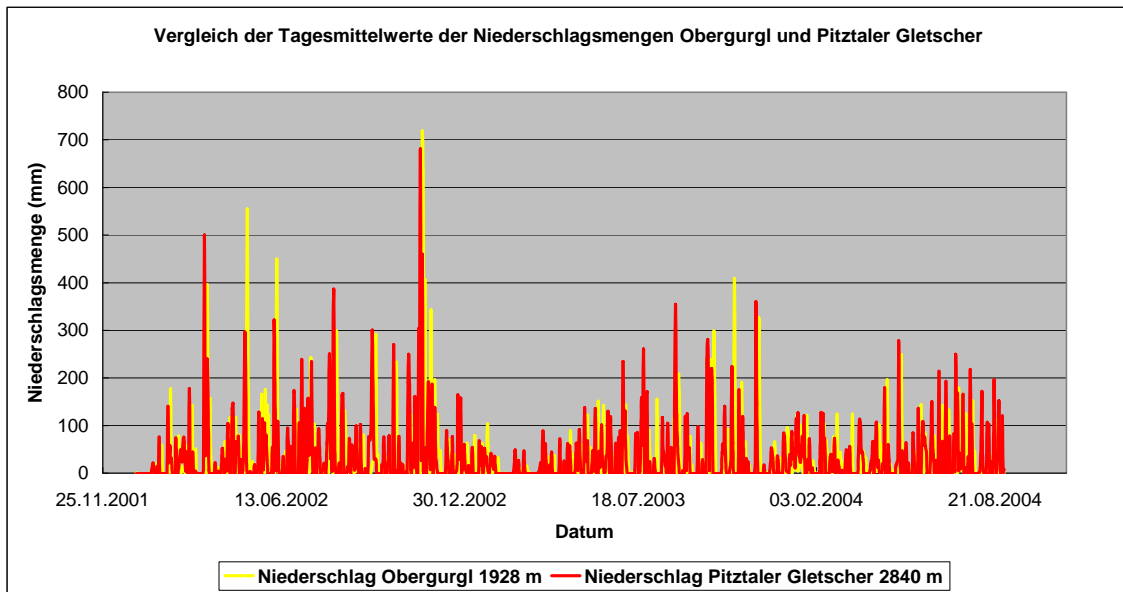


Abbildung 16: Vergleich der Tagesmittelwerte der Niederschlagsmengen der Wettermessstationen Obergurgl und Pitztaler Gletscher (Quelle: ZAMG Innsbruck)

Tagesmittelwerte der **Niederschlagsmengen** standen von der Messstation Obergurgl und Pitztaler Gletscher zur Verfügung. Wie man auf Abbildung 16 sieht, passen die Niederschlagswerte beider Stationen gut zusammen, obwohl Niederschlagsmessungen im Hochgebirge oft mit großen Fehlern behaftet sind, da durch starken Wind vor allem fester Niederschlag, aber auch Regen stark verweht wird. Öfters kommt es dort auch zu Vereisungen, was wiederum zum Ausfall der Messung führen kann. Dies war jedoch am Pitztaler Gletscher nicht der Fall. Zur besseren Darstellung wurde im Diagramm die Kurve des Niederschlags Obergurgl um drei Tageseinheiten nach rechts versetzt. Allgemein lässt sich feststellen, dass mehr Niederschlag im Sommer zu erwarten ist als im Winter. Außerdem kommt es vor allem im Herbst öfters zu sehr starken Niederschlagsereignissen.

3. ALLGEMEINES ZUR QUARTÄRGEOLOGIE

Gletscher

Gletscher sind Massen, die aus festem Niederschlag hervorgehen, aus Eis bestehen und eine Fließbewegung aufweisen. Die Fließbewegung wird durch die Gravitation verursacht und transportiert das Eis vom Akkumulationsgebiet (Nährgebiet) ins Ablationsgebiet (Zehrgebiet). Dazwischen liegt die Firn- oder Gleichgewichtslinie. Je nachdem, ob Massenzuwachs oder Abschmelzung dominiert, kommt es zu einem

Gletschervorstoß oder -rückzug. Gletscher sind also dynamische geologische Körper, welche auf klimatische Änderungen reagieren.

Der im Akkumulationsgebiet in Form von Schnee fallende Niederschlag bleibt das ganze Jahr über liegen. Im Zuge der zuerst destruktiven und später konstruktiven Metamorphose bzw. der Schmelzmetamorphose entsteht über die Entwicklungsstufen Firnschnee und Firneis innerhalb von 10 bis 30 Jahren Gletschereis, welches eine Dichte von 0,85 bis 0,91 g/cm³ entwickelt. Die Härte von reinem Gletschereis beträgt 2 bis 4 und der Schmelzpunkt liegt bei 0° C, erniedrigt sich jedoch unter Druck.

Die Fließgeschwindigkeit eines Gletschers hängt vor allem vom Gletschertypus, von der Mächtigkeit des Eises und auch von der Neigung des Geländes ab. Hinsichtlich des Temperaturregimes unterscheidet man zwei Typen von Gletschern, nämlich polare („kalte“) und temperierte („warme“) Gletscher.

Bei den temperierten Gletschern ist das Gletschereis an der Basis im Bereich des Druckschmelzpunktes um ca. 0 °C. Solche Gletscher sind typisch für die Alpen, besitzen hohe Schmelzwassermengen im Sommer und ein gut entwickeltes Entwässerungsnetz an der Basis, im Innern und an ihrer Oberfläche. Sie sind nicht am Untergrund festgefroren und bewegen sich vor allem mittels basalen Gleitens abwärts, was zu starker glazialer Erosion an der Basis führt.

Polare Gletscher besitzen Basistemperaturen weit unter 0°C, bei welchen keine Druckschmelze mehr stattfindet und sind deshalb am Untergrund festgefroren. Ihre geringen Fließbewegungen erfolgen vor allem aufgrund interner Deformation. Die erosive Wirkung solcher Gletscher ist somit stark herabgesetzt.

Heute bedecken Gletscher überwiegend das Hochgebirge und Polargebiete. Die heute vergletscherte Fläche der Erde umfasst etwa 15 Millionen km² (FLINT 1971). Dies entspricht ca. 10 % der Festlandsfläche. Während des Pleistozäns überdeckten Gletscher etwa 45 Millionen km². Dies entspricht einer vergletscherten Festlandsfläche von ca. 30 %. In Österreich beträgt die vergletscherte Fläche ca. 500 km². Ungefähr 100 der rund 900 Gletscher sind größer als 1 km². Die größten Gletscher sind die Pasterze, der Gepatschferner und das Obersulzbachkees.

Gletscher werden morphologisch in verschiedene Typen untergliedert (SCHNEIDER 1962). Es wird zwischen Vereisungen unterschieden, die dem Relief übergeordnet

sind und solchen, die dem Relief untergeordnet sind (KLOSTERMANN 1999). Bei Vereisungen, die dem Relief übergeordnet sind, wird zwischen Plateaugletschern und den Inlandeismassen unterschieden. Dem Relief untergeordnete Gletschertypen sind Kargletscher, Talgletscher, Eisstromnetze und Vorlandgletscher. Talgletscher bestehen aus einzelnen Gletscherzungen, die die Täler füllen. Die größten Talgletscherlängen werden in Alaska mit 100 km erreicht. Der Aletschgletscher ist dagegen nur 25 km lang. Bei den Kargletschern fehlt eine ausgeprägte Gletscherzunge. Gletscher, welche in sehr steilem Gelände liegen und von denen oft große Türme, so genannte Seracs, abbrechen und als Eislawine abgehen, werden als Hängegletscher bezeichnet. Werden sämtliche Täler eines Gebirges von Gletschern erfüllt, so spricht man von einem Eisstromnetz. Treten die Gletscher aus dem Gebirge heraus, so vereinen sie sich oft zu einem großen zusammenhängenden Eiskörper, welcher als Vorlandgletscher bezeichnet wird.

Für die Spalten und Brüche eines Gletschers sind wiederum seine Fließbewegung und der Felsuntergrund ausschlaggebend.

Von ganz kleinen Kargletscherresten abgesehen gibt es keine Eisströme, die nicht von Spalten durchzogen sind, da Gletschereis auf Zug- und Scherspannungen spröde reagiert, und zwar bis in eine Tiefe von 20 bis 50 m. Weiter im Eisinneren wird das Verhalten des Eises aufgrund seines enormen Auflastdruckes duktil. Die Spaltenformen auf einem Gletscher sind vielfältig, die häufigsten sind jedoch V-förmige Quer-, Längs-, Kreuz- und Radialspalten. Ebenfalls zu erwähnen ist der Bergschrund, der die Grenze zwischen stationärer Wandvereisung und Kargletscher darstellt.

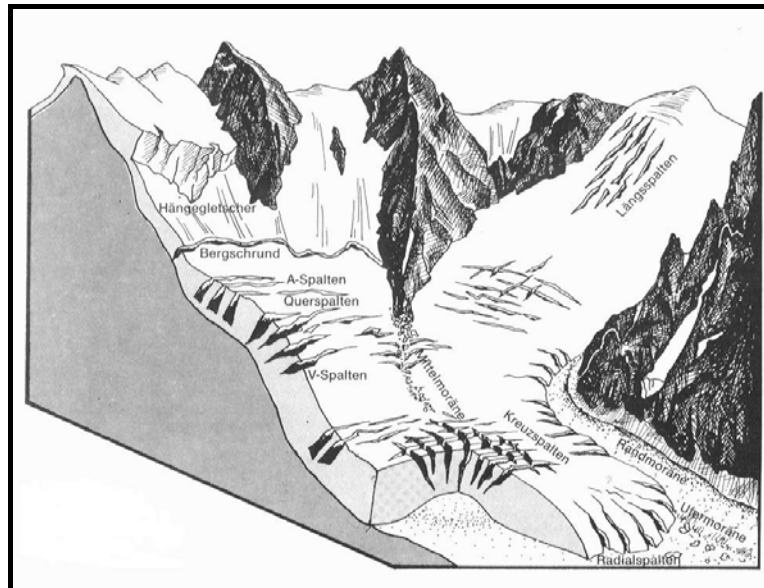


Abbildung 17: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Spaltenzonen auf einem alpinen Gletscher

Moränen

Moränen sind Ablagerungen, die unmittelbar aus dem Eiskörper ausschmelzen oder von vorstoßenden Eismassen deformiert werden. Der Begriff Moräne wird sowohl für das Sediment als auch für die Geländeform verwendet. Im angloamerikanischen Raum wird strenger unterschieden. Der Sedimentkörper einer Moräne wird als till bezeichnet. Die morphologische Erscheinungsform wird moraine genannt.

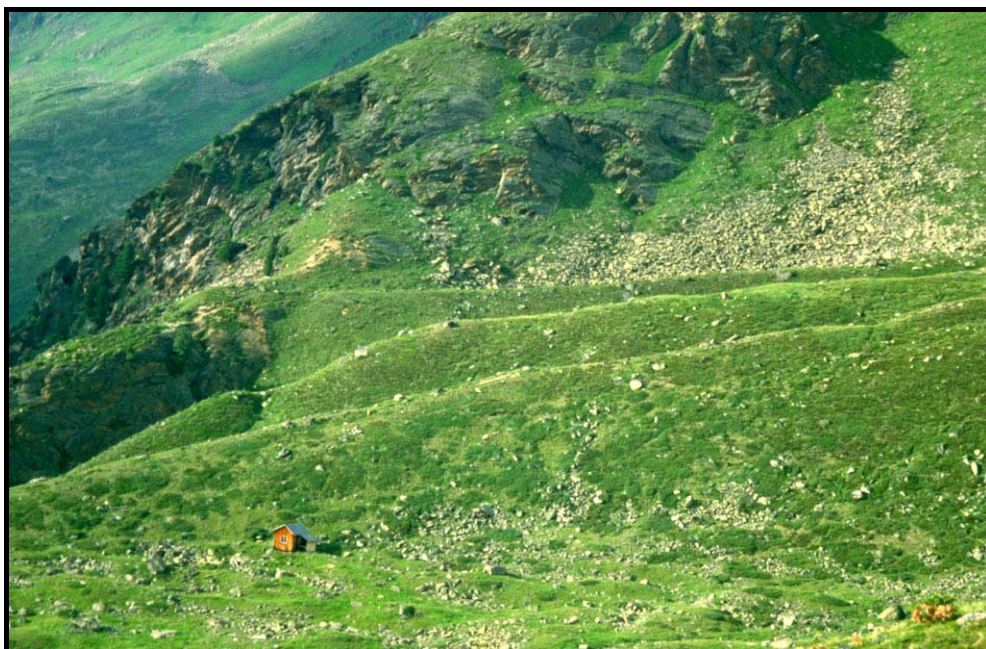


Abbildung 18: Die drei egesenzeitlichen orographisch rechten Seitenmoränen am Eingang des Wurmetales im Kartierungsgebiet

Moränen bestehen aus einer Mischung feinsten Gesteinszerreißels mit sämtlichen größeren Korngrößen bis hin zu Gesteinsblöcken. Moränen sind ungeschichtet. Die Gesteinsblöcke sind regellos eingelagert. Der größte Teil des Moränenmaterials wird in den untersten Eisschichten transportiert. Diese können dort bis zu 10 % Schutt enthalten. In Hochgebirgen dominieren Seiten-, Mittel- und Ablationsmoränen, während in den nordischen Vereisungsgebieten Grund- und Endmoränen vorherrschen (KLOSTERMANN 1999).

Seitenmoränen entstehen dort, wo vom Gletscher transportiertes und aufgearbeitetes Gesteinsmaterial seitlich abgelagert wird und markieren die jeweils größte seitliche Ausdehnung eines Gletschers. Seitenmoränen gehören zu den erhaltungsfähigsten Moränenarten. Mittelmoränen entstehen dort, wo sich zwei Seitenmoränen verschiedener Gletscherströme vereinigen. Das Moränenmaterial befindet sich hierbei auf der Gletscheroberfläche und im -inneren. Abgelagerte Mittelmoränen werden meist sehr schnell vom Gletscherabfluss erodiert und sind somit nur selten erhalten.

Das Material der Ablationsmoränen stammt von der Eisoberfläche und dem Eisinneren. Ihre Sedimentation ist mit dem Abschmelzvorgang verknüpft.

Grundmoränen werden unter aktiv bewegtem Eis abgelagert. Der Sedimentationsprozess wird durch hohe Drücke gefördert. Aufgrund der Eisauflast kommt es zu einer starken Zerschierung und Verdichtung des Moränenmaterials.

Zu den Endmoränen werden die Stauchendmoränen und die Satzendmoränen gerechnet. Stauchendmoränen entstehen im Bereich sich ausdehnender Gletscherzungen. Das Sedimentmaterial des Vorfeldes wird dabei vom Eis in der Regel zu halbkreisförmigen Wällen aufgedrückt. Die Satzendmoräne stellt einen Sonderfall dar, setzt sie doch einen über längere Zeit hinweg stabilen Eisrand voraus. Eisnachschub und Abschmelzmenge halten sich dabei die Waage. Ausgeschmolzenes Gesteinsmaterial kann sich hier am Eisrand ablagern. Durch Eisrandoszillationen sind sämtliche Kombinationen von Stauchend- und Satzendmoränen möglich (KLOSTERMANN 1999).

Permafrost

Hält die Gefrorennis in einem Gebiet länger als ein Jahr an, wird von Permafrost oder Dauerfrost gesprochen. Heutzutage finden sich die größten Permafrostgebiete im

nördlichen Nordamerika und in Nordsibirien. Der Untergrund in Permafrostgebieten ist meistens mehr als 100 m tief gefroren. Im N Sibiriens reicht der Dauerfrost stellenweise sogar tiefer als 1500 m hinab. In hochalpinen Gegenden ist der Permafrost aufgrund der oftmals komplexen Topographie und des unterschiedlichen Mikroklimas nicht überall gleichmäßig verteilt. Man spricht daher vom diskontinuierlichen Permafrost. Dieser Permafrost reicht in den Alpen, z.B. in den Öztaler Alpen, an den Nordhängen auf ca. 2400 m Seehöhe herab. An südexponierten Hängen befindet sich die diskontinuierliche Permafrostgrenze auf über 3200 m Seehöhe. In anderen Teilen der Welt, z.B. auf Island, Grönland oder Spitzbergen, reichen die Permafrostgürtel zum Teil bis auf Meeresniveau herab. Im Sommer taut lediglich eine dünne oberflächennahe Schicht („active layer“) des Bodens auf.

In diesen Schichten hinterlässt der dort ständig stattfindende Wechsel zwischen Tauen und Wiedergefrieren seine Spuren. Insbesondere sind hier Fließerden, Kryoturbationen (z. B. Thufur) und Eiskeile zu nennen. Da Thufur im Arbeitsgebiet vorkommen, sollen sie hier näher beschrieben werden.

Thufur

Kuppelförmige Erdbülten (Thufur, „earth hummocks“) mit vollständiger Vegetationsbedeckung haben im arktischen, subarktischen und alpinen Milieu, dessen klimatische Ausstattung zu einer charakteristischen Differenzierung der Schneeverteilung und des saisonalen Bodenfrostes führt, weite Verbreitung. Die Erdbülten treten auf ebenen wie auf schwach geneigten Arealen auf, denen es an einer guten Drainage mangelt. Die Größe der Formen variiert in engen Grenzen: Die Höhe beträgt zumeist um 50 cm und der Durchmesser um 100 cm. Das Lockermaterial der Erdbülten weist schluffige bis feinsandige Körnung auf und ist in aller Regel weitgehend steinfrei. Die innere Struktur der Erdbülten lässt häufig eine Deformation oder Umlagerung des Feinmaterials erkennen. Die Bildung der Erdbülten geht auf langsame und langfristige Umlagerungen des oberflächennahen Lockersubstrates zurück. Voraussetzungen hierfür sind frostempfindliche Böden mit ausreichender Durchfeuchtung sowie die Ausbildung von saisonalem Bodenfrost. Diese klimatischen Bedingungen bewirken frostbedingte Bodenbewegungen von der Art der Kryoturbation. Die innere Struktur der Erdbülten dokumentiert, dass für die Genese und den weiteren Bestand der Erdbülten diese kryoturbativen Prozesse eine

ausschlaggebende Rolle spielen. Die Einzelheiten jener Mechanismen, die zur Einleitung der Thufur-Bildung führen, sind nicht genau bekannt. Wahrscheinlich sind es die Differenzierungen des Oberbodens (Mikrorelief, Bodentextur u. a.) und der Vegetation, die thermische Differenzierungen im Substrat bewirken, die schließlich durch subkutane Feinmaterialumlagerung die Büldenbildung initiieren. Nach dem Initialstadium führen die mit ihm gegebenen Differenzierungen der Bodenfeuchte, der Bodentextur und der Isolationswirkung der Vegetation zu jenen kryoturbaten Prozessen im Boden, die die Bildung ausgereifter Erdbülden hervorrufen (SCHUNKE & ZOLTAI 1988).



Abbildung 19: Thufurbildung im Bereich des diskontinuierlichen Permafrostes auf 2500 m Seehöhe am Salaaser Eck, Samnaun (Schweiz)

Massenbewegungen und Schuttakkumulationen

In Gebieten mit starker tektonischer Beanspruchung kommt es an Störungen und Klüften zu einer starken Zerlegung des Gesteins.

Vor allem durch mechanische Verwitterung, also Frostsprengung, Felsstürze, Schneelawinen und Abspülen von Klasten aus der Felswand bei Starkregen entstehen hier im hochalpinen Bereich verschiedene Akkumulationen von Kies- bis

Blockwerk, die als Hangschuttfächer (talus) unter Felswänden ein bestimmendes Element darstellen.

Schutthalden (talus slopes) bilden eine Schürze am Fuße von Felswänden. Sie entstehen durch die laufende flächige Zufuhr von Steinen und Blöcken aus Felswänden und steilen felsdurchsetzten Hängen. Die Falllinien in Schutthalden verlaufen mehr oder weniger parallel.

Schuttkegel (talus cones) bilden sich vor allem unter steinschlägigen Couloirs oder entlang von Störungen mit hochgradig zerlegtem Gestein. Schuttkegel sind mehr oder weniger nach außen gewölbt; die Falllinien streben nach unten auseinander. Weil in den oben liegenden Rinnen oft auch untergeordnete Sedimentationsprozesse wirksam sind, weisen Schuttkegel häufig auch Spuren von Murgängen, so genannte Murgangrinnen mit levees, und Nassschneelawinen auf. Kegel sind meist 20 bis 35° steil (selten bis ca. 40°).

Je nach Morphologie gibt es alle Übergänge von Schutthalden zu Schuttkegeln.



Abbildung 20: Kleinmaßstäbige Murschuttkegel am Fuße von mit Murschuttrinnen durchzogenen Schutthalden

Unter einer **Massenbewegung** verstehen wir meist eine mehr oder weniger schnelle Hangdeformation, z. B. in Form einer Rutschung. Hangbewegungen der Art einer Rutschung sind in der Regel relativ eng und auf oberflächennahe Schichten begrenzt. Mitunter können jedoch auch ganze Bergflanken langsam und kaum sichtbar über Jahre und Jahrhunderte zu Tal gleiten. Spalten klaffen als Hinweis der

Bewegungen im obersten Bereich der Flanke, klares Zeichen einer Bergzerreißung. Beim Talzus Schub können Bergflanken auf Flächen von mehreren 100 ha langsam zu Tal gleiten. Ausgelöst werden diese großräumigen und mitunter mehrere 100 m in die Tiefe greifenden Hangbewegungen durch das Abschmelzen der eiszeitlichen Gletscher der Hochgebirge. Die Gletscher übersteilten durch ihre abtragende Wirkung die Talflanken und formten so genannte U-Täler. Sie sind in den Alpen überall zu finden. Nach dem Rückzug der Gletscher fehlte das Widerlager für die steilen Flanken. Während in weitgehend standfesten Gesteinen die U-Form der Täler bis heute erhalten blieb, setzten in tektonisch stark zerrütteten und in weiche ren Gesteinen Rutschungen, Bergstürze und Kriechbewegungen in Form des Talzushubs ein, die teilweise immer noch andauern. Wo Felsmassen auf tonigen Schichten hinabkriechen, können bei starken Regenfällen aus der langsamen Bewegung lokal auch Rutschungen entstehen.

Im obersten Bereich einer Hangdeformation kommt es in Folge vermehrter Zugspannungen zur Entstehung von hangparallelen Mulden und Doppelgraten. Die Orientierung der dabei entstehenden Störungsflächen ist oft hangeinwrts fallend gerichtet. Im mittleren Abschnitt der großflächigen Hangdeformation kommt es durch gravitative Einsenkungsprozesse zur Ausbildung von Nackentälchen, kleinen Synformen und Spaltenzonen. Im untersten, tiefsten Abschnitt kommt es durch kompressive Deformation zum Ausbauchen des Gebirges und zur bersteilung des Hangfußes.

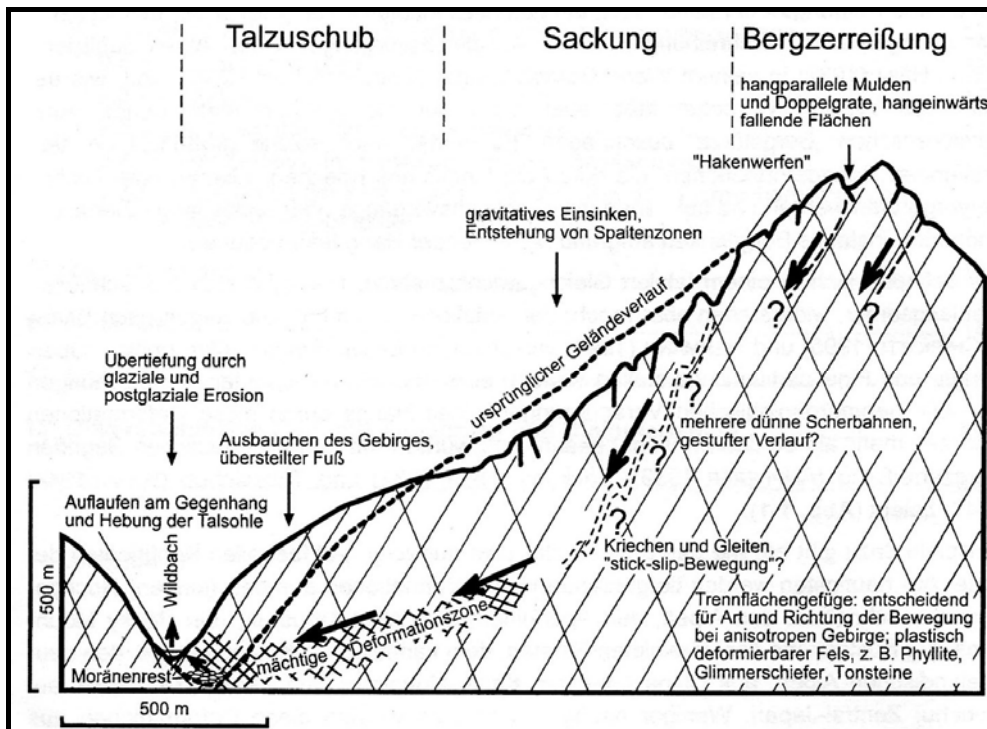


Abbildung 21: Schematisierte Darstellung morphologischer Phänomene und Kennzeichen einer großflächigen, tiefgreifenden Hangdeformation (Quelle: WEIDNER 2000)

Zur Blockgletscher-Thematik

Definition

Die folgende, heute allgemein anerkannte Definition von Blockgletschern bezieht sich auf aktive Blockgletscher. Wie Blockgletscher hinsichtlich ihrer Aktivität unterschieden werden, wird im Abschnitt 3.5.5. ausführlich beschrieben.

Aktive Blockgletscher sind lappen- bis zungenförmige Körper aus gefrorenem Lockermaterial (Verwitterungsschutt und Moränenmaterial) und Eislinsen bzw. Eiskörpern, die sich langsam hangabwärts bewegen. Diese Bewegung ist hauptsächlich auf Kriechprozesse als Folge der internen Deformation des Eises zurückzuführen, vermutlich spielt auch basales Gleiten eine gewisse Rolle (KRAINER & MOSTLER 2000). Blockgletscher zählen zu den auffälligsten und häufigsten morphologischen Erscheinungsformen des Hochgebirges. Sie sind in den Ostalpen, insbesondere in den Zentralalpen, oberhalb etwa 2500 m Seehöhe weit verbreitet. Hinsichtlich ihrer Genese werden sie einerseits als reine Permafrosterscheinungen betrachtet (HAEBERLI 1985, 1990; BARSCH 1987a, 1987b, 1992, 1996), können aber auch aus zurückschmelzenden, schuttbedeckten Kargletschern entstehen (WHALLEY and MARTIN 1992, CLARK et al. 1994,

WHALLEY et al. 1994, HUMLUM 1996, ACKERT 1998, POTTER et al. 1998, WHALLEY and PALMER 1998, SHRODER et al 2000, KRAINER & MOSTLER 2000a, 2000b, 2001, 2004, KRAINER & MOSTLER & SPAN 2002, BERGER & KRAINER & MOSTLER in Druck).

Während aus den Westalpen, insbesondere den Schweizer Alpen, bereits zahlreiche Detailstudien vorliegen, sind in den Ostalpen erst in den letzten Jahren vermehrt Blockgletscher näher untersucht worden.



Abbildung 22: Schrägluftbild des Blockgletschers Innere Ölgrube (links) und des Gepatschferners (rechts), Kaunertal, Tirol. Deutlich zu sehen ist die aufgrund ständigen Steinschlags hell erscheinende Stirn des Blockgletschers. Dieser Blockgletscher wurde von BERGER (2002) und BERGER, KRAINER und MOSTLER (in Druck) detailliert untersucht.

Morphologie und Aufbau von Blockgletschern

Blockgletscher besitzen eine meist zungen- oder lappenartige Form. Typisch für alle Blockgletscher ist ihre Morphologie mit klar abgrenzbaren Seitenböschungen, frontaler Stirn und einem fließmusterähnlichen Oberflächenrelief aus transversalen und longitudinalen Mulden und Wällen. Auffällig sind ihre steilen Böschungswinkel an der Blockgletscherstirn und an den Flanken (BERGER 2002). Sie erreichen allgemein höhere Werte als der natürliche Böschungswinkel von ungefähr 35° , was nach ÖSTREM (1964) auf die Stabilisierung des Schuttmantels durch den hohen Eisgehalt zurückzuführen ist.

Aktive Blockgletscher bestehen aus einem Schutt-Eis-Gemisch und bewegen sich infolge von Gravitation bzw. basalem Gleiten mit einer gewissen Geschwindigkeit

hangabwärts. Inaktive Blockgletscher besitzen zwar ebenfalls noch ein Schutt-Eis-Gemisch, zeigen aber keine hangabwärts gerichtete Bewegung mehr. Aktive und inaktive Blockgletscher werden unter der Bezeichnung „intakte Blockgletscher“ zusammengefasst. Fossile Blockgletscher enthalten kein Eis und zeigen auch keine Bewegung.

Anhand verschiedener morphologischer Parameter, wie z. B. Länge und Breite des Schuttkörpers, Höhe und Neigung der Stirn, Ausbildung der Oberfläche sowie Höhendifferenz zwischen Wurzel und Stirn, können Blockgletscher beschrieben werden.

Schon Ende der Fünfziger Jahre beschreiben WAHRHAFTIG & COX (1959) neben anderen Autoren Blockgletscher als räumliches Zweischichtmodell und beziehen sich dabei auf DOMARADZKI (1951), der damals schon postuliert, dass Blockgletscher an der Oberfläche einen Mantel aus im Sommer ungefrorenen Blöcken sowie einen feinkörnigeren Kern besitzen. Die oberste Schuttlage liegt also im Sommer in ungefrorenem Zustand vor und wird als „active layer“ bezeichnet. Im Winter ist diese Schicht allerdings gefroren, da zu dieser Zeit die Umgebungstemperatur und Sonneneinstrahlung nicht mehr ausreicht, den Wasseranteil im „active layer“ zu schmelzen. Die Blockgrößen in dieser meist mehrere m mächtigen Schuttschicht liegt meist im dm- bis m-Bereich, wobei die Korngröße in Richtung des Eiskerns meist abnimmt. In größeren Tiefen unterhalb der „aktiven Schicht“ befindet sich auch im Sommer Eis im Porenraum zwischen dem Schutt. Diesem aus einem Schutt-Eis-Gemisch bestehenden Kern steht ein permanent gefrorener, eisübersättigter innerer Kern gegenüber. Oft besteht dieser Kern auch aus reinem, geschichtetem Gletschereis, wie es z.B. am Blockgletscher Reichenkar (KRAINER, MOSTLER & SPAN 2002) oder am Blockgletscher im Sulzkar (KRAINER & MOSTLER 2004) nachgewiesen werden konnte. Auch im Wurmatal und Wazekar, zwei Hängetälern im Arbeitsgebiet, konnten spektakuläre Kernaufschlüsse aus reinem Gletschereis im Zuge dieser Diplomarbeit dokumentiert werden.



Abbildung 23: Massiver Aufschluss von Gletschereis unter einer ca. 0,6 m mächtigen Schuttschicht am Blockgletscher "Im Kar" (Wurmetal)

Bereiche mit feinkörnigem Schutt sind jedoch nicht nur auf tiefere Bereiche des Blockgletschers begrenzt. Auch an der Oberfläche ist an manchen Stellen feinkörniges Material anzutreffen, vor allem im Bereich der steilen Stirn sowie an den Seitenflanken.

Für diese beschriebene Zweiseichtung (double layer) der Blockgletscher sind nach WAHRHAFTIG & COX (1959) im Großen und Ganzen drei Gründe ausschlaggebend: Der erste und vermutlich wichtigste Grund ist der so genannte Siebeffekt. Dies bedeutet, dass feinkörnigeres Material im Laufe der Zeit durch die großen Blöcke hindurch fallen kann. Zweitens wird durch Schmelz- und Niederschlagswässer feinkörniges Material ebenfalls durch diese groben Blöcke in tiefere Regionen gespült. Drittens kommt es aufgrund von Kollisionen größerer Blöcke während der hangabwärts gerichteten Bewegung des Blockgletschers zur Abrasion und Entstehung feinen Gesteinzerreissels, welches in situ eingefroren werden kann oder mittels der ersten beiden Prozesse Siebeffekt und Einspülung weiter ins Innere des Blockgletschers vordringen kann.

Den inneren Aufbau von Blockgletschern genauer zu untersuchen, stellt im Allgemeinen eine schwierige Aufgabe dar. Aufgrund der meist exponierten Lage im Hochgebirge ist aufwändiger Materialeinsatz oft nicht oder nur schwer möglich. Dennoch bestehen einzelne Untersuchungen, so z.B. in Form von Bohrungen (FIGL

2004). Die Durchörterung eines teils ungefrorenen, teils gefrorenen Schutt-Eis-Gemisches stellt jedoch ein technisch schwieriges Unterfangen dar.

Beim Blockgletscher Murtél I (Oberengadin, Schweiz, BARSCH 1977a) und beim Grubenblockgletscher (Saastal, Wallis, Schweiz, BARSCH et al. 1979) werden die obersten 10,4 m bzw. die obersten 7 m aus einer Mischung von gefrorenem Sand und Kies sowie eingeschalteten Eislinen (40-60% Eisgehalt) gebildet.

Im Jahre 1987 ist mittels einer 60 m tiefen Bohrung auf Murtél/Corvatsch (Oberengadin, Schweiz) erstmals ein Blockgletscher bis zum Felsuntergrund durchteuft worden (HAEBERLI et al. 1988, VONDER MÜHLL & HAEBERLI 1990, VONDER MÜHLL et al. 1994). Anhand der Bohrung und Ergebnissen weiterer geophysikalischer Bohrlochmessungen ergibt sich nach VONDER MÜHLL et al. (1994) folgender Aufbau: Unter einer 5 m mächtigen Auftauschicht aus grobem Blockwerk stehen über 23 m massives, fast reines Eis an, welches durch eine 2 m mächtige Übergangszone aus gefrorenem Silt und Sand von der darunter folgenden 27 m mächtigen Schicht aus gefrorenen Blöcken und Eis (Eisgehalt ca. 30-40 Vol.%) abgetrennt wird. Der anstehende Felsen (bedrock) wird in einer Tiefe von 57 m erreicht.

Eine ähnliche Zusammensetzung gibt KONRAD et al. (1999) für den Galena Creek Blockgletscher (Alaska Range) an. Allerdings variiert die Mächtigkeit des blockigen Schuttmantels erheblich. Sie beträgt im oberen Bereich 1-2 m und im unteren Drittel des Blockgletschers bis 20 m. Darunter folgen ca. 25 m massives Eis, das wiederum von einem Schutt-Eis-Gemisch unterlagert wird (BERGER 2002).

Eine Untersuchung mittels Georadar wurde von Krainer und Mostler inzwischen auf mehreren Blockgletschern durchgeführt, unter anderem auch am Blockgletscher „Im Kar“ im Wurmatal. Ergebnisse hierzu liefert das Kapitel 5.4.3.

Bewegung von Blockgletschern

Aktive Blockgletscher bewegen sich ebenso wie Eisgletscher, aber meist langsamer, hangabwärts. Ursachen dafür sind Kriechprozesse in Folge der internen Deformation im Blockgletscher sowie vermutlich auch basales Gleiten ähnlich den Eisgletschern.

Die Bewegungsraten sind von mehreren Faktoren abhängig. Neben der Geländemorphologie und der Steilheit spielen die Mächtigkeit des Schuttmantels, der Schuttanfall selbst und das Klima eine Rolle. Als Faustregel gilt hier: je geringer die

Mächtigkeit, umso geringer die Bewegungsraten bzw. je steiler das Gelände, umso höher die Raten. Zudem sind im Winter die Bewegungsraten oft niedriger als im Sommer.

Durch die Bewegung von Blockgletschern entstehen an deren Oberflächen interessante Strukturen wie Rücken, Loben, Mulden und Depressionen. Es gibt verschiedene Ansichten zur Entstehung diese Oberflächenstrukturen (FIGL 2004).

WAHRHAFTIG & COX (1959) sind z. B. der Ansicht, dass longitudinale Rücken ein Ergebnis von Akkumulations- und Ablationsprozessen des Eises sind, während transversale Wälle und Mulden auf Unterschiede in den Bewegungsraten zurückzuführen sind. Bei hohen Bewegungsraten wird durch den Druck der nachrückenden Gesteinsmassen der Schutt zu Wällen bzw. Loben aufgeschoben und gleichzeitig die Mächtigkeit des Schuttmantels erhöht.

Auch der Untergrund und die unmittelbare Umgebung des Blockgletschers wirken sich auf die Oberflächenmorphologie aus. Kollidiert der Blockgletscher z. B. mit angrenzendem Festgestein, so wird er an seiner Bewegung gehindert. In diesem kompressiven Regime bilden sich an der Oberfläche vermehrt Loben und Wälle normal zur Spannungsrichtung. Bei einem muldenförmigen Untergrund kommt es zu erhöhter Schuttakkumulation. Auch dies begünstigt die Entstehung eines ausgebildeten oberflächlichen Reliefs. Kommt es zu Versteilungen im Untergrund, so erhöhen sich auch die Bewegungsraten im Blockgletscher an dieser Stelle. Longitudinale Formen, Spaltenbildungen und teils richtige Absetzungen bestimmter Bereiche des Blockgletschers können die Folge sein.



Abbildung 24: Ein kleiner Bereich des Blockgletschers "Im Kar" hat sich aufgrund einer Versteilung des Geländes im Untergrund abgesetzt ("Zwickel"). Rechts im Hintergrund der doppellappige "Eiskasten" Blockgletscher (siehe dazu Kapitel 5.3)

Die Bewegungsraten aktiver Blockgletscher sind recht unterschiedlich und reichen von wenigen cm/Jahr bei ungünstigen Bedingungen bis hin zu mehreren m/Jahr bei sehr günstigen Verhältnissen. Auch am Blockgletscher selbst sind die Bewegungsraten oft sehr unterschiedlich. Bereiche mit kompressivem Regime zeigen viel geringere Werte als jene Bereiche, wo es z.B. durch eine Versteilung des Untergrundes zu extensionalen Spannungen kommt. Zu den oftmals beobachteten ogivenähnlichen Strukturen (transversale Wälle verbiegen sich randlich in longitudinale Wälle um) kommt es auf Grund der Tatsache, dass die Fließgeschwindigkeit eines aktiven Blockgletschers im zentralen Bereich größer ist als am Rand, da hier die Bewegungen durch seitliche Reibungskräfte stark verringert werden. Dieses Phänomen kann auch bei Eisgletschern beobachtet werden.



Abbildung 25: Farborthofoto der „Zwillingsblockgletscher“ im Geilkar. Beide besitzen ausgeprägte Wälle und Senken an der Oberfläche (Quelle: Landesforstdirektion Innsbruck, tiris)

Bildungskriterien von Blockgletschern

Blockgletscher sind in allen Hochgebirgen dieser Welt zu finden, von polaren und subpolaren Gebieten über Hochgebirge der mittleren Breiten bis hin zu äquatorialen Gebieten. Sogar vom Mars sind anhand von Satellitenbildern der Viking-Mission Oberflächenformen mit ähnlicher Morphologie und vermutlich gleicher Zusammensetzung bekannt (BERGER 2002).

Mehrere Voraussetzungen müssen für die Bildung von Blockgletschern unbedingt erfüllt sein, und zwar das Gesteinsmaterial, das Klima und das entsprechende Relief (BARSCH 1983).

Bereits CAPPS (1910) hatte die Bedeutung der Art und Menge des **Gesteinsmaterials** erkannt. Grundsätzlich können sich Blockgletscher aus fast allen Gesteinsarten (Ausnahme extrem weiche Gesteine) entwickeln. Für die Entstehung von Blockgletschern ist vor allem eine gewisse Mindestmenge an Schuttmaterial Voraussetzung. Besonders in Gebieten mit starker tektonischer Beanspruchung kommt es zu einer starken Zerlegung des Gesteins. Neben der Tektonik sind es aber auch die physikalischen Verwitterungsprozesse, die das durch Störungen und Klüfte gespaltene Gestein vor allem mit Hilfe der Frostsprengung weiter zerlegen.

Der zweite Faktor ist das **Klima**. Hier unterscheiden sich die „ice cemented rock glaciers“ grundsätzlich von den „ice cored rock glaciers“.

„Ice cemented rock glaciers“ kommen hauptsächlich innerhalb des diskontinuierlichen (lückenhaften) Permafrostgürtels vor. Es sind dies Gebiete mit einem Jahrestemperaturmittel von höchstens -1 °C . Der Boden gefriert in diesem Bereich ganzjährig, Bodeneis kann sich hier somit sowohl bilden als auch erhalten.

Diese Blockgletscher bestehen also aus gefrorenem Schutt mit Eis als Matrix. Reines Eis kommt nur sehr untergeordnet in Form kleinerer Eislinsen vor, welche z. B. eingesedimentierten Lawinenschnee darstellen, der sich im Laufe der Jahre in Eis umwandelte. Nur die oberste Lage der Schuttschicht, der so genannte „active layer“, taut in den Sommermonaten auf.

„Ice cored rock glaciers“ setzen das Vorhandensein von einem Kargletscher voraus, auf dem sich der anfallende Schutt ablagern kann (SHRODER et al. 2000). Eine weitere Voraussetzung ist, dass sich der Kargletscher in einem stationären oder abbauenden Stadium befindet. Nur in diesem Fall ist gewährleistet, dass der anfallende Schutt liegen bleibt und akkumuliert wird. Diese Blockgletscher besitzen somit unter ihrem oft mehrere m mächtigen Schuttmantel einen reinen Eiskern. Ein bestimmendes Merkmal dieser „Eiskernblockgletscher“ ist eine ausgeprägte depression im Bereich der Wurzelzone, also am hinteren Ende des Blockgletschers. Hier kam es durch die hier nur ungenügend mächtige Schuttbedeckung zu vermehrter Ablation des Eiskörpers. Dieser Abschmelzvorgang führt im Laufe der Jahre zur Ausbildung einer Mulde. „Ice cored rock glaciers“ können bei günstigen Voraussetzungen in Bereiche unterhalb der Permafrostgrenze vorstoßen und sind somit nicht ohne weiteres zur Permafrostgrenzziehung geeignet.

Klimatisch gesehen treten Blockgletscher bevorzugt in kontinentalem Klima auf. Die trockenen und gleichzeitigen kalten Verhältnisse fördern die oben genannte Frostverwitterung und eine ausreichende Schuttversorgung ist gewährleistet. In maritimen Klimaten treten nach IMHOF et al. (2000) deutlich weniger Blockgletscher auf.

HAEBERLI (1990) definiert eine potentielle Entstehungszone für Blockgletscher in Arealen mit mittleren Jahrestemperaturen unter -1 °C und Niederschlagsmengen unter 2000 mm/a , da sich ansonsten Gletscher bilden. Vor allem für die Entstehung von Permafrostblockgletschern („ice cemented rock glaciers“) sind geringe Niederschlagsmengen besonders im Winter wichtig, da eine geringe Schneemächtigkeit einen schlechten Isolator darstellt und somit die Ausbreitung von Permafrost fördert.

Ein weiterer Faktor bei der Blockgletscherentstehung ist das **Relief** des Untergrundes. Das Gelände darf weder zu flach noch zu steil sein. Eine zu flache Hangneigung würde die Bewegung unterbinden. Im Gegensatz dazu könnte sich auf einem steilen Kargletscher oder Hängegletscher der anfallende Schutt nicht

ansammeln, da er aufgrund der Steilheit sofort abtransportiert würde. Dies würde die Entwicklung eines „ice cored rock glaciers“ aus einem Kargletscher verhindern.

Letztlich spielt auch die **Hangexposition** bei der Genese von Blockgletschern eine Rolle. Aus verschiedenen Gebirgen der Welt wurde berichtet, dass sich Blockgletscher an südexponierten Hängen in größeren Höhen entwickeln als an nordexponierten Hängen. Ein weiteres Indiz für den Einfluss der Hangexposition ist die Tatsache, dass Blockgletscher in ungefähr derselben Seehöhe an nordexponierten Hängen intakt (aktiv oder inaktiv) sind, währenddem die gegenüberliegenden, südseitig exponierten Blockgletscher fossil sind.

Heute in den Alpen aktive Blockgletscher treten also vorwiegend in W- über N- bis NE- gerichteten Hängen auf (LIEB 1996). In diesen Lagen ist die Sonneneinstrahlung nämlich stark eingeschränkt. Fossile Blockgletscher treten vor allem dort auf, wo die Faktoren Sonneneinstrahlung, Seehöhe und Klima keine Bildung oder Erhaltung eines Eiskernes oder Eis-Schutt-Gemisches mehr ermöglichen.



Abbildung 26: Der fossile Hangschuttblockgletscher "Schafleger" am Südhang des Wurmmetales mit ausgeprägter Vegetation an der Stirn und einer Depression hinter der Stirn

Blockgletschertypen

Blockgletscher können anhand verschiedener Parameter wie Morphologie, Größe, Schutzzufuhr oder Aktivität klassifiziert werden. Im Folgenden werden drei

gebräuchliche Einteilungen nach der Herkunft ihres Schutts, ihrer Morphologie und ihrer Aktivität angeführt (BERGER 2002).

Blockgletschertypen nach ihrer Schutzzufuhr

Die unverfestigten Schuttmassen von Blockgletschern können verschiedener Herkunft sein. BARSCH (1996) unterscheidet zwischen Hangschutt- („talus-derived“), Schutt- („debris-derived“) und speziellen Blockgletschern.

Hangschuttblockgletscher befinden sich unterhalb von Schutthängen und werden durch Steinschlag bzw. Lawinen mit Schutt versorgt. Sie besitzen meist lappenartige Formen. Schuttblockgletscher bilden sich aus natürlichen Schuttansammlungen, zum Beispiel Moränenmaterial. Vereinzelt wird der Gesteinsschutt auch von sonstigen Ablagerungen wie Bergbauhalden bereitgestellt, die nach BARSCH (1996) dem Typ spezieller Blockgletscher entsprechen (BERGER 2002).

Blockgletschertypen nach ihrer Morphologie

Die **Morphologie von Blockgletschern** ist vor allem vom Relief des Untergrundes abhängig (LUCKMANN & CROCKETT 1978). Aber auch die Neigung und Ausdehnung der Akkumulationsbasis am Wandfuß haben Einfluss auf das Längen- und Breitenverhältnis der Blockgletscher (ROLSHOVEN 1982). Generell werden vier verschiedene morphologische Blockgletschertypen unterschieden: zungen-, spachtel- oder lobenartige (lappenartige) sowie zusammengesetzte Blockgletscher.

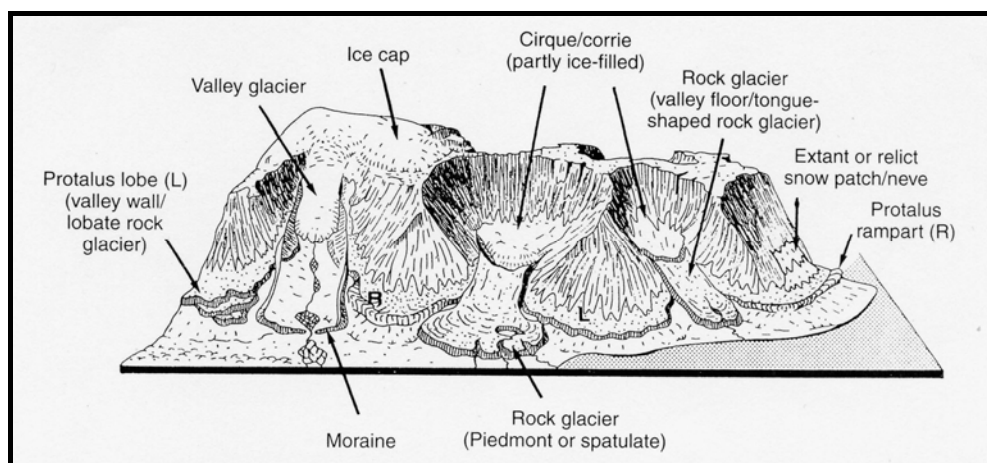


Abbildung 27: Schematisierte Darstellung verschiedener Blockgletscherformen, v.l.n.r.: lappenförmiger, spachtel- oder piedmontförmiger und zungenförmiger Blockgletscher (Quelle: Benn et al. 1998)

Auf DOMARADZKI (1951) geht die Gliederung in zungenförmige (tongue-shaped) und in lobenartige (lobate, lappenartige) Blockgletscher zurück. Zungenförmige

Blockgletscher sind wie Eisgletscher langgezogen, d.h. sie sind immer länger als breit und besitzen häufig einen Gletschereiskern. Zungenförmige Blockgletscher erreichen Längen bis zu mehreren 1000 m, Breiten von mehreren 100 m und Mächtigkeiten von mehreren 10 m (WHITE 1981). Dagegen bilden Permafrostblockgletscher bevorzugt lobenartige Formen mit einem Längen-Breitenverhältnis von 1:1. Typische Längen bzw. Breiten betragen ca. 100-200 m, während die Mächtigkeit 10-30 m erreicht (WHITE 1981).

WAHRHAFTIG & COX (1959) erweitern Domaradzki's Gliederung um spachtelförmige (spatulate) Blockgletscher, die im oberen Bereich zungenförmig ausgebildet sind und zur Blockgletscherstirn hin lobenartig auseinander fließen. HUMLUM (1982a) bezeichnet dieses Erscheinungsbild in Anlehnung an die Bezeichnung für Eisgletscher als piedmontförmig.

Alle weiteren Blockgletscherformen gehen nach BARSCH (1996) auf zusammengesetzte Bildungen der drei oben genannten Typen zurück.

Blockgletschertypen nach ihrer Aktivität

Anhand ihrer Aktivität lassen sich drei Typen von Blockgletschern unterscheiden: aktive, inaktive und fossile Blockgletscher. Aktive und inaktive Blockgletscher werden auch unter der Sammelbezeichnung „intakte Blockgletscher“ geführt.

Aktive Blockgletscher sind gefrorene Eis-Schuttgemische mit oder ohne Eiskern, die hangabwärts kriechen. Indikatoren ihrer Bewegung sind instabile Oberflächen, die keinen bis geringen Bewuchs erlauben, und übersteilte Stirn- und Seitenböschungen.

Inaktive Blockgletscher bestehen ebenfalls aus gefrorenen Schuttmassen mit oder ohne Eiskern, an denen jedoch keine Bewegung mehr zu verzeichnen ist. Die Oberfläche inaktiver Blockgletscher ist oftmals mit Flechten, Gras und teilweise mit Bäumen bewachsen. Die Stirn und Flanken sind weniger stark betont und weisen niedrigere Böschungswinkel auf.

Fossile Blockgletscher entstehen durch völliges Abschmelzen des enthaltenen Matrix-Eises oder Eiskörpers. Ihre Oberfläche ist durch charakteristische Kollapsstrukturen gekennzeichnet. Der Bereich hinter der Stirn fossiler Blockgletscher kann mehrere m tief eingesunken sein, was auf das Abschmelzen des internen Eises zurückzuführen ist (BERGER 2002).

Bedeutung von Blockgletschern

Blockgletscher sind im Hochgebirge weit verbreitet und in vielerlei Hinsicht interessante Untersuchungsobjekte.

- Aktive Blockgletscher gelten als wichtige Transportsysteme für Verwitterungsschutt im Hochgebirge und transportieren riesige Schuttmengen hangabwärts bzw. talauswärts.

- Intakte Blockgletscher enthalten Eis in ihrem Innern. Dieser Umstand ist bei der Planung und Grundstückauswahl diverser Bauten im Hochgebirge von großer Bedeutung. Als Beispiel sei hier einerseits eine Sendeanlage des Österreichischen Bundesheeres am Glungezer bei Innsbruck erwähnt, welche auf einem Blockgletscher errichtet wurde. Durch das Abschmelzen von Eis im Inneren kam es zu teils beträchtlichen Setzungen im Bauwerk. Ein zweites Beispiel ist eine Straße, welche zum Ganzjahresskigebiet am Kaunertaler Gletscher führt. Diese Straße quert im oberen Bereich einen Blockgletscher, der durch Kriechbewegungen immer wieder Teile der Straße versetzt. Jene Bereiche müssen fast jährlich neu angelegt werden.

- Blockgletscher liefern wichtige Hinweise auf das Paläoklima bzw. auf Klimaänderungen.

- Nicht zuletzt sind Blockgletscher auch von wirtschaftlichem Interesse, da sie enorme Mengen an Wasser und Eis speichern können. Vor allem in der heutigen Zeit, wo Eisgletscher massive Rückzugsraten aufweisen, könnten Blockgletscher zu wichtigen Trinkwasserreservoirs werden. So bezieht z.B. die Gemeinde Nauders (Tirol, Österreich) einen Teil ihres Trinkwassers aus einem aktiven Blockgletscher (FIGL 2004).

4. UNTERSUCHUNGSMETHODIK

Untersuchungen des Aufbaues der Blockgletscher

Verschiedene Untersuchungsmethoden sind notwendig, um die Zusammensetzung des Schuttmantels und den Internbau eines Blockgletschers ermitteln zu können.

Korngrößenmessungen

Korngröße und Korngrößenverteilung des Schuttmantels beeinflussen vor allem die Permeabilität des Blockgletschers, was wiederum direkten Einfluss auf das hydrologische Verhalten des Blockgletschers hat. Generell kann gesagt werden, dass die Durchlässigkeit eines Schuttmantels höher ist, wenn mehr Grobanteil

vorhanden ist. Umgekehrt wird durch mehr Feinanteil die Permeabilität herabgesetzt. Auf einem Blockgletscher können die Korngrößen zwischen wenigen μm (Tonfraktion) und mehreren m (riesige Blöcke) schwanken. Meist sind direkt an der Oberfläche des Schuttmantels die größten Blockgrößen vorhanden. Der Feinanteil liegt tiefer im Schuttmantel, da er durch Niederschlagsereignisse schnell ausgewaschen wird. Im Stirn- und Flankenbereich des Blockgletschers „Im Kar“ wurden mehrere Korngrößenmessungen durchgeführt. Hier ist die Wahrscheinlichkeit, wenig ausgewaschenes Material zu erhalten, am größten.

Eisaufschlüsse

Im Zuge zahlreicher Begehungen wurden alle Blockgletscher im Kartierungsgebiet auf das Vorhandensein von Eisaufschlüssen untersucht. Immer wieder kann es durch Bewegungen oder Abschmelzprozesse zur Bildung von Öffnungen oder Hohlräumen (Thermokarst) kommen. Gerade der überdurchschnittlich warme Sommer 2003 war in dieser Hinsicht sehr aufschlussreich, da durch das massive Abschmelzen des Altschnees Bereiche untersucht werden konnten, die sonst oft sehr lange von Firnschnee bedeckt bleiben (perennierende Firnfelder). Im Wurmatal und im Wazekar wurden spektakuläre Eisaufschlüsse entdeckt.

BTS-Messungen

Temperaturmessungen an der Basis der winterlichen Schneedecke werden als BTS-Messungen („**b**ottom **t**emperature of winter **s**now cover“) bezeichnet. Aufgrund der isolierenden Wirkung der winterlichen Neuschneedecke erhält man, wenn man unter der Schneedecke an der Bodenoberfläche misst, aussagekräftige Werte der Temperatur des Untergrundes (HAEBERLI 1973). Auf diese Weise ist feststellbar, ob sich im Blockgletscher Eis befindet (intakter Blockgletscher) oder nicht (fossiler Blockgletscher). Bei Temperaturen unter -3°C ist Permafrost wahrscheinlich, bei -2°C bis -3°C möglich und über -2°C unwahrscheinlich. Bei aktiven Blockgletschern sind Temperaturen von -7°C bis -10°C durchaus üblich (BARSCH 1983). Bei dieser Methode werden meist mehrere kleine Temperaturmesssonden, sogenannte Logger, teilweise auf dem Blockgletscher und teilweise auf permafrostfreiem Untergrund im Herbst ausgelegt. Sobald die Temperaturmesssonden von einer mind. 1 m mächtigen Neuschneedecke bedeckt sind, schützt diese Schneedecke die Messsonden vor äußeren Witterungseinflüssen. Die Logger können ab diesem

Zeitpunkt quasi ungestört die Temperatur des Untergrundes aufzeichnen. Zu geringen Schwankungen kann es trotzdem kommen, da vor allem in grobblockigen Bereichen des Schuttmantels Luftzirkulationen möglich sind. Im Frühsommer, nachdem die schützende Schneedecke wieder abgeschmolzen ist, sind die Logger wieder den atmosphärischen Temperaturschwankungen ausgesetzt. Zu diesem Zeitpunkt werden sie wieder eingesammelt und mittels geeigneter Hardware ausgelesen und mittels des Microsoft Excel Kalkulationsprogramms ausgewertet.

Georadarmessungen

Georadar (Elektromagnetisches Reflexionsverfahren EMR, Ground Penetrating Radar GPR) ist ein aktives zerstörungsfreies Verfahren zur Untersuchung des Untergrundes. Dabei werden über eine Antenne hochfrequente elektromagnetische Impulse in den Untergrund eingespeist, die an Objekten und Schichtgrenzen reflektiert und/oder gestreut werden und wieder zur Empfangsantenne zurücklaufen. Es werden also zwei Antennen benötigt (bistatisches Radar). Die registrierten Daten werden elektronisch aufbereitet und auf einem Monitor als Radargramm wiedergegeben.

Mit diesem Verfahren lassen sich Objekte im Untergrund orten bzw. der stratigraphische Bau des Untergrundes darstellen, sofern der Kontrast zwischen der Dielektrizitätskonstante der zu detektierenden Struktur und der des umgebenden Materials hinreichend groß ist. Die laterale Position eines Objektes lässt sich anhand der Radargramme im Normalfall mit einer Genauigkeit von ± 10 cm angeben. Anhand der gemessenen Wellenlaufzeit und mittels eines zu erstellenden Geschwindigkeits-Tiefenmodells lässt sich aus den Radargrammen weiterhin die Tiefenlage der Objekte oder der Sedimentstrukturen ermitteln. Hierbei muss in Abhängigkeit von der Beschaffenheit des Untergrundmaterials (Wasser- bzw. Feuchtegehalt, Eisgehalt, Chemismus etc.) mit einem Fehler bei der Tiefenbestimmung von minimal 5% bis 10% der Tiefenlage des Objektes oder der Struktur gerechnet werden.

Der Abstand von der Sendeantenne zur Empfangsantenne wird in Abhängigkeit von der Frequenz des Sendesignals, der Absorption und der Zieltiefe gewählt. So beträgt dieser Abstand für eine Frequenz von 100 MHz typisch zwischen 0,5 und maximal 5 m. Die Laufzeiten der Wellen liefern Informationen über den Aufbau des Untergrundes.

Neben der zerstörungsfreien Messung liegt ein weiterer Vorteil der Bodenradartechnologie darin, dass die erzielbaren Eindringtiefen und Auflösegenauigkeiten durch den Einsatz unterschiedlicher Antennen mit verschiedenen Messfrequenzen abgestimmt werden können. Typische Nutzungsbereiche liegen bei Tiefen zwischen 0,5 m und 5 m, können aber bis zu 30 m und mehr ausgedehnt werden.

Zur Untersuchung der internen Struktur des Blockgletschers „Im Kar“ wurde das Georadarsystem GSSI Model 3200 MLF Antenna von Geophysical Survey Systems, inc. verwendet. Das komplette System besteht aus einer Sendeeinheit und einer Empfängereinheit inkl. Antennen, Verkabelung und der SIR 2000-Kontroll-Einheit, die ähnlich einem Outdoor-Laptop-PC aufgebaut ist. Die Länge der Antennen muss dabei auf die erforderliche Frequenz eingestellt werden. 15 MHz mit 6 m, 35 MHz mit 3,6 m und 80 MHz mit 1,2 m Antennenlänge stehen zur Auswahl. Im Zuge mehrerer Anwendungen stellte sich eine Frequenz von 80 MHz als die am besten geeignete heraus. Zudem erleichtert die geringe Antennenlänge von 1,2 m die Handhabung am Blockgletscher.



Abbildung 28: Georadarsystem, bestehend aus Sende- und Empfangseinheit incl. längenverstellbarer Antennen (orange), Batterien, Verbindungskabel und Laptop

Um aussagekräftige Profilschnitte zu erhalten, muss die gesamte Georadareinheit auf einer Profillinie über die Blockgletscheroberfläche geführt werden und in regelmäßigen Abständen, abhängig von der eingestellten Frequenz, Messungen durchführen. Vor Ort lassen sich bereits Untergrundstrukturen am Monitor erkennen („online“-Begutachtung). Die genaue Auswertung der Daten erfolgt dann später mittels spezieller Software.

Hydrologische Untersuchungen an Blockgletschern und Gletschern

Mehrere Faktoren sind für den hydrologischen Kreislauf im Kartierungsgebiet ausschlaggebend: Die winterliche Schneehöhe, die Größe des Einzugsgebietes, das Vorhandensein von Kargletschern und Firnfeldern, der Anteil an Lockermaterial, die Bodenverhältnisse inklusive der Vegetationsdecke und die Blockgletscher. Vor allem in intakten Blockgletschern (aktiv und auch inaktiv) sind enorme Mengen an Wasser in Form von Eis gespeichert. Zudem wirkt der Schuttmantel als hervorragender Filter,

sodass die an der Stirn des Blockgletschers entspringende Quelle Trinkwasserqualität besitzt. Durch hydrologische Untersuchungen ist man in der Lage, Aussagen über Blockgletscherart, Speichervermögen, Verweildauer, Abflussverhalten und Wasserbilanz zu erhalten.

Quelltemperaturmessungen

Hiermit können mit Hilfe der Wassertemperatur an Quellaustritten Aussagen über die Existenz von Permafrost oder Eis im Innern des Blockgletschers, gemacht werden. Liegt die Temperatur unter 1 °C, so ist die Existenz von Permafrost oder Eis wahrscheinlich, zwischen 1 und 2 °C möglich und über 2 °C mit einiger Sicherheit ausgeschlossen. Einige Autoren legen die Untergrenze für Permafrost schon bei 1 °C fest. Da intakte Blockgletscher Permafrostverhältnisse zeigen bzw. einen Eiskern besitzen, können somit indirekt Blockgletscher nachgewiesen werden.

Die Messungen werden unmittelbar am Quellaustritt durchgeführt, da sich das Wasser schon nach wenigen Metern oberflächlichen Abflusses erwärmt. Des Weiteren ist auf einen Mindestabstand von 100 m zu umliegenden Schneefeldern zu achten, weil sonst die Daten verfälscht werden. Messungen sollten bevorzugt an kompakten Quellen mit hohen Schüttungen und nicht an kleinen diffusen Quellaustritten durchgeführt werden. Messungen am Ende des Sommers liefern die sichersten Daten (HAEBERLI 1975)

Leitfähigkeitsmessungen

Die Elektrische Leitfähigkeit, welche in $\mu\text{S}/\text{cm}$ gemessen wird, gilt als ein Maß für die Verweildauer des Wassers im Blockgletscher und steigt indirekt proportional zur Abflussmenge. Während geringer Abflussraten zeigt die elektrische Leitfähigkeit in Blockgletschern also hohe Werte zwischen 80 und 120 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und bei hohen Abflussraten niedrige Werte zwischen 40 und 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Abflussmessungen

Mit Hilfe von Abflussmessungen sind Aussagen über Wasserbilanzen möglich. Diese wiederum liefern Daten über den Einfluss klimabedingter Temperaturschwankungen auf periglaziale Systeme. Aktive Blockgletscher besitzen am Fuße der Stirn meistens eine oder mehrere Quellen, die über Niederschlagswasser und Schmelzwasser aus dem Innern des Blockgletschers gespeist werden. Das Abflussverhalten eines

Blockgletschers hängt dabei vor allem vom Klima bzw. von der Witterung, der Oberflächenbeschaffenheit und vom Eiskern des Blockgletschers ab. Bei der Witterung spielen die winterliche Schneeakkumulation, der Wetterverlauf im Sommerhalbjahr ab Beginn der Schneeschmelze sowie sommerliche Starkniederschläge eine Rolle. Zusätzlich ist an schönen Sommertagen ein ausgeprägter Tagesgang beobachtbar.



Abbildung 29: Pegelmessstelle des "Im Kar" Blockgletscherabflusses. Hier werden die Daten vom Druckpegel auf einen Laptop überspielt

Zur Untersuchung des Abflussverhaltens eines Gletschers oder Blockgletschers wird im Gerinne unterhalb der Quelle eine so genannte Pegelmessstation errichtet, bestehend aus einer Druckpegelsonde inkl. Kunststoff-Schutzrohr und eines Datenrekorders bei manchen Messstellen. Ohne Datenrekorder muss die Sonde regelmäßig über einen Laptop ausgelesen werden. Die Druckpegelsonde misst den Druck der überlagernden Wassersäule und die Wassertemperatur. Einige Modelle messen zudem die elektrische Leitfähigkeit. Die Kalibrierung der Wasserstandshöhen mit den Abflussmengen erfolgt mittels Salzverdünnungsmethode.

Die Salzverdünnungsmethode ist besonders für Wasserläufe mit turbulenten Strömungen geeignet, an denen herkömmliche Methoden zur Abflussbestimmung nicht mehr eingesetzt werden können. Auch an weitverzweigten Wasserläufen, an

denen eine direkte Messung des Gesamtabflusses nicht möglich ist, wird die Salzverdünnungsmethode genutzt.

Bei der Messung wird 0,5 -1 kg Kochsalz in einem Kübel mit Bachwasser vollständig aufgelöst und als Momentaninjektion in den zu messenden Wasserlauf bzw. in einen Teilabfluss eingebracht. Bis der Tracer nach einer Fließstrecke von ca. 30 - 40 m den Messpunkt erreicht, vermischt er sich mit den anderen Teilläufen, wodurch auch bei Einspeisung des Tracers in einen Teilabfluss Daten für den Gesamtabfluss gewonnen werden können. Am Messpunkt wird mit dem Messgerät Q-Trace der Firma Logotronic der Durchgang der „Tracerwolke“ aufgezeichnet, indem im Sekundenintervall die Leitfähigkeit des Wassers ermittelt wird. Nach einem Ansteigen der Kurve erreicht die Leitfähigkeit des Gesamtabflusses ein Maximum und nimmt dann stetig wieder ab. Die Messung wird erst beendet, wenn die Leitfähigkeit ihren Ausgangswert erreicht hat. Über die maximale Leitfähigkeit wird der Gesamtabfluss berechnet und automatisch angezeigt (Berger 2002).

Grundlage für die Erstellung der Eichkurve (W-Q-Kurve, Wasserstand-Abfluss-Kurve) bilden die Messwertpaare der durch die Salzverdünnungsmethode ermittelten Abflüsse und der zeitgleich gemessenen Wasserhöhen am Pegel. Um eine exakte Kalibrierung zu ermöglichen, sollten die mit der Salzverdünnungsmethode erhobenen Daten die gesamte Spanne der Abflussschwankungen erfassen. Den in einem Microsoft Excel Diagramm dargestellten Messwerten wird eine lineare, exponentielle oder logarithmische Funktion (Kalibrierungskurve) zugeordnet, die pegelspezifisch ist, und mit der eine Umrechnung der Wasserhöhen in Abfluss durchgeführt werden kann (BERGER 2002).

Tracerversuche

Um die Durchflussrate eines Blockgletschers ermitteln zu können, speist man gut sichtbare Farbstoffe (z. B. Uranin) im Wurzelbereich des Blockgletschers ein und misst die Zeit bis zum Austritt des gefärbten Wassers an der Blockgletscherquelle. Etwa 100 g rotes Uranin-Pulver wird hierbei in 5 l Wasser aufgelöst, wobei ein Farbwechsel von rot über orange nach hellgrün stattfindet. Der Tracer wird dann an einer geeigneten Stelle des Blockgletschers, möglichst im Bereich der Wurzelzone, in einen lokalisierbaren Abfluss eingebracht. Dann wartet man an der Blockgletscherquelle auf das Erscheinen des mittlerweile oft stark verdünnten

Tracers. Die Färbung der durchfließenden Tracerwolke wird dabei anfangs immer stärker, um gleich darauf nach Erreichen des Peaks wieder schwächer zu werden. Ausschlaggebend für die Verweildauer des Farbstoffes im Blockgletscher ist der Zeitraum vom Einbringen des Tracers bis zum Erscheinen des Peaks an der Blockgletscherquelle. Dividiert man die zurückgelegte Fließstrecke des Tracers durch die gemessene Verweildauer, so erhält man die mittlere Durchflussgeschwindigkeit. Typische Werte hierfür sind 3 - 4 m/min.



Abbildung 30: Durch den Farbtracer Uranin grellgrün gefärbtes Wasser eines Blockgletscher-Abflusses (Rosskar, Amberger Hütte)

5. ERGEBNISSE WURMETAL

Das Wurmatal bildet den südlichsten Abschnitt des Arbeitsgebietes. Begrenzt wird es im N vom Gratverlauf, welcher vom Brantweinboden nach E bis zu den Hapmesköpfen zieht. Im S bildet der Gratverlauf Äußerer Bliggkopf (2896 m)-Bliggspitze (3454 m) die Grenze. Westlich des Wurmetales befindet sich die Talstufe des Kaunertales und im E bildet der Gratverlauf von den Hapmesköpfen (3237 m und 3241 m) über das Wurmtaler Joch, den Wurmtaler Kopf (3228 m), die Eiskastenspitze (3373 m) und die Bliggspitze (3454 m) die Grenze. Die Fläche umfasst somit rund 6 km². Der Eingang des Wurmetales befindet sich oberhalb der Talstufe auf 2270 m Seehöhe.

Der umgebende Festgesteinsrahmen besteht zum Großteil aus Paragneisen mit Ausnahme der nördlichen Flanke der Eiskastenspitze und zweier kleinerer Bereiche weiter westlich, wo helle Granitgneise aufgeschlossen sind.

Zu erreichen ist das Wurmatal über den Wanderweg, der an der Kaunertaler Gletscherstraße unterhalb des Hapmeswaldes beginnt. Nach ca. 1,5 h erreicht man den Offenbacher Höhenweg, der in das Wurmatal hineinzieht.

In quartärmorphologischer Hinsicht ist das Wurmatal mannigfaltig aufgebaut: Ganz im W sind beispielhaft ausgeprägte Seitenmoränenwälle aufgeschlossen, innerhalb derer sich Permafrostareale mit Thufur bilden konnten. Weiter östlich sind Endmoränenwälle einer postglazialen Vereisung erhalten inkl. Toteislöchern, von denen eines von einem Bergsee aufgefüllt wird. Nördlich des Bergsees erkennt man einen fossilen Blockgletscher, den Schafleger-Blockgletscher. Der Talschluss ist zweigegliedert mit einem südöstlichen, teils noch vergletscherten Bereich und einem nordöstlichen Bereich, der vor allem vom großen „Im Kar“ Blockgletscher beherrscht wird.

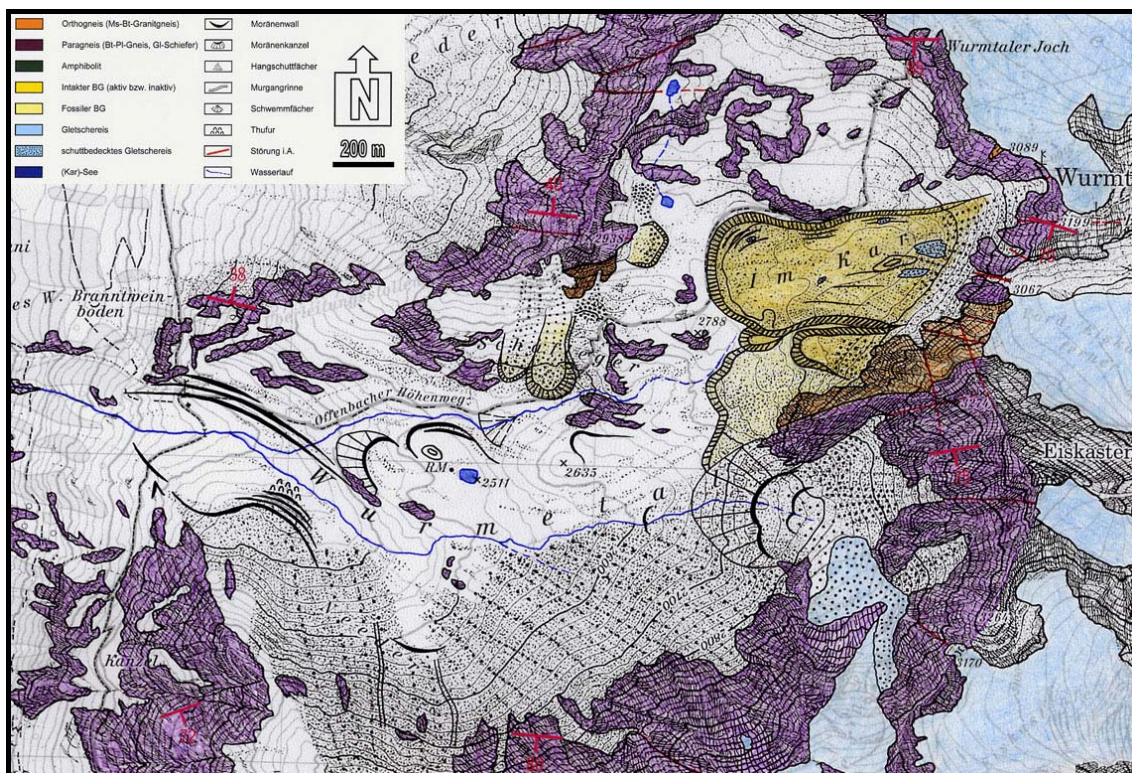


Abbildung 31: Geologisch-morphologische Detailkarte des Wurmetales auf Basis der AV-Karte 30/3

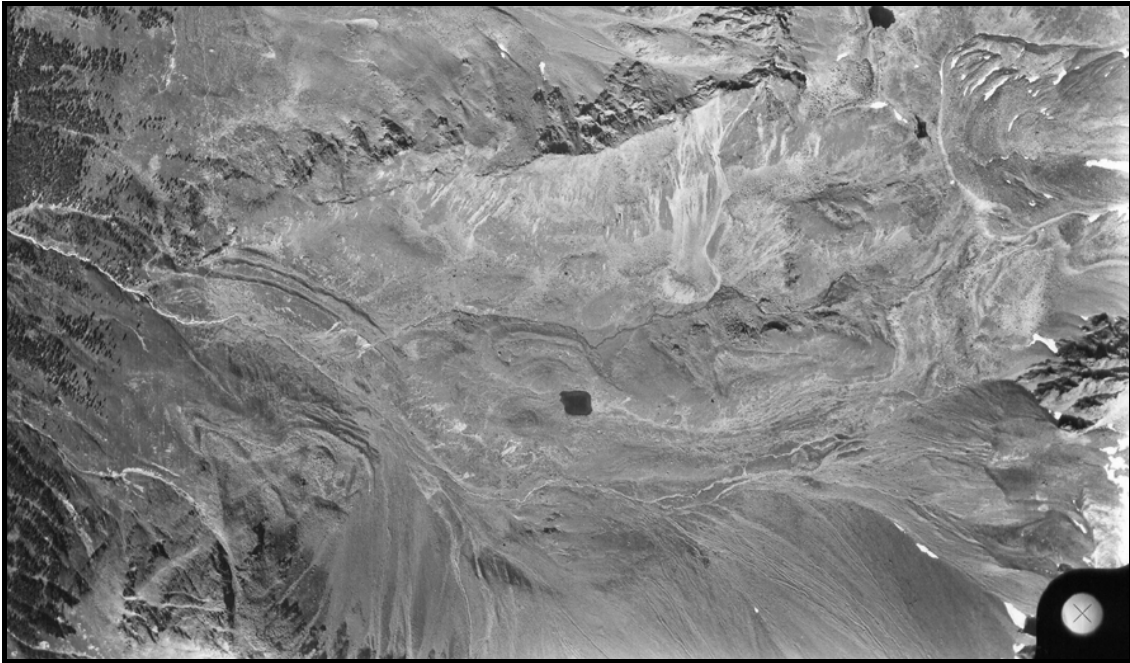


Abbildung 32: Schwarzweiß-Luftbild des Wurmmetales, Befliegung 1954 (Quelle: BEV Wien)

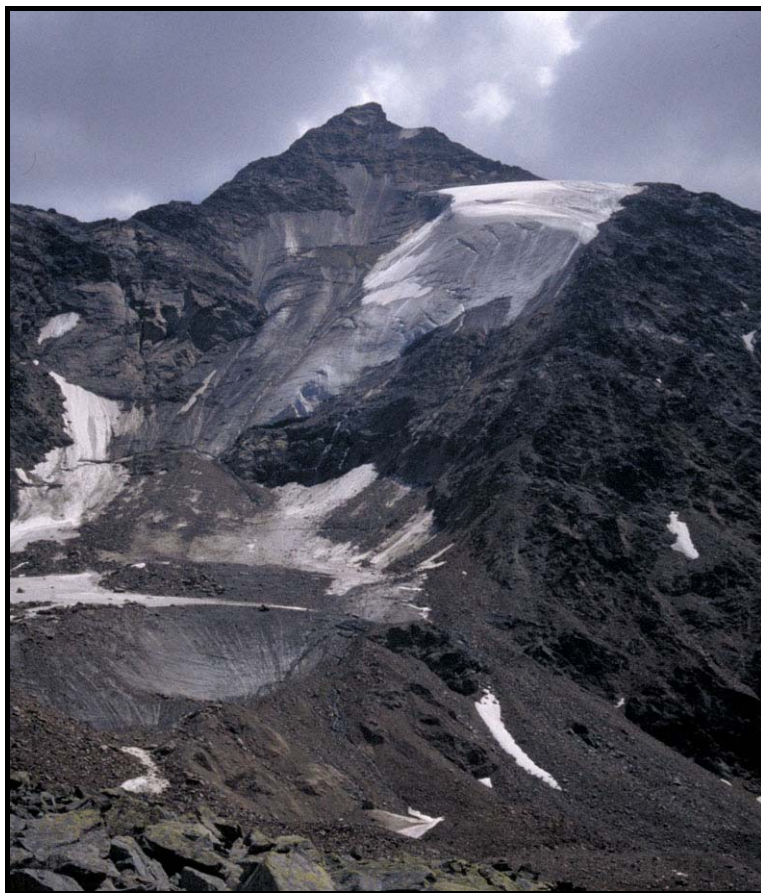


Abbildung 33: Der Bliggferner im Sommer 2003: Große Teile des Gletschers sind bereits schneefrei. Sehr viel Schuttmaterial wird aufgrund der starken Ausschmelzung während dieses überdurchschnittlich warmen Sommers auf der unteren Gletscheroberfläche abgelagert

Gletscher und Moränenwälle

Im südöstlichen Talschluss befindet sich der einzige noch vorhandene Kargletscher des Würmetales, der Bliggferner. Er liegt westlich der Bligg Spitze und besteht im tieferen Bereich aus drei getrennten Gletscherzungen, wobei zwei nach W in Richtung „Auf Bligg“ exponiert sind und nur die dritte, aber größte Zunge in Richtung Wurmatal abfließt. Dieser Teil des Gletschers, der von der Bligg Spitze in Richtung N fließt und somit innerhalb des Arbeitsgebietes liegt, hat eine ungefähre Fläche von 0,12 Quadratkilometern und liegt auf einer Seehöhe von 2850 bis 3230 m. Westlich dieser Zunge ist auf der AV-Karte noch ein großes, steiles Eisfeld eingezeichnet, welches jedoch seit den 80er Jahren stark abschmolz, sodass heute nur mehr ein winziges Eisfeld von wenigen Zehnermetern Breite übrig ist. Die durchschnittliche Neigung der Bliggfernerzunge im Arbeitsgebiet beträgt im unteren Teil des Gletschers ca. 20° und im oberen Teil ca. 40 bis 50°. Dazwischen apert ein Felsriegel immer weiter aus, sodass im Sommer 2003 eine Verbindung zwischen oberem und unterem Abschnitt nur mehr ganz im E bestand. Kleine Eislawinen stürzen vom oberen Gletscher immer wieder auf den unteren Bereich und werden dort vom Gletscher wieder einverleibt. Im Nahbereich der Zunge kommt es im Sommer häufig zu starkem Steinschlag aus den umgebenden Felsflanken. Der flache Teil des Gletschers ist deshalb teilweise von Schutt bedeckt. Über den Bergschrund und Spalten kommt ebenfalls Schuttmaterial ins Innere des Gletschers. Im Vorfeld des Kargletschers lassen sich zwei hintereinander liegende Endmoränenstände kartieren. Ein schwach ausgeprägter Wall ca. 200 m vor dem Zungenende, der mit großer Wahrscheinlichkeit den 1920er-Stand markiert und ein als gewaltige Moränenkanzel ausgebildeter Wall wiederum ca. 200 m vor dem kleinen Wall, der sicherlich mit den Vorstößen der kleinen Eiszeit korrelierbar ist.

In der Umgebung des kleinen Bergsees (2511m Seehöhe) sind zwei ausgeprägte Endmoränenwälle aufgeschlossen, wobei der südwestliche Wall als Moränenkanzel ausgebildet scheint. Für deren Morphologie spielt jedoch auch eine Geländestufe im Untergrund mit anstehendem Paragneis eine gewisse Rolle. Der Bereich hinter den Moränenwällen ist durch leichte Senken und Gräben gekennzeichnet, deutliche Merkmale von ehemaligem Toteis im Untergrund. Durch das Abschmelzen der Eiskörper im Untergrund kam es zu einem Volumsverlust, der durch Senken und Mulden an der Erdoberfläche sichtbar wird. Die größte Mulde ist mit einem bis zu 1 m

tiefen Bergsee aufgefüllt, dessen Wasser zur Gänze aus Niederschlagswasser bestehen muss. Das Fehlen eines Zuflusses und die extrem niedrige elektrische Leitfähigkeit von $16 \mu\text{S}/\text{cm}$ deuten darauf hin.

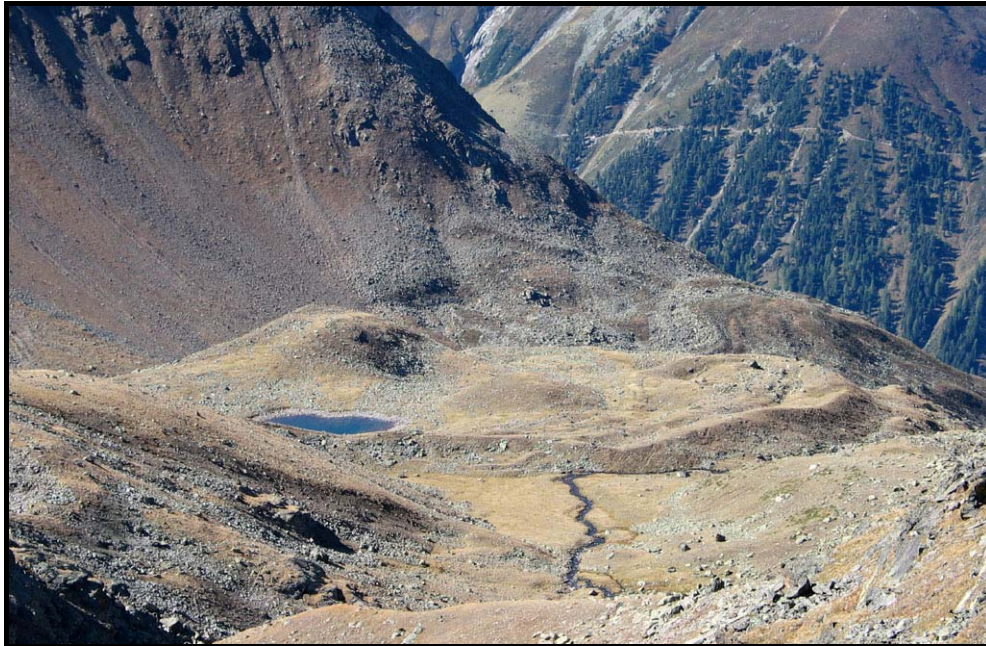


Abbildung 34: Blick in Richtung SW auf den durch ein Toteisloch entstandenen Bergsee (2511 m Seehöhe) und die umliegenden Endmoränenwälle. Im Hintergrund die orographisch linken Seitenmoränen des Wurmetales

Modellhaft ausgebildete Seitenmoränenwälle sind ganz im W des Wurmetales erhalten. Auf der orographisch linken Talseite unterhalb der so genannten "Kanzel" sind vier hintereinanderliegende, gebogene Wälle sichtbar, wovon die älteste, orographisch äußerst linke Moräne bis in die Talstufe in Richtung Kaunertal hinabzieht. Die Moränenwälle sind infolge von Solifluktion überformt, d.h. aufgrund von Kriechbewegungen im diskontinuierlichen Permafrost sind sie leicht abgesackt.



Abbildung 35: Die orographisch rechten egesenzeitlichen Seitenmoränenwälle, Blickrichtung W

Auf der gegenüberliegenden, orographisch rechten Talseite sind auf einer Länge von ca. 800 m drei Seitenmoränenwälle erhalten. Sie und die linksseitig gelegenen Moränen gehören laut KERSCHNER (1978) höchstwahrscheinlich dem Egesenstadium (endendes Spätglazial, 11.000-11.800 BP, entspricht Jüngerer Dryas) an. Entscheidungskriterien hierfür sind die Höhenlage von ca. 2300 Metern, der Böschungswinkel von etwa 1:2 bis 1:1,5 und das Fehlen eines Kleinreliefs im Gegensatz zu den Daunmoränen. In der Nähe der Mündungsstufe biegen sie zum Wurmbach hin ein und zeigen an, dass zur Zeit des Egesenmaximalstandes kein Eiskontakt mit dem Kaunertalgletscher mehr bestand. Die Schneegrenze (im Sinne von „mittlerer Höhe der Gleichgewichtslinie im Schnitt über einen längeren Zeitraum“) lag während des Egesenstadiums ungefähr 170-240 m tiefer als zur Zeit des Gletscherhochstandes von 1850 (MAISCH 1982).

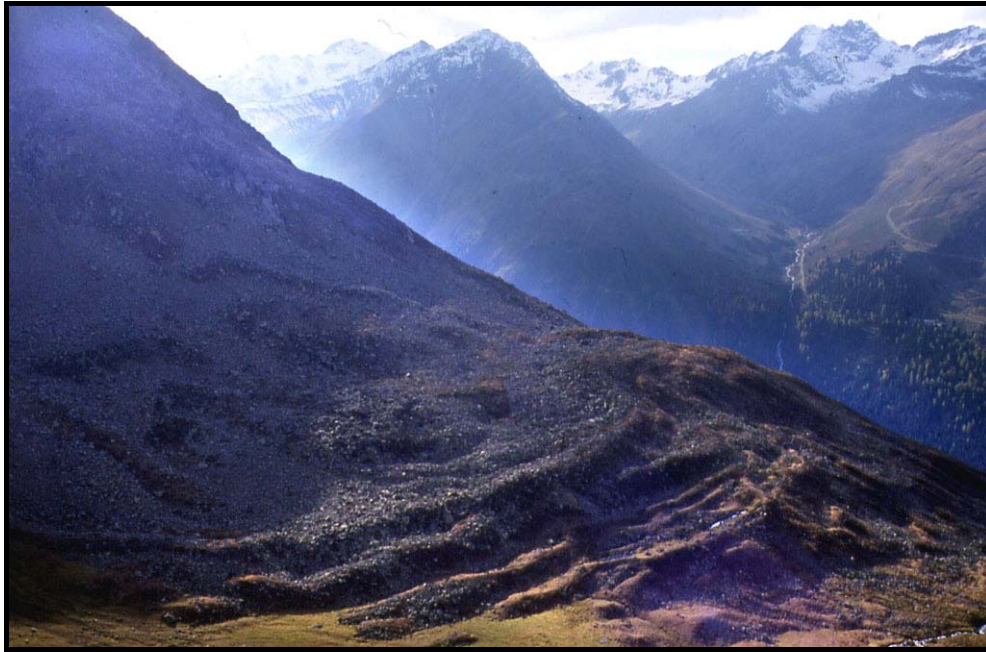


Abbildung 36: Blick auf die orographisch linken, solifluidal überformten Seitenmoränenwälle im SW des Wurmmetales

Weitere, schwächer ausgeprägte Moränenwälle bzw. moränenartige Wälle findet man im Wurmatal etwas südlich des Punktes 2788 m, im Needer auf ca. 2500 m Seehöhe und etwas nordöstlich des Punktes 2635 m. Ein weiterer moränenartiger Wall liegt im Vorfeld der Bliggferner-Moränenkanzel auf ca. 2610 m Seehöhe.

Thufur

Im diskontinuierlichen Permafrostbereich des Wurmmetales konnten sich kuppelförmige Erdbülten bilden. Diese auch Thufur genannten Bildungen findet man im Bereich Needer (volksmundlicher Ausdruck für „Schattenseite“) etwas unterhalb der orographisch linken Seitenmoränen auf einer Seehöhe von 2330 m bis 2350 m. Sie haben einen Durchmesser von ca. 30 bis 60 cm, sind im Schnitt ca. 25 cm hoch und treten verteilt zwischen größeren Gesteinsblöcken auf. Die Umgebung ist hier oft vernässt und schattig und bietet somit günstige Voraussetzungen für die Bildung dieser durch Tau- und Wiedergefrierprozesse entstandenen Erscheinungen. Die Neigung des Geländes hier ist unterschiedlich. In der Nähe der Seitenmoränen beträgt die Neigung ca. 25°, weiter nördlich beim Wurmebach wird das Gelände mit durchschnittlich 10 ° sehr flach.



Abbildung 37: Thufurbildung unterhalb der orographisch linken Seitenmoränenwälle im Wurmatal. Das Gelände hier ist für die Bildung von Thufur außergewöhnlich steil



Abbildung 38: Blick in Richtung E auf den Blockgletscher "Im Kar". Deutlich erkennt man die geringe Neigung dieses "ice cored rock glaciers", das ausgeprägte Oberflächenrelief und das petrologisch unterschiedliche Schuttmaterial

5.3. Blockgletscher

Der größte aktive Blockgletscher im Kartierungsgebiet befindet sich im nordöstlichen Talschluss des Wurmetales. Der Blockgletscher „Im Kar“ misst in N-S-Richtung 400 m und in W-E-Richtung 700 m. Seine Gesamtfläche beträgt somit rund 0,28 km². Sein Einzugsgebiet reicht vom Wurmtaler Kopf im N bis zu den Orthogneisabbrüchen der Eiskastenspitze. Die bis zu 20 m hohe Stirn liegt ungefähr auf 2800 m Seehöhe und ist stellenweise über 40° steil. Die Oberfläche ist im vorderen Abschnitt des Blockgletschers stark strukturiert mit ausgeprägten transversalen Rinnen und Kämmen, was auf Bewegungen und Kompression vor allem im nördlichen Teil schließen lässt. Hier wird der Blockgletscher von einem Festgesteinssockel an einem weiteren Vorwandern gehindert.

Am südlichen Ende des Blockgletschers kommt es aufgrund einer Versteilung des Untergrundes zu scheinbar stärkeren Bewegungen, hier hat sich ein kleiner Teilbereich des Blockgletschers („Zwickel“) von der Hauptmasse abgesetzt und liegt nun ca. 20 m tiefer. Im Wurzelbereich des Blockgletschers „Im Kar“ befindet sich eine ausgeprägte Depression mit verringerter Schuttbedeckung. Hier konnte sich aufgrund der zunehmenden Steilheit des darunter liegenden Eiskernes nur wenig Schuttmaterial an der Oberfläche halten. Der meiste Schutt folgte der Gravitation und lagerte sich weiter unten im horizontalen Bereich des Blockgletschers ab. Aber auch Altschneereste, die in manchen Jahren über den Sommer nicht vollständig abschmelzen, verhindern eine ausgedehnte Akkumulation von Schutt. Wenige m südlich der Depression befindet sich ein ca. 15 m hoher longitudinaler Rücken, wobei die genaue Entstehung dieses Rückens nicht vollständig geklärt werden konnte. Durch Ausheben eines 2 m langen Grabens konnte festgestellt werden, dass am Top des Rückens in 1 m Tiefe kein Eis vorhanden ist, während in der Umgebung des Rückens sehr wohl Eis unter einer nur wenige dm mächtigen Schuttschicht gefunden werden konnte.

Der Schuttmantel des Blockgletschers „Im Kar“ ist meist 1 bis 2 m mächtig, die geringsten Schuttmächtigkeiten werden im hintersten Bereich angetroffen. Hier ist die Schuttlage oft nur wenige dm dick. Die Blockgrößen betragen meist mehrere dm bis 1,5 m, einzelne Blöcke erreichen jedoch bis zu 5 m im Durchmesser. Feinkörnige Bereiche sind an der Oberfläche vor allem auf den Stirnbereich beschränkt.

Südlich des Blockgletschers „Im Kar“ auf einer Seehöhe von 2800 m befindet sich der doppelappige Eiskasten-Blockgletscher mit einer ungefähren Fläche von 0,03

km² (siehe Abbildung 24). Auch er gilt als aktiv, die ca. 40° steile Stirn ist bis zu 15 m hoch und steinschlägig. Er bezieht sein Schuttmaterial vor allem vom Orthogneiszug der Eiskastenspitze und überfährt langsam einen inaktiven bis fossilen, älteren und mächtigen Blockgletscher, den „Überfahrenen Blockgletscher“, welcher vom Blockgletscher „Im Kar“ im N bis zur Moränenkante des Bliggferners im S reicht. Dieser im N auch von Blockgletscher „Im Kar“ überfahrene Blockgletscher weist Kriterien eines inaktiven bis fossilen Blockgletschers auf, wie auftretende niedere Vegetation mit Flechten, Moosen und Gräsern auf der Blockgletscheroberfläche, eine etwas flachere Stirn von ca. 35 °, relativ tiefe BTS-Werte von -3 bis -4°C und eine diffuse temporäre, aber kalte Blockgletscherquelle mit einer Wassertemperatur von nur 1,1° C. Bei dieser temporären Quelle kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass es sich um Wasser des „Eiskasten Blockgletschers“ handelt. Allerdings wäre ohne Eiskontakt dieser Abfluss sicherlich erwärmt worden. Im Bereich des Wurmetales sind zudem auch mehrere fossile Blockgletscher erhalten, wobei der Schafleger Blockgletscher hier näher beschrieben wird.



Abbildung 39: Die Oberfläche des fossilen Blockgletschers "Schafleger" ist eingesackt und wird langsam von den darüber liegenden Schutthalden verschüttet

Der Schafleger- Blockgletscher liegt auf ca. 2560 Meter Seehöhe und ist nach S exponiert. Er bildet eine piedmontförmige (spachtelförmige) Zunge aus. Der Bereich

hinter der Stirn ist aufgrund des abgeschmolzenen Eises eingesunken. Der Stirnbereich ist ca. 20 m hoch, teils bewachsen und weist einen hohen Anteil an feinkörnigem Sediment auf, durchsetzt mit größerem Gesteinsmaterial. Sein ehemaliges Einzugsgebiet befand sich nördlich des Blockgletschers. Auch heute noch kommt es zur Ablagerung von Gesteinsschutt durch aktive Schutthalden auf seiner Oberfläche. Diese Schutthalden ernähren jedoch nicht den Blockgletscher, sondern füllen nur langsam seine eingesunkene Oberfläche auf.

5.4. Untersuchungen an Blockgletschern und am Bliggferner

5.4.1. Korngrößenverteilung

Zur Beschreibung der Oberflächentextur wurden an drei Stellen des Blockgletschers „Im Kar“ und des „Überfahrenen Blockgletschers“ Messungen der Blockgrößen des Schuttmantels durchgeführt. Die erste Messung erfolgte an der Blockgletscheroberfläche in der Nähe der Stirn. Die zweite Messung erfolgte nahe der Stirn des „Überfahrenen“ Blockgletschers. Messung 3 erfolgte auf dem etwas vom Hauptlappen des „Im Kar“ Blockgletschers abgesetzten Teil („Zwickel“). Die genaue Lage der drei Probenpunkte G (grün) ist in der geomorphologischen Detailkarte dargestellt.

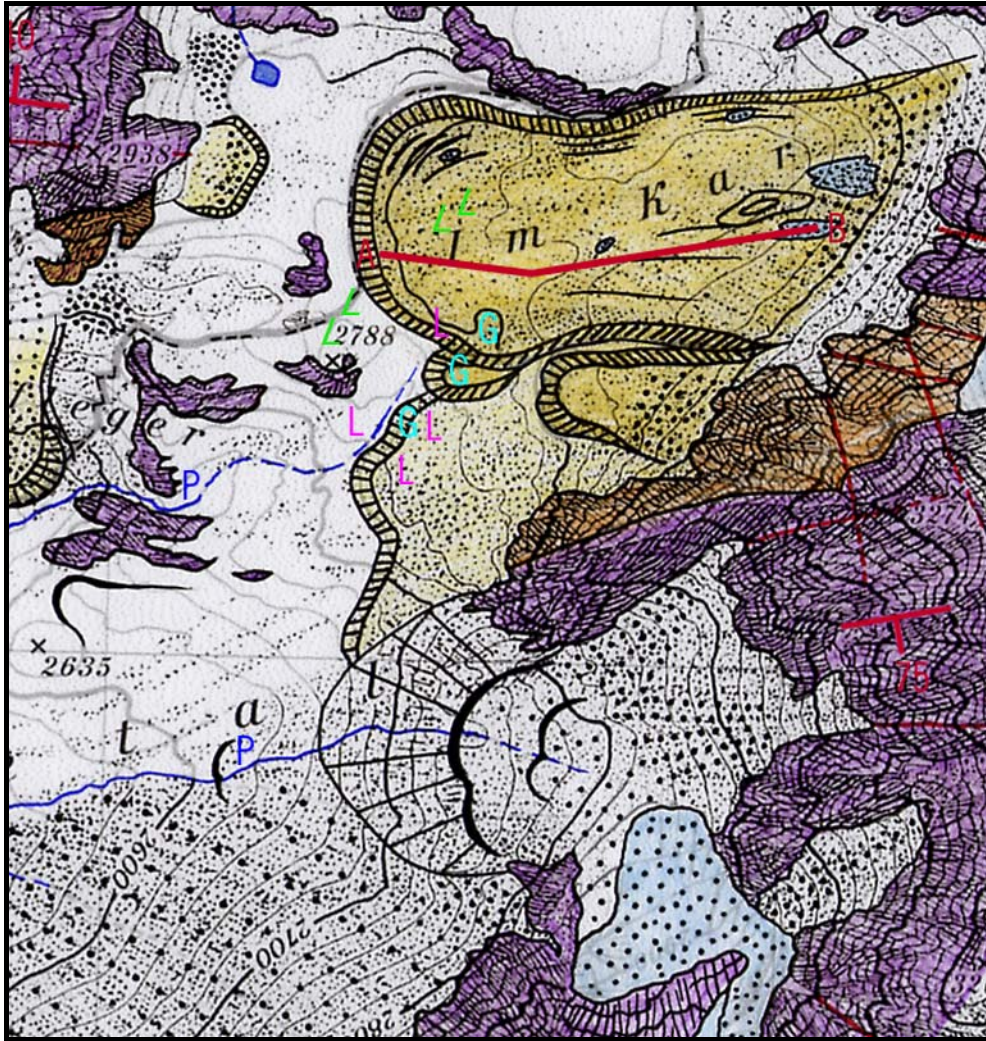


Abbildung 40: Geologisch-morphologische Detailkarte der Blockgletscher-Vergesellschaftung im Wurmatal mit Lagepunktverzeichnis: G(grün) = Lagepunkte der Korngrößenmessungen, L(grün) = Lage der BTS-Logger im Winter 2001-2002, L(violett) = Lage der BTS-Logger im Winter 2002-2003, P(blau) = Pegelmessstellen der Abflussmessungen, Linie(A-B) = Position des Georadar-Längsprofils. Bildbreite 1400 m

Pro Blockgrößenmessung wurden innerhalb von etwa 2 m² 100 Blöcke entlang ihrer Längsachse mittels Maßband vermessen. Anschließend erfolgte eine statistische Erfassung der einzelnen Blocklängen in Klassen von 0 bis 10cm, 11 bis 20 cm,... und die Darstellung in einem Säulendiagramm.

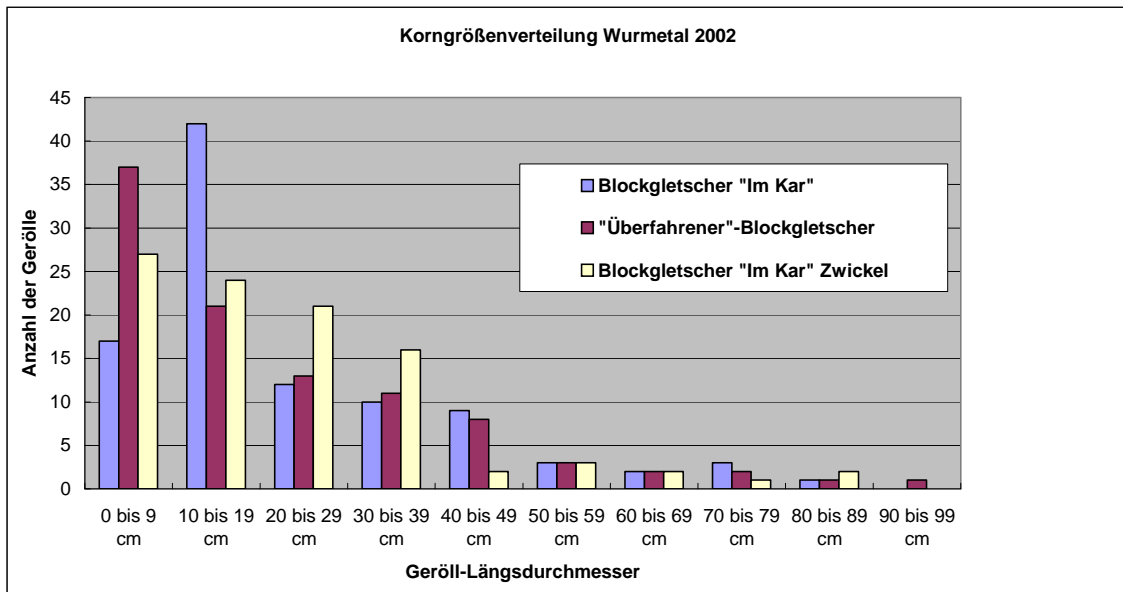


Abbildung 41: Korngrößenverteilung der Blockgletscher im Wurmatal

Bei Betrachtung der im Wurmatal erhobenen Datensätze erkennt man die starke Variation der Blockgrößen auf kleinstem Raum an allen drei Messpunkten. Am Probenpunkt des Blockgletschers „Im Kar“ dominieren Korngrößen von 10-19 cm. Am zweithäufigsten sind Korngrößen von 0-9 cm, gefolgt von den größeren Fraktionen. Im Gegensatz dazu besteht der überwiegende Geröllanteil an der Entnahmestelle des „Überfahrenen Blockgletschers“ aus der Kornfraktion 0-9 cm. Die Anzahl der übrigen Geröllgrößen nimmt dann sukzessive in Richtung größerer Durchmesser ab. Den gleichen Trend zeigt die Beprobung des „Zwickel“-Bereiches des „Im Kar“ Blockgletschers. Auch hier ist die Kornfraktion 0-9 cm am stärksten vertreten. Weiters stark vertreten sind die Kornklassen 10-19 cm, 20-29 cm und 30-39 cm. Größere Gerölle sind nur mehr sporadisch vertreten. Der Trend von dominierenden Blockgrößen zwischen 0 und 20 cm ist für die Lage der Beprobungsstellen nahe der Blockgletscherstirn nicht untypisch.

Eisaufschlüsse

Der Blockgletscher „Im Kar“ wurde im Zuge der Diplomarbeit mehrmals genau abgegangen, um Hinweise auf Eis im Innern des Blockgletschers zu erhalten.

Am 8. Juli 2002 wurde im Zuge von Tracerversuchen im mittleren Bereich des Blockgletschers „Im Kar“ eine Stelle gefunden, wo Oberflächenwasser an der Basis der hier ca. 0,5 m mächtigen Schuttlage entdeckt wurde. Nach Freilegung des oberflächlichen Gerinnes wurde ein mindestens 0,5 m mächtiges, nicht nach unten

weiter verfolgbares Stück reines Kerneis entdeckt. Leider konnte das Eis durch immer wieder einstürzendes Schuttmaterial nicht weiter freigelegt werden. Trotzdem konnte eine lagige Struktur und mittlere Körnigkeit des Eises festgestellt werden, was auf Gletschereis schließen lässt.

Im Sommer 2003 konnte an dieser Stelle nur mehr der oberflächliche Abfluss akustisch gefunden werden. Der Eisaufschluss war inzwischen verbrochen.

Während einer weiteren Begehung im August 2003 wurde am nordöstlichen Blockgletscherrand eine höhlenförmige Eisspalte entdeckt, welche eindeutig als Gletschereis identifiziert werden konnte. Reines, grobkörniges Gletschereis war hier durch Abschmelzvorgänge freigelegt worden. Es war zu diesem Zeitpunkt sogar möglich, in das Innere dieser Spalte zu klettern, deren Innenraum mehrere m³ Platz bot.

Weitere, kleine Eisaufschlüsse wurden im Bereich der Wurzelzone entdeckt. Hier beträgt die Schuttbedeckung nur wenige Dezimeter. Immer wieder kommt es hier durch das Abrutschen von Gesteinsmaterial zur Freilegung der Eisoberfläche. Unterhalb der Eiskastenspitze lassen sich zudem Reste einer Hangvereisung ausmachen. Ob diese Hangvereisung in Kontakt mit dem Kerneis des Blockgletschers steht, ist wahrscheinlich, konnte jedoch nicht bestätigt werden.



Abbildung 42: Unter Wasser befindlicher Eisaufschluss, der während eines Tracerversuches am 8. Juli 2002 an der Blockgletscheroberfläche entdeckt wurde



Abbildung 43: Entdeckung einer Eishöhle im August 2003 am Blockgletscher "Im Kar". Das Kerneis weist keinerlei Schutteinschlüsse auf. Bildbreite ca. 2 m

Georadarmessungen

Am Blockgletscher „Im Kar“ wurde durch Prof. Krainer, Mag. Mostler und 3 Helfern am 25. September 2003 eine Georadarmessung durchgeführt. Schon der dreistündige Anmarsch (über 1000 Höhenmeter) gestaltete sich aufgrund des hohen Gewichts der kompletten Georadareinheit (über 60 kg) als ziemlich anstrengend. Abgegangen wurde zuerst ein 800 m langes Längsprofil. Für diese Messung wurde eine Frequenz von 80 MHz eingestellt, um eine maximale Tiefenreichweite von ungefähr 30 m zu erhalten. Entsprechend der Frequenz musste die Länge der Stabantennen auf 120 cm eingestellt werden. Für die Durchführung der Messung selbst ist bei schwierig begehbaren Oberflächen wie hier ein Team von 5 Personen ideal: Je eine Person trägt die Sende- und Empfangseinheit und das Kabel, eine Person betätigt den Laptop, und der 5. Mann gibt die Bewegungsrichtung vor. Sehr hilfreich ist hierbei ein 50 m-Maßband, um eine exakte Profillinie zu erhalten.

Der Start der Messung erfolgte im zentralen Stirnbereich unmittelbar hinter der Stirn (siehe Abbildung 40, Punkt A). Daraufhin wurde in regelmäßigen Abständen eine Messung eingebracht und die Profillinie in Richtung ENE abgegangen. Nur einmal musste die Richtung aufgrund der Morphologie des Blockgletschers leicht geändert werden. Nach über 200 Messungen und 800 m Horizontaldistanz konnte das Längsprofil im Bereich der Wurzelzone beendet werden (Endpunkt B). Der sonst im

Allgemeinen 1 bis 2 m mächtige Schuttmantel ist hier praktisch nicht mehr vorhanden. Der Eisuntergrund ist hier direkt sichtbar, ein wertvoller Hinweis für die spätere Interpretation des Messergebnisses.



Abbildung 44: Georadarmessung am Blockgletscher "Im Kar"

Das Querprofil wurde daraufhin mittels anders eingestellter Frequenz, Antennenlänge und somit Tiefenreichweite abgegangen. Es startete im nördlichen Bereich hinter der Stirn und lief quer über den Blockgletscher nach S.

Auswertung der Georadarmessungen

Die Daten der beiden Messungen wurden später im Geologischen Institut von Prof. Krainer und Mag. W. Mostler mittels geeigneter Software ausgewertet.

Längsprofil

Die Auswertung des Längsprofils ergab interessante Erkenntnisse über die Internstruktur des Blockgletschers „Im Kar“:

Mehrere Grenzflächen konnten ausgeschieden werden:

Die 1. Grenzfläche befindet sich Nähe der Oberfläche und ist an einigen Stellen kupiert. Im vordersten Bereich des Blockgletschers, also dort, wo die Messung startete (Punkt A), beträgt der Abstand zwischen Oberfläche und 1. Grenzfläche ca.

2,5 bis 3m. Dies dürfte die Mächtigkeit des Schuttmantels in der Nähe der Blockgletscherstirn darstellen. Weiter östlich nach Abschreiten einer Profillänge von ungefähr 200 m, kommt es zum Schwanken der Mantelmächtigkeit zwischen 2 und 3m. Genau hier war das Begehen des Blockgletschers eindeutig erschwert, da in diesem Bereich die Oberfläche stark strukturiert ist und Mulden und Kämmen aufweist. Ein weiterer markanter Bereich liegt bei ca. 400 m. Hier wurde 2003 ein Eisaufschluss entdeckt, der jedoch später wieder verstürzt ist. Dieser Bereich zeigt auf dem Radargramm eine ebenfalls geringere Schuttmächtigkeit.

Zwischen 500 und 600 m von Startpunkt A verringert sich die Mächtigkeit des Schuttmantels zusehends, um dann, wie erwartet, bei 800 m, dem Ende B der Profillinie, gegen Null zu gehen.

Die 2. Grenzfläche schwankt auf dem Radargramm zwischen 8 und 22 m. Der Bereich dazwischen wird als Eiskörper gedeutet. Ob es sich um reines Gletschereis oder verunreinigtes, Schutt enthaltendes Eis handelt, kann nicht eindeutig gesagt werden. Viele Hinweise deuten jedoch daraufhin, dass es sich hierbei um mehr oder weniger reines Gletschereis handelt. Die Mächtigkeit dieses Eiskörpers schwankt zwischen ca. 5 und 20 m, was einerseits auf das Abschmelzen im Bereich der Wurzelzone aufgrund fehlender Schuttbedeckung und andererseits auf die unruhige Topographie des Untergrunds zurückzuführen ist. Erwartungsgemäß die größten Mächtigkeiten befinden sich im vorderen Bereich des Blockgletschers. Im Bereich 500 bis 600 m lassen sich zudem 3 listrische Scherflächen erkennen, die bis in eine Tiefe von ca. 7 m reichen. Hier laufen sie fast horizontal aus.

Der Bereich zwischen 3. und 4. Grenzfläche wird als grundmoränenähnliche Struktur interpretiert, deren Mächtigkeit im Schnitt 3m beträgt, aber vor allem im Bereich 200m hinter Punkt A starke Schwankungen zwischen 2 und 6 m aufweist. Ab ca. 350 m nach Startpunkt A behält sie eine Mächtigkeit von 2 bis 4 m.

Der Bereich unterhalb der 4. Grenzfläche wird als Festgesteinsuntergrund (bedrock) gedeutet. Er ist im vorderen Drittel stark übertieft, mit größter Wahrscheinlichkeit aufgrund glazialer Erosion.

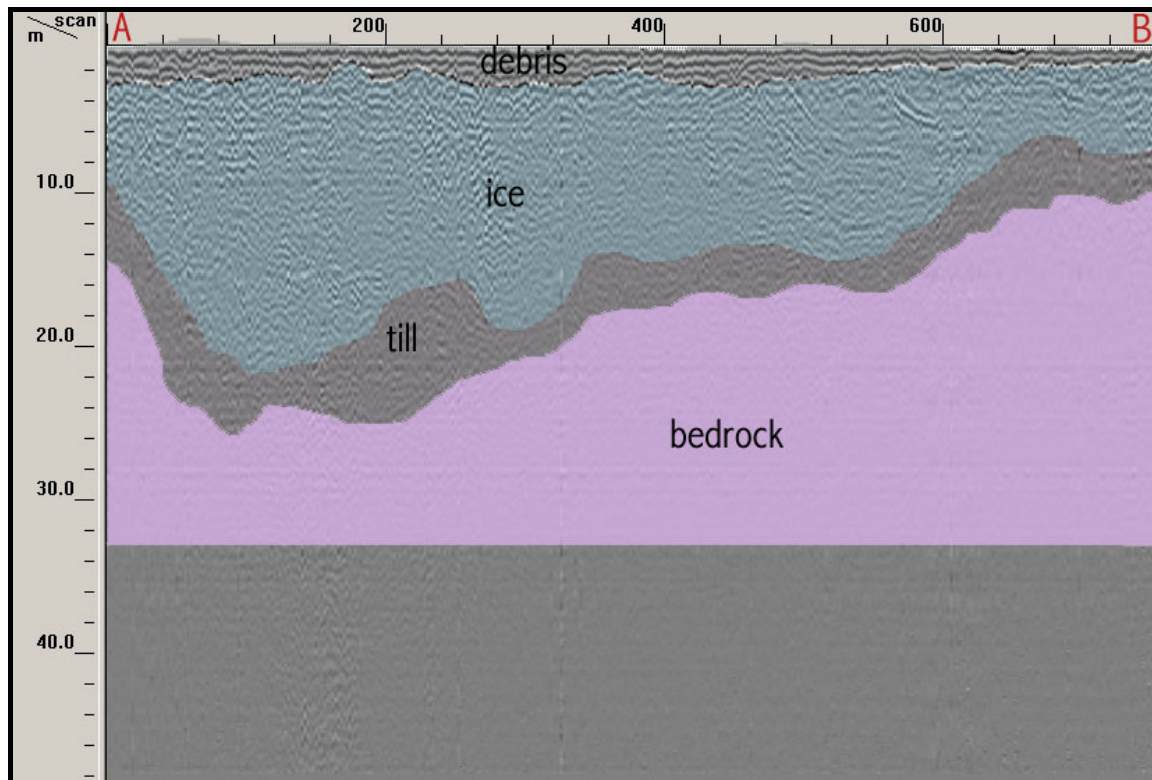


Abbildung 45: Radargramm des Längsprofils am Blockgletscher "Im Kar" mit farblich unterschiedlich markierten Schichten

Querprofil

Leider reichten die gemessenen Daten für das Querprofil des Blockgletschers „Im Kar“ nicht für eine zufrieden stellende Darstellung aus. Grund hierfür war die unvorteilhaft gewählte Frequenzeinstellung am Messtag.

5.4.4. BTS-Messungen

Im Gebiet des „Im Kar“ Blockgletschers wurden 2 BTS- Messungen durchgeführt, eine über den Winter 2001/2002 und eine über den Winter 2002/2003. Als Temperatursonden dienten die so genannten Logger des Typs Optic Stow Away Temp der Firma Onset Computer Corporation. Diese kleinen, handlichen Geräte sind wasserdicht, besitzen eine Funktionsdauer von bis zu 10 Jahren und können mittels eines Optic Shuttle- Auslesegerätes über eine Infrarot-Schnittstelle ausgelesen werden. Alle Logger werden, um Beschädigungen vorzubeugen, in kurze Aluminiumhülsen gesteckt, auf der zu messenden Oberfläche (Permafrostuntergrund oder permafrostfreier Untergrund) ausgelegt und mittels einer Kunststoff- oder Holzstange, die senkrecht stehend im Boden verankert wird, markiert. Dies garantiert, dass die kleinen Sonden im Frühsommer nach erfolgter Schneeschmelze wieder gefunden und aufgesammelt werden können.

BTS-Messung Winter 2001/2002

Im Zuge der 1. Messperiode wurden am 11. Oktober 2001 vier Temperatursonden ausgelegt, zwei davon mitten auf dem Blockgletscher „Im Kar“ auf 2810 m Seehöhe in der Nähe eines großen Glimmerschieferblocks und die anderen zwei neben dem Blockgletscher etwa 20 m nordöstlich des Punktes „2788m“. Die vier Logger zeichneten ab diesem Tag alle 2 h die Temperatur in ihrer unmittelbaren Umgebung auf. Nach über 8 Monaten, am 27. Juni 2002 wurden sie wieder eingesammelt, um im geologischen Institut ausgewertet zu werden.

Auswertung der BTS-Messung des Winters 2001/2002

Mitte Oktober zeichneten noch alle vier Logger die atmosphärischen Temperaturschwankungen auf. Ungefähr Anfang November wurden dann Logger 3 und 4 als erste von einer isolierenden Schneedecke bedeckt. Ab dem 6. November dann waren auch die am Blockgletscher befindlichen Logger eingeschneit. Von da an wurden vor allem Temperaturen des Untergrundes aufgezeichnet. Während Logger 3 und 4, welche auf permafrostfreiem Untergrund ausgelegt wurden, nur schwache Minustemperaturen zwischen -1 und -4 °C erreichen, fallen die Kurven der beiden am Blockgletscher befindlichen Logger schnell unter -5 °C. Ab dem 25. Dezember 2001 bleiben die Blockgletschertemperaturen zwischen -7 und -8 °C, während die anderen beiden Logger ca. zwischen 1,5 und 3,5 °C pendeln. Erst im Februar steigen alle Werte wieder leicht. In der letzten Maiwoche erreichen alle Logger Werte um den Gefrierpunkt, was auf direkten Kontakt mit Schmelzwasser hindeuten kann. In der letzten Juniwoche messen Logger 1, 2 und 4 wieder die Lufttemperatur. Sie liegen also ab jetzt frei am Boden. Nur Logger drei zeigt noch keine Schwankungen. Bei der Rückholaktion am 27. Juni war auch dieser Logger der einzige, welcher noch unter einer ca. 35 cm mächtigen Schneedecke aufgefunden wurde.

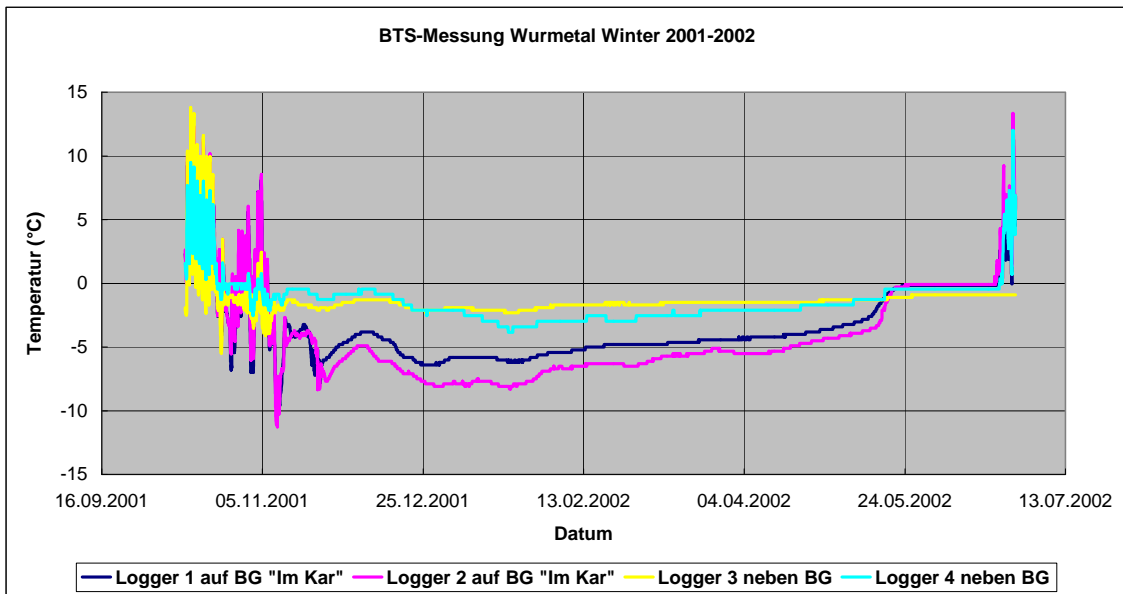


Abbildung 46: BTS-Messung im Wurmetal (Winter 2001-2002)

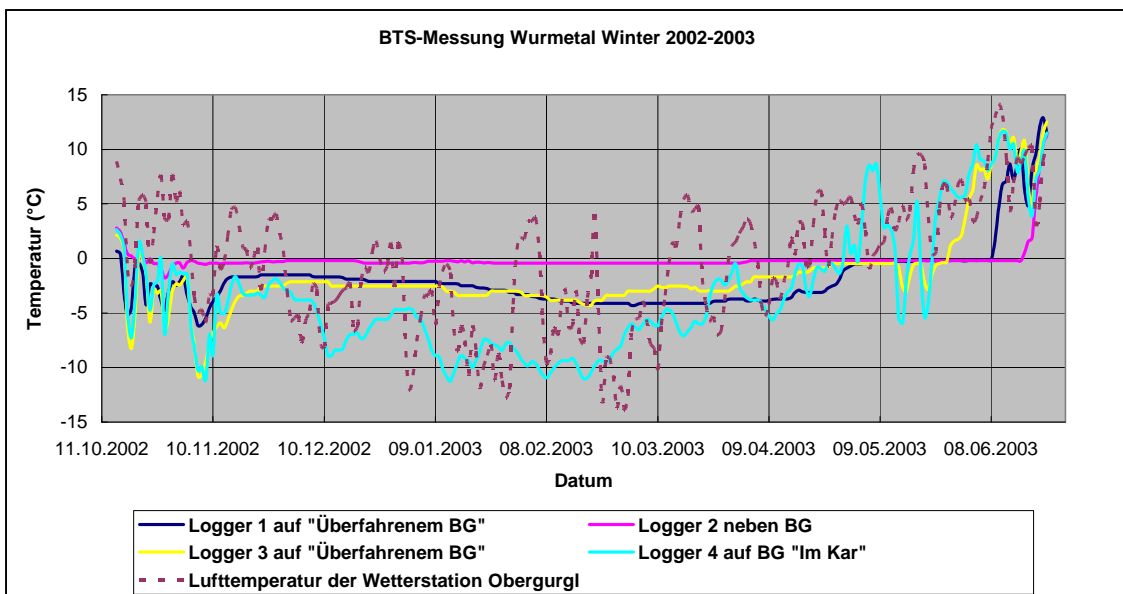


Abbildung 47: BTS-Messung im Wurmetal (Winter 2002-2003)

BTS-Messung Winter 2002/2003

Im darauf folgenden Herbst wurden am 14. Oktober 2002 wieder vier Logger ausgelegt. Logger 4 wurde auf dem Blockgletscher „Im Kar“ ausgelegt, Logger 1 und 3 auf dem „Überfahrenen“ Blockgletscher und Logger 2 neben den Blockgletscher auf permafrostfreien Untergrund.

Am 15. Juli 2003, also nach rund 8 Monaten, wurden sie nach erfolgter Schneeschmelze wieder eingesammelt und im Geologischen Institut der Universität Innsbruck ausgelesen und ausgewertet.

Auswertung der BTS-Messung des Winters 2002/2003

Im linken Bereich des Diagramms erkennt man, dass die Logger im Oktober noch starke Temperaturschwankungen aufzeichneten. Zu dieser Zeit war also entweder die Schneedecke noch nicht ausreichend mächtig oder noch gar keine Schneedecke vorhanden. Im November beginnt sich der Einfluss von Eis im Untergrund aufgrund der isolierenden Wirkung der Schneedecke in den Messwerten darzustellen. Logger 2, welcher neben dem Blockgletscher auf permafrostfreien Untergrund platziert wurde, misst ab nun Temperaturwerte zwischen 0 und -0.5 °C. Die anderen drei Logger zeigen dagegen einen starken Temperaturabfall. Diese Werte bleiben jedoch nicht konstant, sondern schwanken aufgrund stärkerer Luftzirkulation in der Schuttlage der Blockgletscher und reagieren, wenn auch stark abgeschwächt, auf die äußeren Witterungsbedingungen. Trotzdem pendeln sich die Werte für den „Überfahrenen Blockgletscher“ auf ungefähr -2 bis -4°C ein, während die Werte des „Im Kar“ Blockgletschers bis unter -10°C reichen. Markant ist die gemessene Temperaturdifferenz von 6 – 8 °C zwischen dem aktiven Blockgletscher „Im Kar“ und dem inaktiven, älteren „Überfahrenen“ Blockgletscher. Ausschlaggebend hierfür sind sicherlich die unterschiedliche Größe und Verteilung des Eiskerns und die Permeabilität des Schuttmantels. Im April wird dann die isolierende Wirkung der auflagernden Schneedecke schwächer und im Mai messen die Logger wieder sämtliche meteorologische Wetterschwankungen.

Quelltemperaturmessung der „Im Kar“ - Blockgletscherquelle

Am 29. Juni 2002 wurde an der Blockgletscherquelle des „Im Kar“ Blockgletschers eine Temperatursonde des Typs Optic Stow Away Temp der Firma Onset Computer Corporation installiert. Dazu wurde der Logger in einer verschlossenen kleinen Plastikflasche in der Quelle versenkt und mit Steinen so beschwert, dass die Flasche vollständig unter Wasser bleibt. Die genaue Position ist in Abbildung... ersichtlich und etwa 100 m von der Blockgletscherstirn entfernt. Erst hier war es nämlich möglich, die unter Blockwerk liegende Quelle zu erreichen.

Am 3. September 2002 wurde der Logger wieder eingesammelt. Zu dieser Zeit war die Schüttung der Quelle bereits stark zurückgegangen und die Plastikflasche hatte keinen Kontakt mehr zur Quelle. Die Daten wurden später im geologischen Institut ausgewertet.

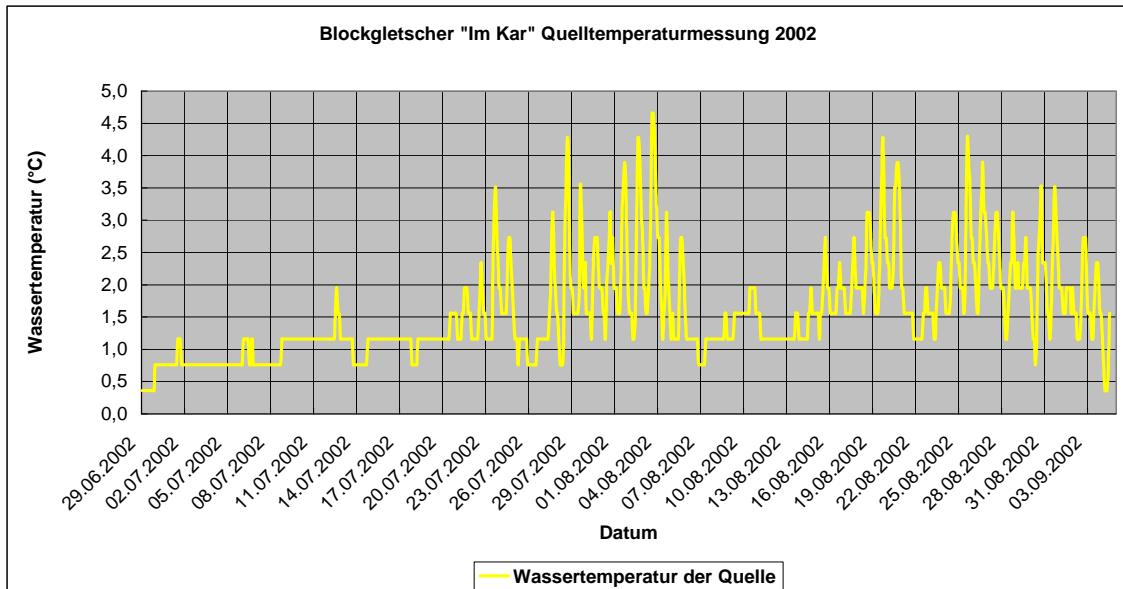


Abbildung 48: Quelltemperaturmessung an der Quelle des Blockgletschers "Im Kar"

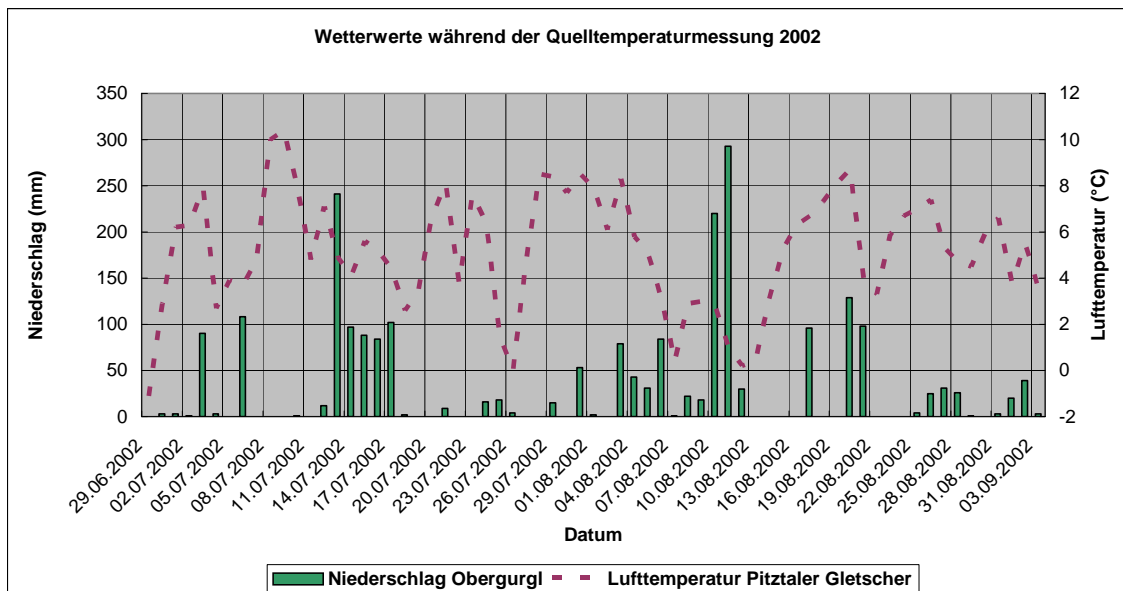


Abbildung 49: Wetterwerte während der Quelltemperaturmessung des Blockgletschers "Im Kar" (Quelle: ZAMG Innsbruck)

Auswertung der Quelltemperaturmessung 2002 des Blockgletschers „Im Kar“

Im Juni und Anfang bis Mitte Juli 2002 zeigen die Datensätze die für einen aktiven Blockgletscher typischen niedrigen Temperaturwerte von durchschnittlich 0,7°C. Nur

starke Schwankungen der Lufttemperatur um den 30. Juni und 2. Juli 2002 bewirken geringe Änderungen der Wassertemperatur von ca. 0,5 °C. Ab dem 9. Juli jedoch steigt die Durchschnittstemperatur der Quelle leicht auf etwas über 1°C an. Grund hierfür sind überdurchschnittlich heiße Tage, die einerseits zu einer starken Schneeschmelze und andererseits zu einer leichten oberflächlichen Erwärmung des Blockgletscherabflusses führen, da ab jetzt die ersten 100 m von der eigentlichen Blockgletscherquelle bis zum Logger schneefrei sind. Ein Kaltlufteinbruch mit starken Niederschlägen führt um den 18. Juli zu einer Temperaturabnahme des Wassers von 0,5 °C. Ab dem 20. Juli kommt es zu starken tageszeitlichen Schwankungen mit Tagesmittelwerten von ca. 2,2 °C. Dies deutet darauf hin, dass ab diesem Zeitpunkt die Plastikflasche mit dem Logger nicht mehr vollständig von Quellwasser umspült wird und statt den Schwankungen der Wassertemperatur jetzt auch Schwankungen der Lufttemperatur aufzeichnet. In der 2. Augustwoche führt eine massive Schlechtwetterlage zu starken Niederschlägen. Die fehlende Sonneneinstrahlung verbunden mit einem markanten Anstieg des Abflusses führt zu einer starken Verringerung der Tagesschwankungen und der Tagesmitteltemperatur auf ca. 1,3 °C, da jetzt wieder die ganze Plastikflasche umspült wird. Ab Mitte August kommt es abermals zu starken tageszeitlichen Schwankungen. Dieser Trend setzt sich bis zum Messende Anfang September fort. Gegen Ende der Messperiode um den 3. September 2002 erreicht das Tagesmittel nur mehr ca. 1 °C.

5.4.6. Farbtracerversuche

Am 8. Juli 2002 wurde um 13 Uhr im mittleren Bereich des „Im Kar“ Blockgletschers ein Farbtracer (Uranin) in einen oberflächlichen Abfluss eingespeist. Dazu wurde der pulverförmige Farbstoff Uranin in einem Eimer Wasser aufgelöst und in den Blockgletscher eingebracht. Die Einspeisstelle liegt auf 2796m Seehöhe im hinteren Drittel des Blockgletschers. Hier war der Schuttmantel mit ca. 0,5 m ziemlich geringmächtig. Nach Entfernung einiger größerer und kleinerer Blöcke konnte sehr langsam fließendes, leicht trübes Oberflächenwasser freigelegt werden. Hier wurde der aufgelöste Farbstoff hineingeschüttet. Aufgrund der sehr langsamen Fließgeschwindigkeit dieses oberflächlichen Abflusses verschwand die Färbung des Wassers erst nach einigen Minuten.

Auswertung des Tracerversuches

Im Bereich der Blockgletscherquelle wurde dann auf das Erscheinen des grellgrün gefärbten Wassers gewartet. Nach eigenen Schätzungen hätte der Tracer die 500 m Weglänge bis zur Quelle in ca. 2 Stunden bewältigt haben müssen, da 3 bis 4 m/min als durchschnittliche Durchflussgeschwindigkeit gelten. Es konnte jedoch in den folgenden fünf Stunden kein Traceraustritt an der Quelle beobachtet werden.

Abflussmessungen

Im Wurmatal wurden zwei Pegelmessstationen errichtet, um Daten über Abfluss, Wassertemperatur und Leitfähigkeit zu erhalten und so den Abfluss eines Blockgletschers mit dem Abfluss eines Kargletschers vergleichen zu können.

Die Pegelmessstation des „Im Kar“ Blockgletschers

Der Blockgletscher „Im Kar“ befindet sich im NE des Wurmetales auf ca. 2800 m Seehöhe. Das Einzugsgebiet dieses Blockgletschers reicht vom Wurmtaler Joch im N bis zur Vorderen Eiskastenspitze (Punkt 3274m) im S und umfasst rund 1,07 km². Im Bereich unterhalb der Stirn des „Im Kar“ Blockgletschers entspringt eine Quelle, dessen Wasser dem Bachlauf entlang das Wurmatal hinabfließt. Auf einer Höhe von 2640 m wurde im Frühling 2002 eine Druckpegelsonde der Marke Logotronic installiert. Dazu wurde der Druckpegel in ein Kunststoffrohr gesteckt, welches aufrecht stehend im Bachlauf mittels großer Steine und Draht verankert wurde. Das Kunststoffrohr weist unten mehrere kleine Bohrungen auf, um den Wasseraustausch zu gewährleisten. Diese Druckpegelsonde misst in regelmäßigen Abständen von 30 min den Druck der Wassersäule, die elektrische Leitfähigkeit und die Wassertemperatur. Diese Daten mussten im Herbst mittels Laptop übertragen werden. Im Herbst 2002 wurde neben der Druckpegelsonde ein spezielles Datenaufzeichnungsgerät platziert. Somit konnten die Messungen über den Winter weiterlaufen. Da die Druckpegelsonde nur den Wasserstand misst und keine Durchflussmenge, müssen mittels der Salzverdünnungsmethode stichprobenartig Durchflussmengen ermittelt werden, welche dann mit den Wasserstandswerten korreliert werden können.

Auch der **Gletscherabfluss des Bliggferners** mit einem Einzugsgebiet von 0,86 km² wurde gemessen. Dazu wurde im Vorfeld der Bliggferners unterhalb der Moränenkanzel auf 2604 m Seehöhe eine Druckpegelsonde installiert. Sie liefert

Daten von Wassertemperatur und Druck der Wassersäule ebenfalls im Halbstundenrhythmus und wird jeden Herbst mittels Laptop ausgelesen. Bei dieser Pegelmessstelle gab es jedoch 2002 und 2003 einige Probleme, da der stark mit Schwebfracht beladene Gletscherabfluss immer wieder die Druckpegelsonde verschlammte. Auch das Gerinne selbst veränderte sich im Laufe der Zeit mehrmals. Deshalb sind die Messwerte für die Wassersäule für 2002 und 2003 an einigen Punkten leider wenig aussagekräftig. Trotzdem konnten für den Rest der Untersuchungsperiode und mit den Daten des Jahres 2004 sehr gute Ergebnisse erreicht werden.



Abbildung 50: Abflussmaximum (>200 l/s) bei der Pegelmessstelle des Bliggferner-Abflusses

Zur Lage der beiden Pegelmessstellen siehe Abbildung 41. Alle Datenreihen wurden später im Excel-Tabellenkalkulationsprogramm ausgewertet und die Kurven miteinander verglichen.

Abfluss Blockgletscher „Im Kar“ 2002 inkl. Tagesschwankungen

Die Messungen begannen am 1. Juni 2002 und endeten am 14. Oktober 2002. Während dieser Zeit wurden mehrere direkte Abflussmessungen mithilfe der Salzverdünnungsmethode durchgeführt. Aus diesen Werten konnte eine Eichkurve für den Druckpegel errechnet werden. Die Gleichung lautet $Q = 3E-06 \cdot \text{POTENZ}(\text{Pegelhöhe in mm}; 3,1392)$ Messungen wurden bei niedrigem, mittlerem und hohem Pegelstand durchgeführt, sodass die Eichkurve mit dem Residual $R^2 =$

0,9834 sehr gut passt. Einzig bei Pegelständen über 450 mm stimmt die Kurve nicht mehr.

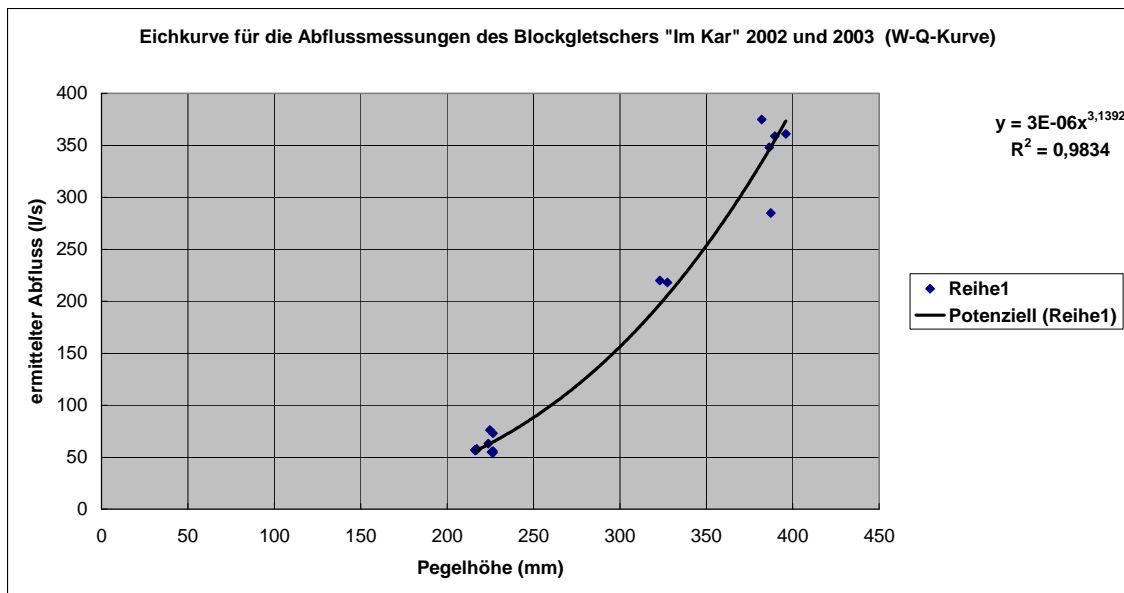


Abbildung 51: Eichkurve für die Abflussmessungen des Blockgletschers "Im Kar" im Sommer 2002 und 2003 (W-Q-Kurve)

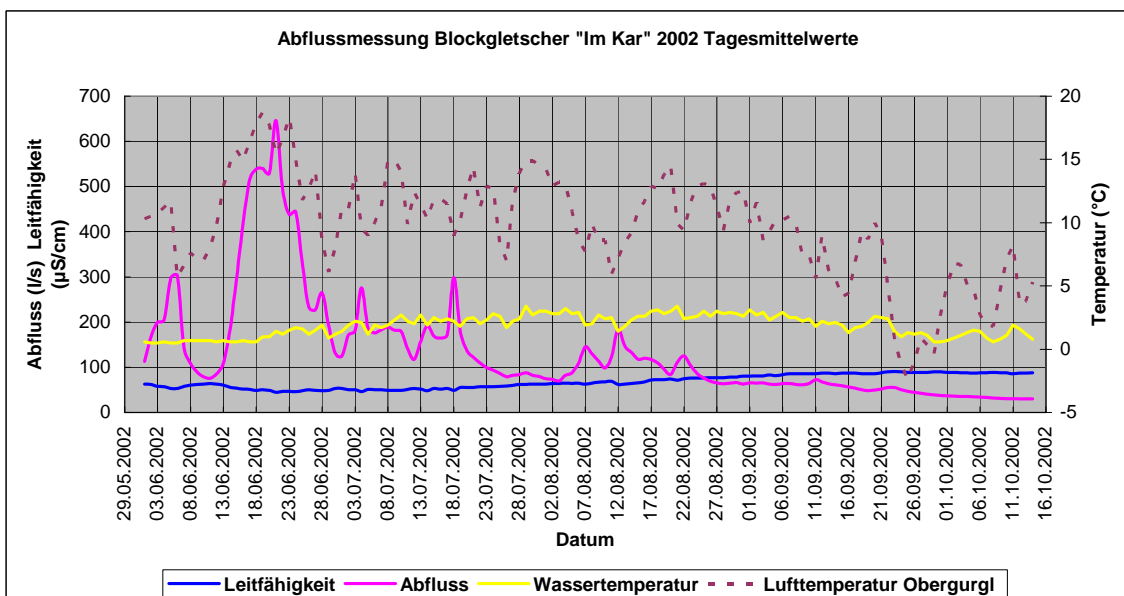


Abbildung 52: Tagesmittelwerte der Abflussmessung des Blockgletschers "Im Kar" 2002

Neben Abflussrate, elektrischer Leitfähigkeit und Wassertemperatur wurde hier auch die Lufttemperatur der Wetterstation Obergurgl in Form von Tagesmittelwerten eingetragen. Die Messungen begannen während einer Schönwetterperiode, die mit einem markanten Anstieg des Abflusses verbunden war. Hier wurden Spitzen von über 300 l/s gemessen. Parallel dazu kam es zu einer Verringerung der Leitfähigkeit von ca. 63 auf ca. 53 µS/cm. Vom 7. bis 10. Juni folgte ein Schlechtwettereinbruch

mit Schneefall bis 2300 m, was einen drastischen Einbruch der Abflussrate zur Folge hatte. Die folgende Schönwetterperiode mit heißen Tagen und teilweise heftigen Nachtgewittern in der 3. Juniwoche macht sich mit extrem hohen Schüttungen von teilweise über 400 l/s bemerkbar. In diesem Zeitraum erreichen die Leitfähigkeitswerte Minimalwerte von nur mehr 45 – 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Am 21. Juni sind die Abflussmaxima erreicht. Ab diesem Zeitpunkt erreicht der Abfluss des Blockgletschers nie wieder jene Maximalwerte, da ein Großteil des Winterschnees abgeschmolzen ist. Ende Juni führt ein Kaltfrontdurchzug zu einem Abflussminimum. Die ersten 3 Juliwochen und der August sind wieder von starken, oft schwankenden Abflüssen geprägt, ehe sich Ende August der Abfluss auf den „baseflow“ einpendelt. Dies ist eine Bezeichnung für den aus Eisabschmelzen und abfließendem Niederschlagswasser resultierenden Restabfluss. Er beträgt beim Blockgletscher „Im Kar“ zwischen 30 und 50 l/s. Weitere Abflussspitzen werden nun am ehesten durch Starkniederschläge verursacht. Am 10. und 11. September z. B. steigt der Abfluss auf ca. 73 l/s aufgrund einer Schlechtwetterfront mit starkem Regen in der Nacht an. Die Leitfähigkeit verhielt sich während der Messperiode stets indirekt proportional zum Abfluss und stieg im September und Oktober auf bis zu 90 $\mu\text{S}/\text{cm}$ an. Die Tagesmittelwerte der Wassertemperatur steigen von ca. 0,5 °C im Juni auf bis zu 3 °C im Juli und August an. Grund hierfür ist die Erwärmung des oberflächlich fließenden Wassers zwischen dem Quellaustritt und der Pegelmessstelle. Im Oktober nimmt die Temperatur wieder langsam auf Werte um 1 °C ab.

Tagesschwankungen des „Im Kar“ – Blockgletscherabflusses während einer Schönwetterperiode im Juni 2002

Die folgenden zwei Diagramme zeigen den Pegelstand, die elektrische Leitfähigkeit und die Wassertemperatur im Zeitraum vom 17. bis 20. Juni 2002. Hier werden jedoch nicht nur Tagesmittelwerte dargestellt, sondern alle Werte mit einem Messintervall von 30 min. In diesen 4 Tagen herrschte Hochdruckeinfluss mit sonnigem, heißem und trockenem Wetter. Nur am Abend des 20. Juni gab es einige Gewitter. Dementsprechend erkennt man auf beiden Diagrammen einen ausgeprägten Tagesrhythmus. Das **erste Diagramm** zeigt den Pegelstand und die Wassertemperatur. Ab dem Morgen steigt die Temperatur im Bach auf einige °C an und erreicht am frühen Nachmittag gegen ca. 15 Uhr den jeweils höchsten Wert, da zu diesem Zeitpunkt auch die Lufttemperatur ihren höchsten Wert erreicht hat. Hier

beginnt der Pegelstand jedoch erst zu steigen, um 12 Stunden später, um ca. 3 Uhr früh, den Maximalwert zu erreichen. Zu dieser Zeit ist die Wassertemperatur schon wieder auf einen Tiefpunkt gesunken.

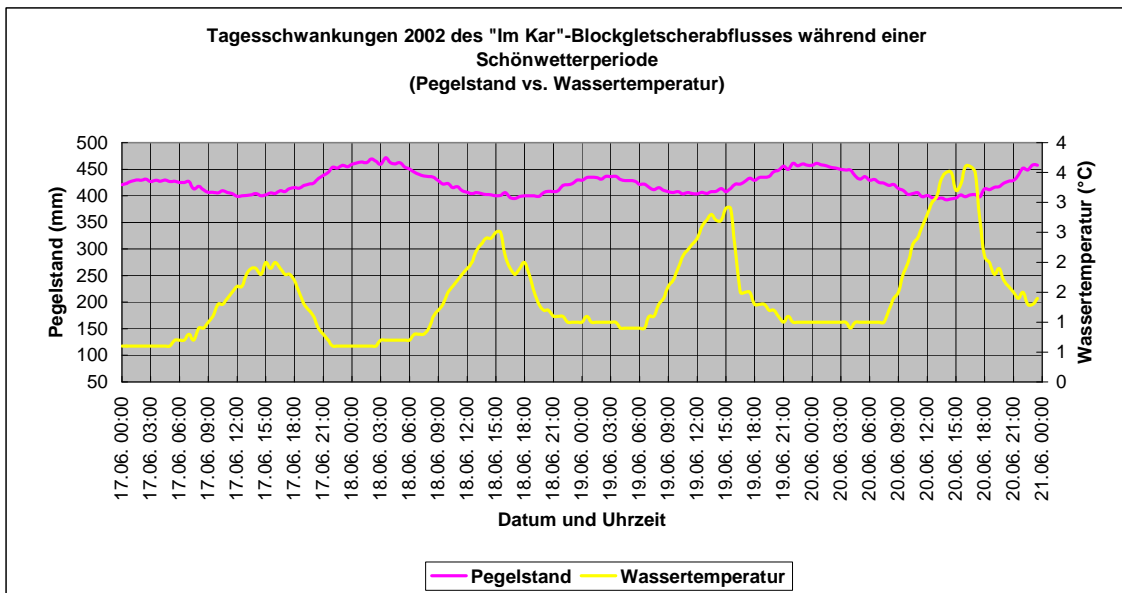


Abbildung 53: Tagesschwankungen 2002 des "Im Kar" Blockgletscherabflusses während einer Schönwetterperiode (Pegelstand vs. Wassertemperatur)

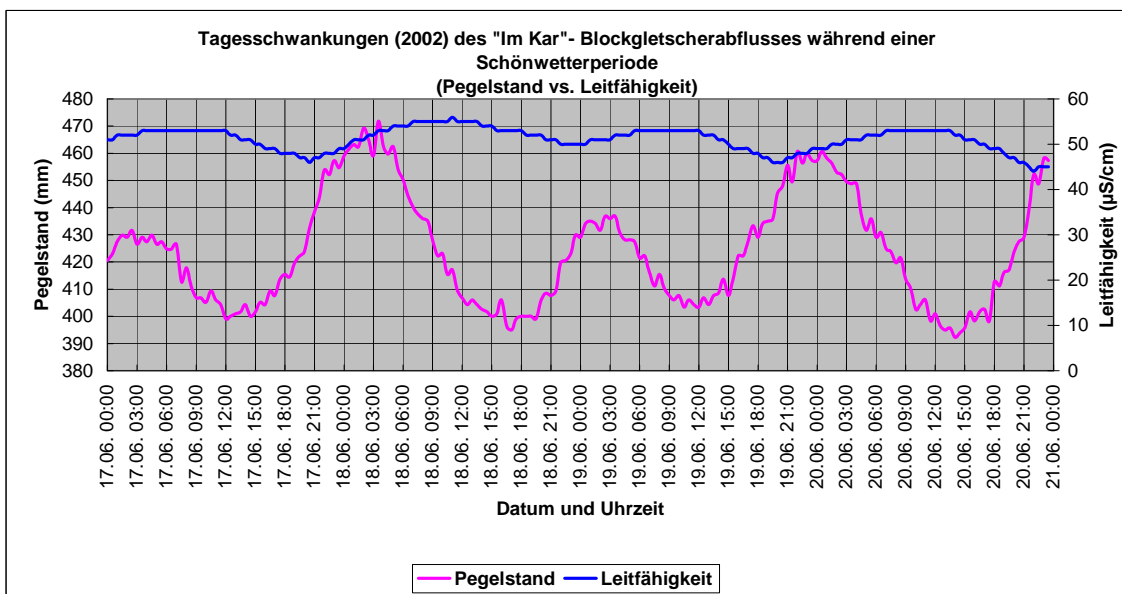


Abbildung 54: Tagesschwankungen 2002 des "Im Kar"-Blockgletscherabflusses während einer Schönwetterperiode (Pegelstand vs. Leitfähigkeit)

Am nächsten Tag dann dasselbe Bild. Während die Wassertemperatur schon wieder Maximalwerte erreicht, erreicht der Pegel gerade sein Minimum. Das Erreichen des Pegels der Schmelzwässer hinkt also der Zeit des stärksten Abschmelzens ungefähr 12 Stunden hinterher. Mit anderen Worten: Die Zeit vom Abschmelzen des Schnees

an der Blockgletscheroberfläche und seinem Einzugsgebiet bis zum Passieren der Pegelmessstelle dauert ca. 12 Stunden. Dies könnte auch eine Erklärung für den missglückten Farbtracerversuch sein, der nach 5 Stunden erfolglos abgebrochen wurde. Weiters interessant ist die Tatsache, dass die Zunahme der Wassertemperatur langsamer erfolgt als deren Abnahme.

Im **zweiten Diagramm** sind Pegelstand und Leitfähigkeit aufgetragen. Hier werden die minimalen Leitfähigkeiten, die typisch für starken Abfluss sind, erst 17 bis 20 Stunden nach dem Abflussmaximum erreicht. Die maximalen Leitfähigkeiten werden zwischen 6 und 12 Uhr erreicht.

Abflussmessung Bliggferner 2002

Abbildung 56 zeigt die Tagesmittelwerte des Bliggferners 2002 (Abfluss und Wassertemperatur) verglichen mit dem Niederschlag und der Lufttemperatur der Wetterstation Obergurgl.

Auch hier stellt sich um den 6. Juni 2002 ein erstes Abflussmaximum ein, verursacht durch einige überdurchschnittlich warme Tage und die damit verbundene starke Schneeschmelze. Die Wassertemperatur zeigt zu diesem Zeitpunkt nur minimale tageszeitliche Schwankungen, da der Gletscherbach noch von einer Schneedecke bedeckt ist. Erst um den 18. Juni, mit meist wolkenlosen Tagen und maximalen Abflusswerten von über 150 l/s wird der jetzt schneefreie Gletscherbach tageszeitlich erwärmt, was an der stark oszillierenden Temperaturkurve erkennbar ist. Die Werte pendeln hier zwischen min. 1 und max. 5 °C. Leider konnte der weitere Verlauf der Abflusskurve aufgrund der starken Verschlammung nicht mehr ausgewertet werden.

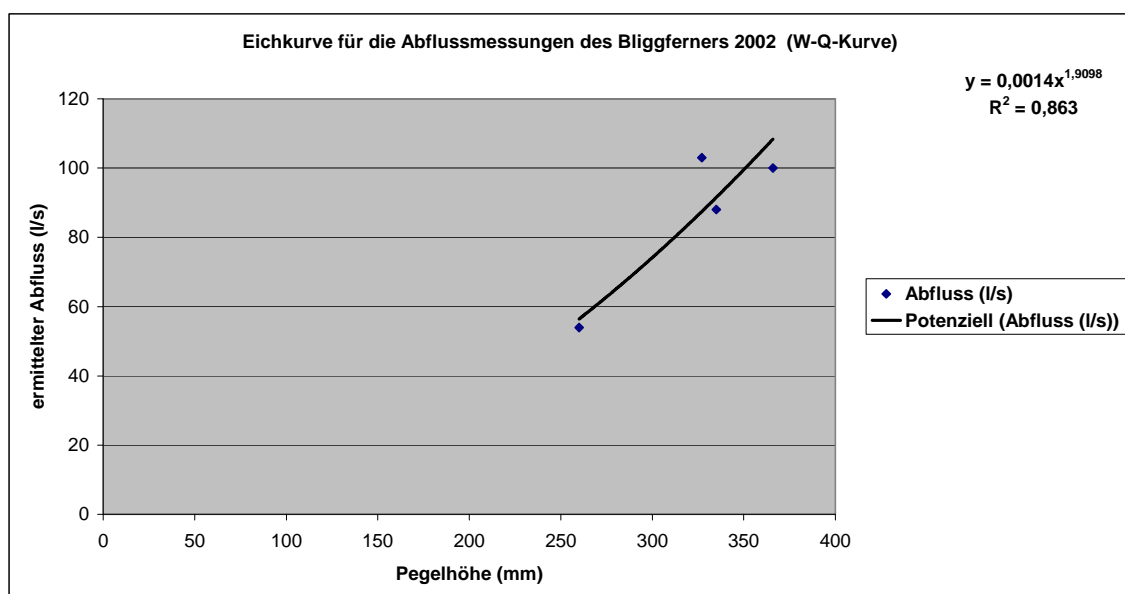


Abbildung 55: Eichkurve für die Abflussmessungen des Bliggferners 2002 (W-Q-Kurve)

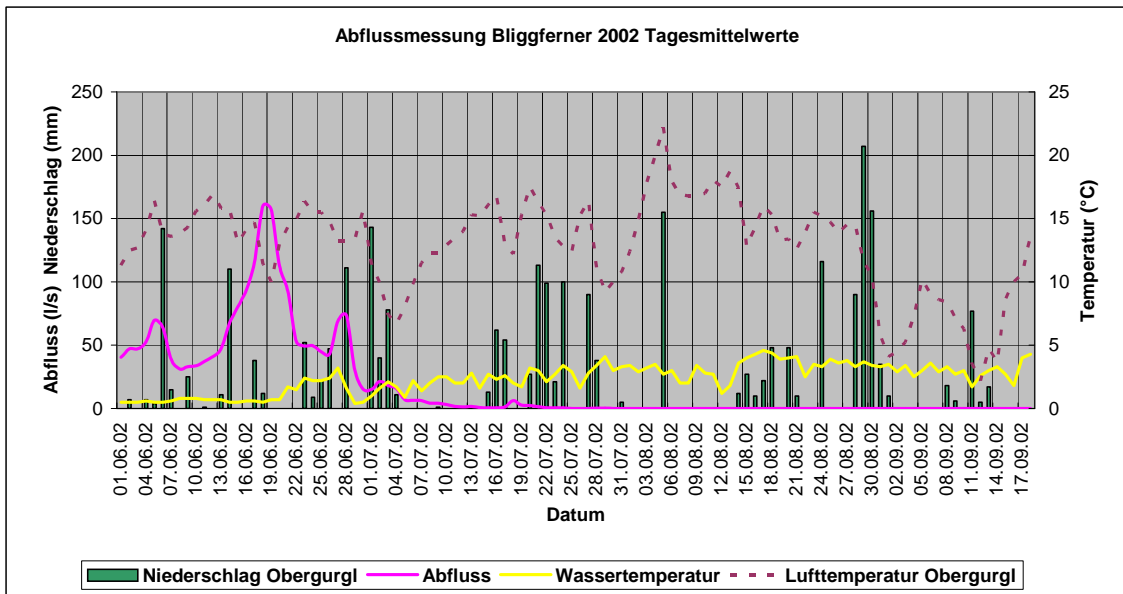


Abbildung 56: Abflussmessung Bliggferner 2002 Tagesmittelwerte

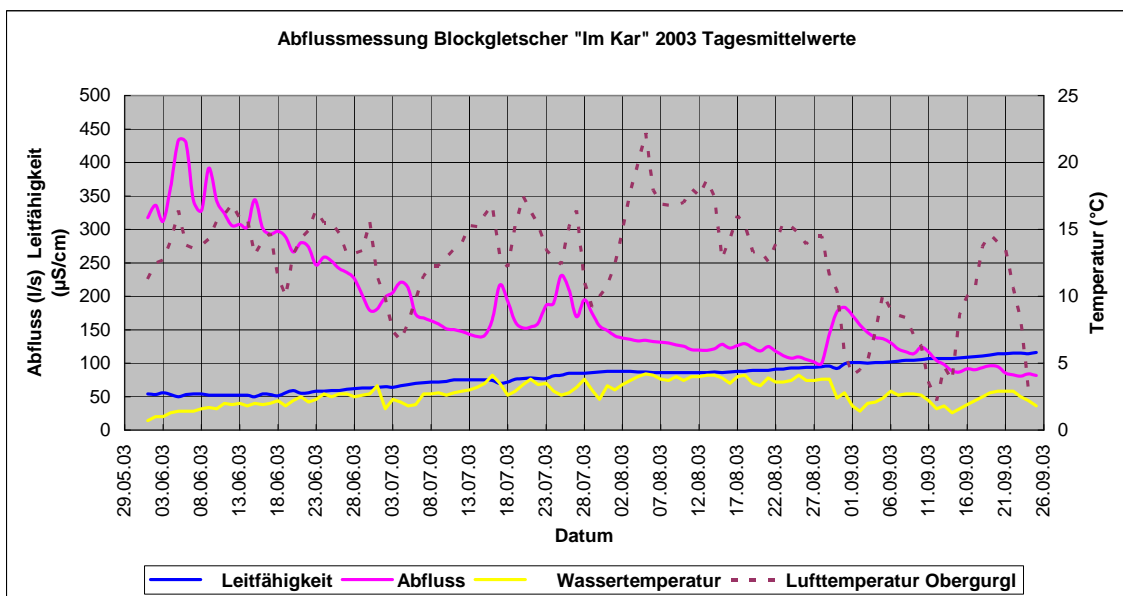


Abbildung 57: Abflussmessung Blockgletscher "Im Kar" 2003 Tagesmittelwerte

Abflussmessung Blockgletscher „Im Kar“ 2003

Die Messungen beginnen am 1. Juni und dauern bis zum 25. September 2003. Schon Anfang Juni führen sehr sonnige Tage mit hohen Temperaturen zu einer starken Schneeschmelze, welche durch eine extreme Abflussrate am 5. Juni mit über 400 l/s gekennzeichnet ist. Die elektrische Leitfähigkeit ist zu diesem Zeitpunkt gering mit Werten um 50 µS/cm. Zwei weitere peaks am 6. Juni und 15. Juni erreichen knapp 400 bzw. 350 l/s. Die Wassertemperatur steigt im Juni langsam von 0,7 auf 2,5 °C. Die Abflusswerte sinken aufgrund der fortgeschrittenen Schneeschmelze im

Laufe des Juni langsam und erreichen kurz vor dem Einsetzen einer massiven Kaltfront Anfang Juli mit Schneefall bis 2500 m Seehöhe einen Tiefwert von 180 l/s. Die heftigen Niederschläge selbst führen jedoch zu einem kurzzeitigen Anstieg auf 220 l/s. Hier verringert sich die Wassertemperatur kurzzeitig von 3,3 auf 1,6 °C. In den folgenden Wochen sinken die Abflusswerte weiter, unterbrochen von drei starken Gewitternächten mit markantem Temperaturrückgang und einem jeweils kurzzeitigen Anstieg des Abflusses. Im August kommt es trotz durchwegs hoher Lufttemperaturen zu keinen starken Abflüssen mehr, da nur mehr das abschmelzende Eis aus dem Blockgletscherinnern die Quelle nährt. Die Temperatur des Wassers erreicht Maximalwerte von 4, 2 °C. Der baseflow beträgt ungefähr 100 l/s, ein recht hoher Wert, der auf die außerordentlich hohen Temperaturen zurückzuführen ist. Ende August kommt es aufgrund regnerischer Tage zu einem Anstieg der Abflusswerte von 100 auf 180 l/s. Im September sinkt der Abfluss wieder auf Werte um 80 l/s, währenddessen die Leitfähigkeit hohe Werte von über 100 µS/cm erreicht. Die Wassertemperatur geht, schwankend aufgrund der Witterung, langsam auf Werte zwischen 2 und 3°C zurück.

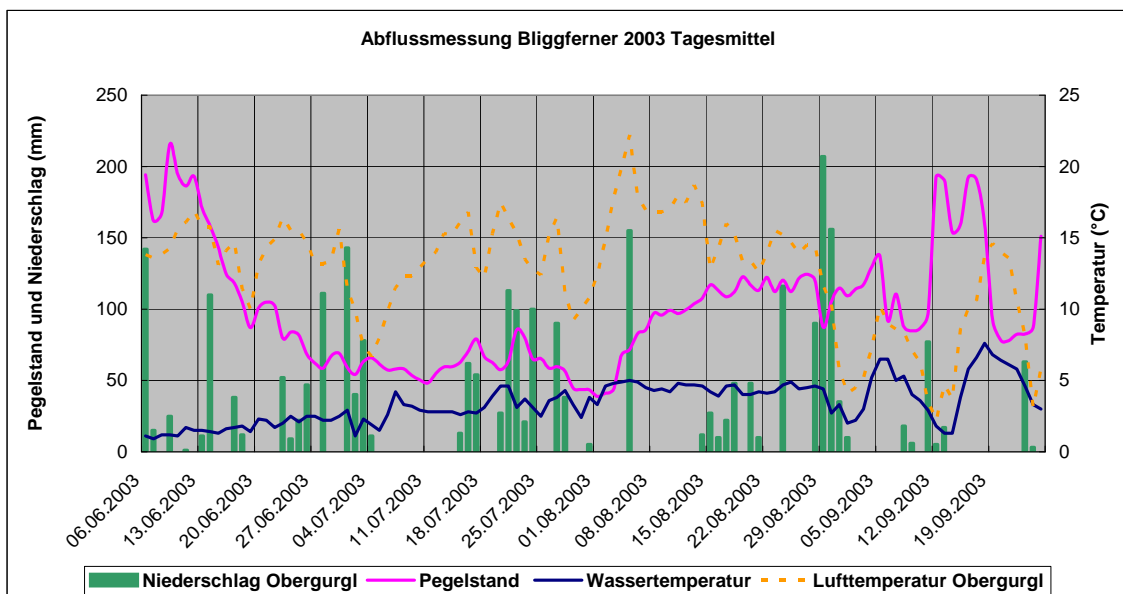


Abbildung 58: Abflussmessung Bliggferner 2003 Tagesmittel

Abflussmessung Bliggferner 2003

Auch im Sommer 2003 kam es an der Pegelmessstelle des Bliggferner-Gletscherbaches leider zu einigen Problemen. Grund hierfür waren wiederum starke Verschlammungen des Pegelrohres, die zu teils sprunghaften Messwertänderungen führten. Bei der folgenden Auswertung wurde die Pegelhöhe im Nachhinein korrigiert, um das Diagramm leserlicher zu gestalten. Leider war es somit nicht

möglich, eine Eichkurve für die Umrechnung des Pegelstandes in Abflusswerte zu erstellen. Aus Erfahrungswerten und mithilfe der Salzverdünnungsmethode ermittelten Abflüssen kann jedoch grob gesagt werden, dass Abflussmaxima ungefähr 200 l/s erreichen können.

Erste starke Abflüsse werden in der ersten Juniwoche erreicht, die von sonnigem Wetter mit lokalen abendlichen Gewittern gekennzeichnet ist. Danach sinken die Abflusswerte kontinuierlich ab, ein Zeichen fortgeschrittener Schneeschmelze. Ab Juli kommt es zu einer ausgeprägten Schönwetterphase, bei welcher der mittlerweile schneefreie Gletscher vermehrt abschmilzt. Die großteils von feinem Schutt stark verschmutzte raue Eisoberfläche kann viel mehr Wärmeenergie aufnehmen als eine weiße Schneedecke und somit kommt es zu sehr hohen, tageszeitlich schwankenden Abflusswerten. Auch im August herrscht genereller Hochdruckeinfluss mit überdurchschnittlich hohen Temperaturen auch im Hochgebirge. Dies führt weiterhin zu einem starken Abschmelzen von Gletschereis. Erst Ende August kommt es aufgrund einiger regnerischer Tage zu einem markanten Temperaturrückgang. Der Abfluss wird hier erstmals seit mehreren Wochen wieder schwächer. Im September kommt es wiederum zu starken schwankenden Abflüssen.

Frühsommerliche Tagesschwankungen des Bliggferner – Abflusses 2003

Die nächsten beiden Diagramme zeigen die Abhängigkeit des Pegelstandes und der Wassertemperatur des Bliggferners von den atmosphärischen Faktoren Niederschlag und Lufttemperatur. Wetterdaten lieferte die Wetterstation am Pitztaler Gletscher, die sich auf 2840 m Seehöhe befindet. Auch die Gletscherzunge des Bliggferners endet auf ca. 2850 m Seehöhe. Deshalb lassen sich die Wetterdaten des Pitztaler Gletschers recht gut für Vergleiche mit dem Abflussverhalten des Bliggferners heranziehen. In Abbildung 60 erkennt man, dass die ersten beiden Tage im Untersuchungszeitraum von Niederschlägen und einem Temperaturrückgang geprägt waren. Am 17. Juni kam es am Nachmittag zu einigen Gewittern und Regenschauern und auch am 18. Juni vormittags regnete es noch etwas. Nach Abzug dieser Schlechtwetterfront konnte sich ab dem 19. Juni wieder Hochdruckeinfluss durchsetzen. Der 19. Juni war noch recht kühl, doch in den folgenden klaren, warmen Tagen konnte sich die Luft wieder erwärmen. Am 23. Juni

wurde dann das Temperaturmaximum während eines heißen, schwülen Tages erreicht und nachmittags kam es zur Bildung von lokalen Gewittern.

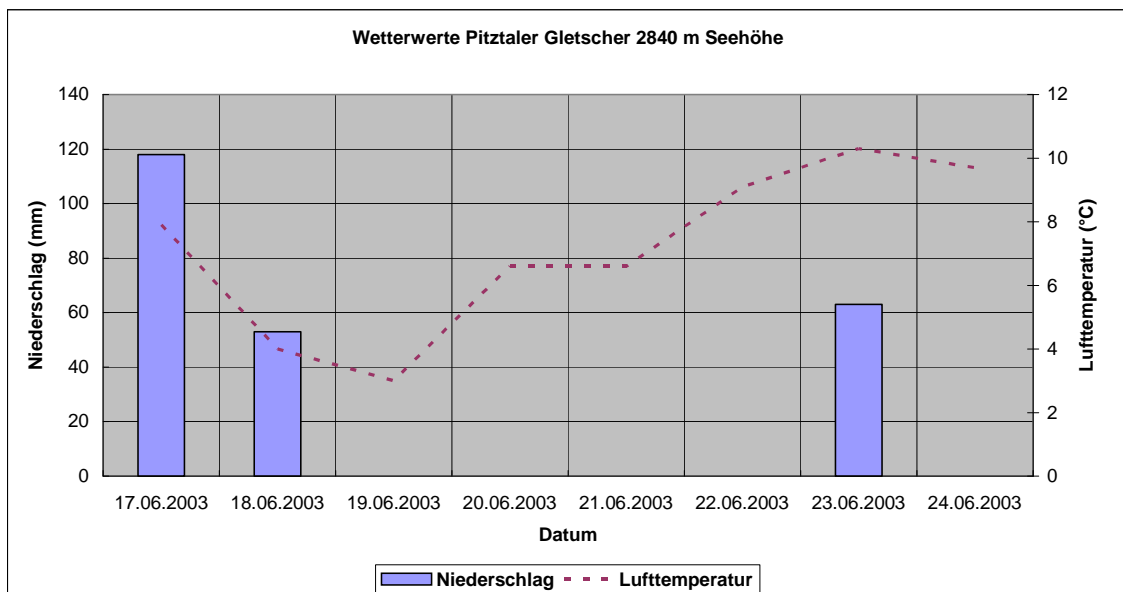


Abbildung 59: Wetterwerte der Wetterstation Pitztaler Gletscher 2840 m Seehöhe (Quelle: ZAMG Innsbruck)

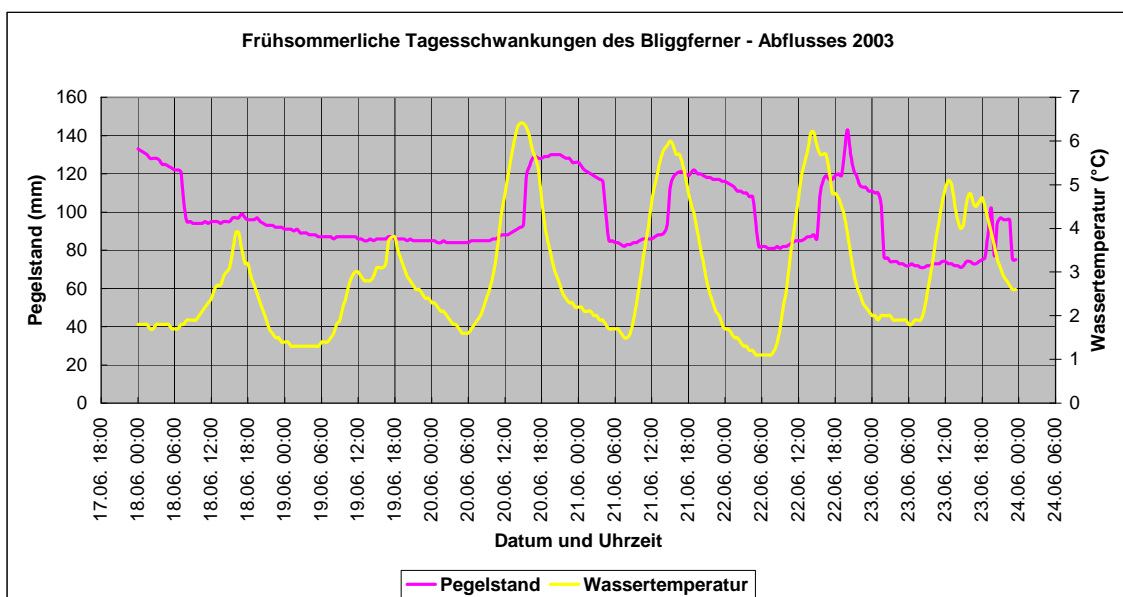


Abbildung 60: Fröhsommerliche Tagesschwankungen des Bliggferner-Abflusses 2003

In Abbildung 61 sieht man nun, welche Auswirkungen dieser Witterungsverlauf auf den Gletscherbach des Bliggferners mit sich bringt. Am 18. Juni kommt es, nachdem sich der auf Grund der Gewitternacht stark angestiegene Pegelstand wieder verringert hatte, zu keinem Anstieg der Wassersäule des Pegels. Aufgrund des Temperaturrückgangs verbunden mit wenig Sonnenschein kam es nämlich zu keiner

Eisschmelze. Auch die Erwärmung des Abflusses hält sich mit max. 4 °C in Grenzen. Auch am 19. Juni kommt es aufgrund der Abkühlung im Gebirge und des bewölkten Himmels zu keiner Eisschmelze. Erst der sonnige 20. Juni lässt die Wassertemperatur auf über 6 °C um 15 Uhr steigen. Verbunden mit dieser starken tageszeitlichen Erwärmung ist ein markanter Anstieg des Pegelstandes am Nachmittag. Der peak wird aber erst um ca. 21 Uhr erreicht, also 6 Stunden nach dem Temperaturmaximum. Am 21. Juni dann dasselbe Spiel. Ab ca. 8 Uhr steigt die Wassertemperatur stark an und erreicht um 15 Uhr ihr Maximum. Der Wasserstand steigt ebenfalls leicht ab 8 Uhr bis 15 Uhr an, um dann stark bis ca. 20 Uhr weiter zu steigen. Dann sinkt er leicht bis 4 Uhr früh und stark von 4 bis 6 Uhr. Am 22. Juni wiederholt sich das Ganze noch mal. Nur der Abflusspeak ist diesmal, wahrscheinlich ausgelöst durch ein lokales Gewitter, sehr schmal und etwas höher. Am 23. Juni kommt es auf Grund mittags aufziehender Bewölkung zu niedrigeren Wassertemperaturen. Auch der Pegelstand zeigt durch die verringerte Abschmelzrate niedrigere Werte. Dass es trotzdem zu einem Anstieg des Pegelstandes gekommen ist, hängt wahrscheinlich mit der Bildung von lokalen Gewittern zusammen. Auch die Tatsache, dass es sich um zwei peaks handelt, ist ein Indiz für Gewitterbildung.

Am Abfluss des Blockgletschers „Im Kar“ wurden auch über den Winter Daten über Pegelstand, Leitfähigkeit und Wassertemperatur aufgezeichnet. Es war jedoch aufgrund der Schneelage nicht möglich, direkte Messungen des Abflusses mittels der Salzverdünnungsmethode durchzuführen. Deshalb wurde bei diesem Vergleich auf die Umrechnung des Pegelstandes in Abflusswerte (mm Wassersäule in l/s) verzichtet.

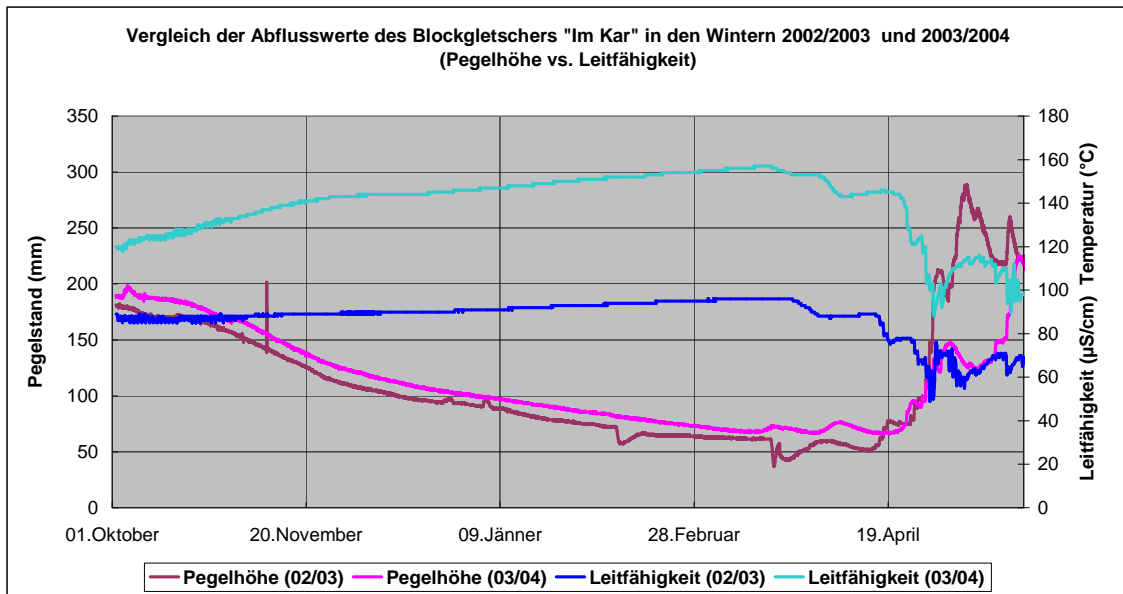


Abbildung 61: Vergleich der Abflusswerte des Blockgletschers "Im Kar" in den Wintern 2002/2003 und 2003/2004 (Pegelhöhe vs. Leitfähigkeit)

Vergleich der Abflusswerte des Blockgletschers „Im Kar“ in den Wintern 2002/2003 und 2003/2004 (Pegelhöhe vs. Leitfähigkeit)

Anfang Oktober sind die Pegelstände der beiden Winter mit 180 bzw. 188 mm Wassersäule fast identisch und entsprechen einem ungefähren Abflusswert von 40 l/s. Dieser baseflow sinkt in den nächsten Monaten noch weiter. Vor allem im November kommt es zu einem stärkeren Abfall beider Kurven, ein Zeichen für das jetzt komplette Ausbleiben von oberflächlichem Schmelzwasser. Im Vergleich dazu steigen die Leitfähigkeitswerte beider Winter leicht an, typisch für die längere Verweildauer des Wassers im Schutt. Interessant dabei ist die Tatsache, dass die Leitfähigkeit (03/04) um 30 – 50 $\mu\text{S/cm}$ höher liegt als die Leitfähigkeit (02/03). Dies ist deshalb so, weil die Leitfähigkeit im Oktober 2002 nicht mehr anstieg, sondern um einen Wert von 85 – 90 $\mu\text{S/cm}$ pendelte, währenddessen sie im Oktober 2003 kontinuierlich von 94 auf 116 $\mu\text{S/cm}$ anstieg. Im Dezember, Jänner, Februar und März sinken die Pegelstände weiter auf Minimalwerte von ca. 40 – 65 mm, was einem geschätzten Minimalabfluss von 10 -20 l/s entspricht. Dementsprechend erreichen hier die elektrischen Leitfähigkeitswerte ihr Maximum mit 95 bzw. 155 $\mu\text{S/cm}$. Erst Ende März kommt es wieder aufgrund des fortgeschrittenen Winters zu einem leichten Anstieg der Pegel. Die Schneeschmelze beginnt Anfang April in beiden Wintern recht zaghaft und setzt dann ab der zweiten Monatshälfte stark ein. Die Leitfähigkeit reagiert parallel dazu mit verringerten Werten. Ende April erreichen beide Pegel erstmals die 100 mm Grenze. Im Mai kommt es dann zu starken

Abflüssen mit großen witterungsbedingten Schwankungen und gegensätzlich reagierenden Leitfähigkeiten.

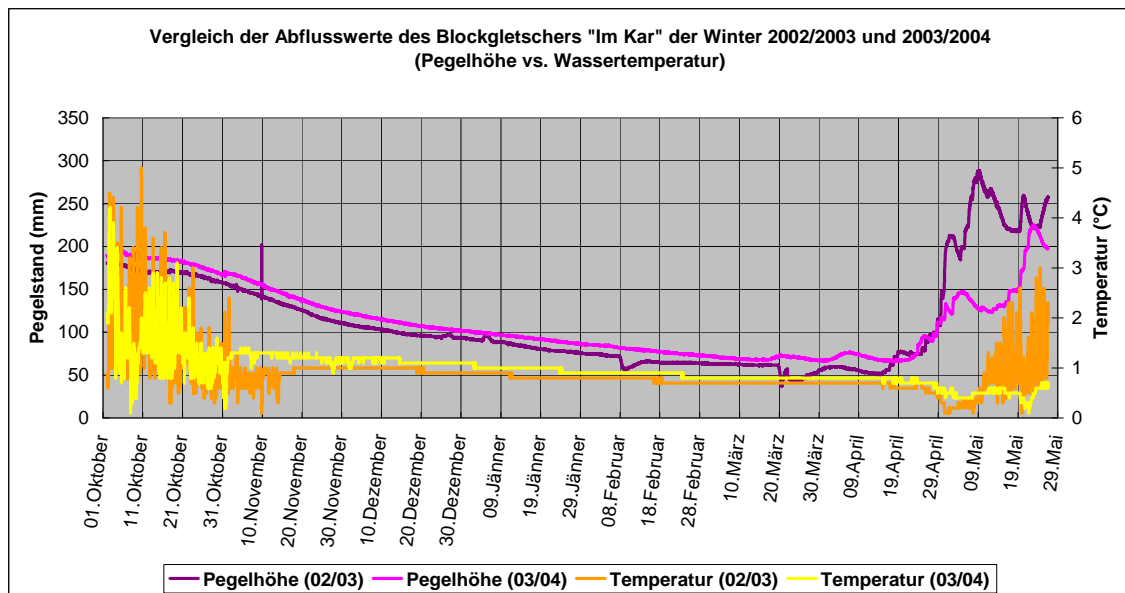


Abbildung 62: Vergleich der Abflusswerte des Blockgletschers "Im Kar" in den Wintern 2002/2003 und 2003/2004 (Pegelhöhe vs. Wassertemperatur)

Vergleich der Abflusswerte des Blockgletschers „Im Kar“ in den Wintern 2002/2003 und 2003/2004 (Pegelhöhe vs. Wassertemperatur)

Auffällig sind die starken Temperaturschwankungen im Oktober und in der ersten Novemberhälfte. Aufgrund der tageszeitlichen Erwärmung und Sonneneinstrahlung steigen die Wassertemperaturen zwischen Blockgletscherquelle und Pegelmessstation auf 4 – 5 °C, währenddessen sie in der Nacht teilweise auf unter 1 °C absinken. Gegen Ende des Novembers stellen sich die Temperaturwerte auf ungefähr 1 °C ein, da ab jetzt eine Neuschneedecke den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre verhindert. Im Dezember, Jänner, Februar und März sinken die Temperaturwerte nur mehr geringfügig auf etwas unter 1 °C. Erst in der 2. Aprilhälfte kommt es parallel mit dem Anstieg der Pegelhöhen zu einem Abfall der Wassertemperaturen bis auf 0,2 °C, verursacht durch das sehr kalte Schmelzwasser der winterlichen Schneedecke. Je stärker der Abfluss, desto geringere Werte erreicht die Wassertemperatur. Während maximale Pegelhöhen mit Minimaltemperaturen im Jahr 2003 erst um den 20. Mai erreicht werden, werden 0,2 °C im Jahr 2004 bereits Anfang Mai erreicht. Weiters erkennt man, dass im Frühsommer 2003 ab dem 10. Mai der Zulauf der Pegelmessstelle bereits schneefrei war und das Wasser tagsüber erwärmt werden konnte, währenddessen im Mai 2004 der Zulauf noch schneebedeckt war.

Vergleich von Blockgletscher-Abfluss mit Gletscher-Abfluss

Vergleicht man alle vorliegenden Abflussdaten des Blockgletschers „Im Kar“ mit allen Daten des Bliggferner – Abflusses, so lassen sich folgende Rückschlüsse ziehen:

- Das Wasser des Blockgletscherabflusses „Im Kar“ hat an der Pegelmessstelle eine Temperatur zwischen 0,1 °C im April und 7 °C im August. Die elektrische Leitfähigkeit beträgt zwischen 43 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im Juni und 157 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im Februar. Es führt keinerlei Schwebfracht und ist somit kristallklar.
- Das Wasser des Bliggferners misst am Pegel Temperaturen zwischen 0,4 °C und 10 °C im Juni und Juli. Die el. Leitfähigkeit beträgt 70 – 130 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Es führt mehr oder weniger Schwebfracht mit sich und sieht sehr trüb aus („Gletschermilch“).
- Maximale Abflusswerte werden beim Blockgletscher im Juni erreicht und übersteigen die 400 l/s – Grenze. Im Sommer nach erfolgter Schneeschmelze kommt es beim Blockgletscher „Im Kar“ zu einem stark verringerten Abfluss (ca. 50 l/s), da durch die isolierende Wirkung des Schuttmantels internes Eis nur geringfügig abschmilzt.
- Beim Gletscherabfluss werden die Abflussmaxima im Sommer aufgrund von massiven Abschmelzvorgängen des aperen Gletschereises verursacht und erreichen Spitzen von 200 l/s.
- Tageszeitliche Abflussschwankungen fallen beim Blockgletscher „Im Kar“ eher schwächer aus, da der Schuttmantel als Isolator wirkt.
- Beim Gletscherabfluss kommt es aufgrund der Tageserwärmung und Sonneneinstrahlung zu starken tageszeitlichen Schwankungen.
- Während Starkniederschlägen kommt es beim Blockgletscher- und beim Gletscherabfluss zu einem kurzzeitigen starken Anstieg der Abflussrate.
- Die Blockgletscherquelle zeigte auch im Winter eine schwache Schüttung, währenddessen der Gletscherabfluss im Winter versiegt.



Abbildung 63: Wasser aus den Abflüssen, links: Blockgletscherwasser (Trinkwasserqualität), rechts: Gletscherwasser ("Gletschermilch")

6. ERGEBNISSE HAPMES UND NEEDERKARLE

Das Arbeitsgebiet Hapmes und Neederkarle liegt unmittelbar nördlich des Wurmetales. Im N bildet die Pfeifensteinschneide die Grenze, im S eine ungefähre Linie Branntweinboden-Hapmesköpfe, im W der Gepatsch-Stausee und im E die Hapmesköpfe. Das Gebiet ist zur Gänze aus rostig anwitternden Paragneisen aufgebaut.

Zu erreichen ist der Obere Hapmesboden über den Wanderweg, der an der Kaunertaler Gletscherstraße unterhalb des Hapmeswaldes beginnt. Nach einer Gehzeit von ca. 45 min erreicht man die Jagdhütte am nördlichen Ende des Hapmesbodens. Von hier steigt man weglos nach E zum Neederkarle (ca. eine halbe Stunde Gehzeit bis zum Beginn des Neederkarles) oder in Richtung NE zum Hapmeskar auf (ebenfalls eine halbe Stunde).

6.1. Die Hapmeskar Seitenmoränen

Etwas unterhalb der Pfeifensteinschneide liegt ein schwach ausgebildetes Kar, das Hapmeskar. Hier sind im unteren Bereich des Kares mehrere gut erhaltene Seitenmoränenwälle einer spätglazialen Vereisung vorhanden. Mehrere große, gebogene Wälle und eine Vielzahl kleinerer Wälle sind hier, beschränkt auf das Hapmeskar, erhalten. Stellenweise erkennt man ein deutliches Kleinrelief mit kleinen Mulden und Rücken, das auf eine solifluidale Überformung schließen lässt. Die Moränenwälle liegen auf einer Seehöhe von 2200 bis 2300 m. Korreliert man ihre Position mit untersuchten Seitenmoränenwällen (KERSCHNER 1978) der gegenüberliegenden Talseite des Kaunertales, so dürfte es sich um Moränen des

späteiszeitlichen Daun-Stadiums (ca. 12.000-12.600 BP) handeln. Zu jener Zeit war der Kaunertalgletscher noch mit den aus den Seitentälern einmündenden Gletschern in Verbindung. Die Schneegrenze lag während des Daunstadiums ungefähr 250-350 m tiefer als zur Zeit des Gletscherhochstandes von 1850. Die Endlage des Kaunertalgletschers im Daun ist nicht genau bekannt, dürfte jedoch zumindest im äußeren Talbereich liegen (KERSCHNER 1978).



Abbildung 64: Blick in Richtung WSW auf die Seitenmoränenwälle unterhalb des Hapmeskares

Das Neederkarle

Im Neederkarle befinden sich ebenfalls 2 ausgeprägte Moränenwälle auf einer Seehöhe von 2420 bis 2540 m. Sie stellen die orographisch rechten Seitenmoränen einer postglazialen Karvergletscherung dar. Die dazugehörigen linken Seitenmoränen sind nicht mehr erhalten. An ihrer Stelle befinden sich heute ausgedehnte Hangschuttfächer und ein fossiler, zungenförmiger Blockgletscher. Er bezog seinen Schutt aus den von zahlreichen Störungen durchzogenen östlichen Felsflanken, wobei der Schutt der ehemaligen linken Seitenmoränenwälle auch an seinem Aufbau mitgewirkt haben könnte. Der Bereich zwischen den Seitenmoränen und dem Blockgletscher ist durch eine ungeordnete Anhäufung von kleinen Rücken und Mulden gekennzeichnet, die wahrscheinlich durch solifluidale Bewegungen entstanden sind. Im Luftbild lassen sich diese fossilen Bodenfließformen, die ein Kennzeichen für einstigen Permafrost darstellen, ebenfalls gut erkennen. Ein weiterer fossiler Blockgletscher liegt etwas südöstlich des ersten Blockgletschers. Im Karschluss unterhalb der Hapmesköpfe konnten während einer Geländebegehung

größtenteils von Schutt bedeckte Kargletscherreste festgestellt werden. Dies sind Reste einer ehemals vorhandenen Karvergletscherung. Durch den starken Schuttanfall in diesem Kar können sie als Toteis noch viele Jahre überdauern. Südlich der Pfeifensteinschneide sind 2 kleine Karseen erhalten.

Der Talzus Schub Hapmes

Betrachtet man den Bereich Hapmesboden auf der geomorphologischen Karte oder dem Luftbild, so erkennt man eine deutliche Ausbuchtung des Hanges in Richtung Stausee. Dies ist ein Hinweis auf eine großflächige, alte Hangdeformation und ein typisches Beispiel für die postglaziale Destabilisierung einer glazial überprägten Talflanke. Die gesamte Bergflanke westlich des Neederkarle war hier nach dem Abschmelzen des großen Kaunertalgletschers und dem damit verbundenem Verlust des Widerlagers langsam gravitativ abgeglitten. Auch im Gelände findet man zahlreiche Hinweise auf diesen postglazialen Talzus Schub.

Im obersten Abschnitt oberhalb des Brantweinbodens erkennt man steilstehende Spaltenbildungen im anstehenden Gestein. Diese tiefen Rissbildungen sind Hinweise auf Zugspannungen im obersten Drittel des Hangkörpers und deuten auf eine Bergzerrei ßung hin. Im Umfeld lagern kleinere Felsturzablagerungen, die zweifelsfrei von den Abbruchnischen der Bergzerrei ßung stammen. Etwas unterhalb der Spaltenzone lassen sich ausgeprägte Nackentälchen ausmachen, welche auf Sackungsbewegungen im entfestigten und oberflächlich verwitterten Untergrund hindeuten. Im tiefer gelegenen Abschnitt des Talzuschubes kam es aufgrund der Kriechbewegungen in diesem kompressiven Regime zum Ausbauchen des Gebirges mit ausgeprägten Geländevertiefungen. Diese Ebenen sind heute als Brantweinboden, Unterer und Oberer Hapmesboden im Gelände erkennbar.

Unterhalb dieser Böden versteilt sich das Gelände zum Tal hin, da die gegenüberliegende Talseite der Massenbewegung entgegenwirkte.



Abbildung 65: Verflachung oberhalb des übersteilten Fußes des Talzuschubes, Blickrichtung NW



Abbildung 66: Nackentälchen im mittleren Bereich der großflächigen Hangdeformation. Am rechten Bildrand sieht man einen Vermessungspunkt der TIWAG

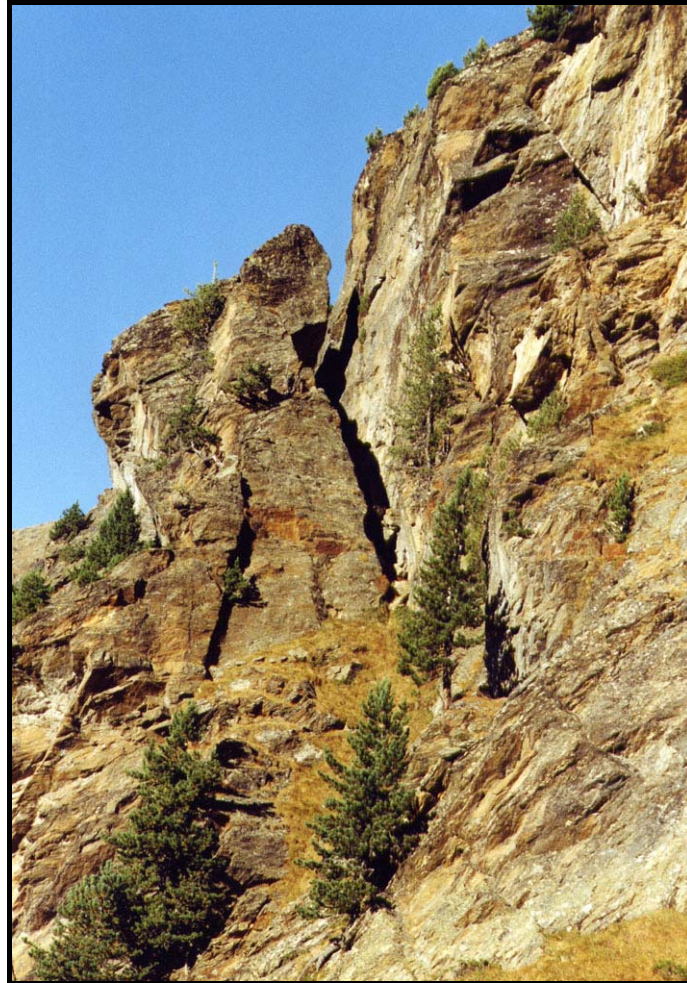


Abbildung 67: Steil stehende Spaltenbildung im obersten Bereich des Talzuschubs

Zur Beurteilung dieses Talzuschubs muß festgestellt werden, dass keine Zeichen aktiver Bewegungen sichtbar waren. Es konnte weder aktiver Steinschlag noch frische Felssturزابlagerungen beobachtet werden. Die Vegetation zeigte keinerlei typische Merkmale für Hangbewegungen wie aufgerissene Grasnarben oder Sichelwuchs verschiedener Baumarten. Diese Hangdeformation wird daher als gegenwärtig inaktiv eingestuft.

7. ERGEBNISSE GEILKAR

Das Geilkar befindet sich nördlich der Pfeifensteinschneide. Im N wird es von der Geilstange (2723 m) und dem Geilkopf (2875 m), im W vom Geilbödele und im E vom Kaunergrat begrenzt. Der Talschluss und die umliegenden Gipfel sind aus Paragneis aufgebaut, nur ganz im NW im Bereich der Geilwand und etwas östlich der Pfeifensteinschneide stehen helle Orthogneise an.

Man erreicht das Geilkar über den Wanderweg, der an der Kaunertaler Gletscherstraße unterhalb des Hapmeswaldes beginnt. Nach ungefähr einer halben Stunde folgt man bei der ersten Wegkehre einem schwach ausgeprägten Jägerpfad,

der relativ flach nach N führt. Nach dem Passieren eines Felsriegels (Pfeifenstein) verlässt man in der Umgebung des Klasgartens den Steig und steigt Richtung NE über das Hochmoos ins Geilkar auf (45 min Gehzeit von der Kehre).

Das Geilkar ist vor allem durch das Vorkommen mehrerer mächtiger Blockgletscher gekennzeichnet. Das schattige, EW-gerichtete Kar beherbergt im östlichen Bereich 2 aktive, zungenförmige Blockgletscher, die so genannten Zwillingsblockgletscher, welche solifluidal überprägtes Schuttgelände langsam überfahren. Entlang der Nordabstürze der Pfeifensteinschneide konnten sich lappenförmige Hangschuttblockgletscher herausentwickeln.

Zwei schöne Seitenmoränenwälle sind im N des Geilkars erhalten. Die dazugehörigen orographisch linken Seitenmoränen sind nicht mehr erhalten und vermutlich von Schuttmaterial bedeckt oder von Blockgletschern überfahren worden. Zwischen den rechten Seitenmoränen und dem Blockgletscherkomplex im S befinden sich zahlreiche kleine Rücken und Mulden, die wahrscheinlich durch solifluidale Bewegungen entstanden sind. Es könnte sich jedoch auch um den Schuttmantel ehemaliger Blockgletscher handeln.

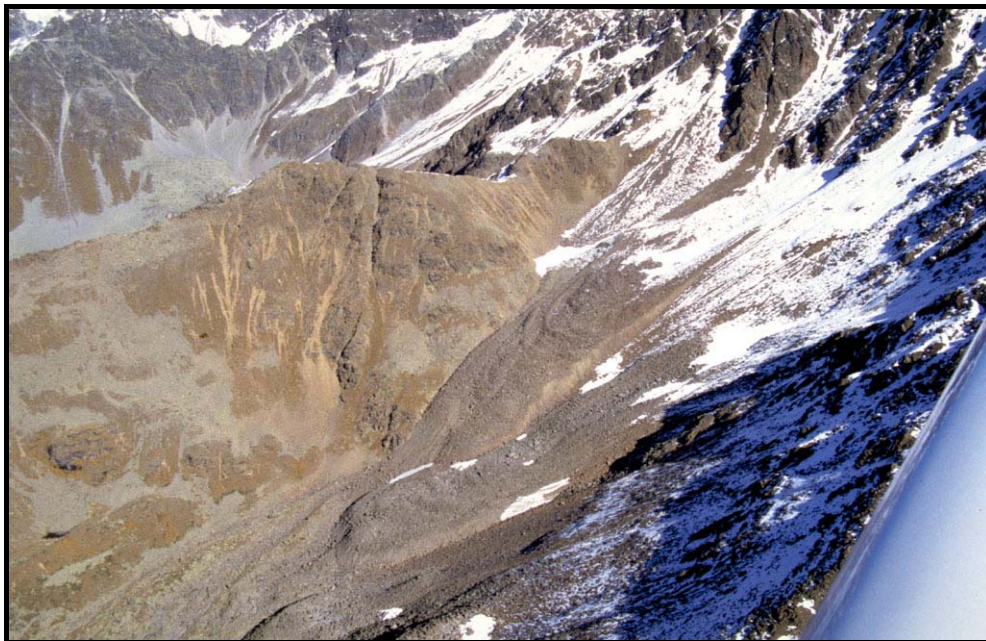


Abbildung 68: Schrägluftbild der Zwillingsblockgletscher

Die Zwillingsblockgletscher

Der orographisch rechte der beiden Blockgletscher besitzt eine ungefähre Länge von 500 m und eine durchschnittliche Breite von 140 m. Seine Gesamtfläche beträgt somit 0,07 km². Der Blockgletscher bezieht seinen Schutt aus den östlich gelegenen und von zahlreichen Störungen durchzogenen Felsabbrüchen des Kaunergrates. Die

ca. 40° steile Stirn des Blockgletschers befindet sich auf einer Seehöhe von 2620 m und hat eine maximale Höhe von über 30 m. Gegen seinen südlichen Rand hin verringert sie sich jedoch rasch auf 5-15 m. Grund hierfür ist die Kollision mit dem linken Blockgletscher.

Die Oberfläche des rechten Zwillingsblockgletschers zeigt die typischen Strukturmerkmale eines aktiven Eiskernblockgletschers: Mehrere ogivenähnlich gebogene Transversalloben zeigen, dass der innere Bereich des Blockgletschers schneller fließt als die Randbereiche. Vor allem am orographisch rechten Blockgletscherrand scheinen die Bewegungen durch den Kontakt mit dem angrenzenden Hang und einer alten Schuttmasse (fossiler Blockgletscher?) abgebremst zu werden. Hier biegen die Transversalloben so stark um, dass sie zu Longitudinalloben werden. In der Wurzelzone befindet sich eine schwache Depression und einige Altschneereste. Eisaufschlüsse konnten leider keine entdeckt werden.

Der orographisch linke Blockgletscher ist mit einer Fläche von ca. 0,065 km² ungefähr gleich groß wie der andere. In Längsrichtung misst er ebenfalls ca. 500 m bei einer Breite von durchschnittlich 130 m. Sein Einzugsgebiet liegt südöstlich und besteht überwiegend aus helleren quarzitären Paragneisen. Die Stirn befindet sich etwa 120m weiter westlich als die rechte Blockgletscherstirn und ist ca. 15 bis 25m hoch. Auch er besitzt mehrere breite transversale Loben und eine kleine Depression im mittleren Bereich. In seinem Wurzelbereich liegt ein perennierendes Firnfeld. Auch bei diesem Blockgletscher konnten keine Eisaufschlüsse entdeckt werden. Etwa 100 m westlich der Stirn des linken Blockgletschers konnte ein hörbarer Abfluss festgestellt werden. Weiter westlich kommt er als Bach aus den Geröllfeldern hervor und fließt das gesamte Geilkar hinaus in den Gepatsch-Stausee. Von welchem der beiden Blockgletscher das Wasser stammt, konnte nicht festgestellt werden, wahrscheinlich sind beide Blockgletscher am Abfluss beteiligt. Auch der linksseitig gelegene Hangschuttblockgletscherkomplex dürfte zur Schüttung beitragen.

Die Hangschuttblockgletscher

Etwas westlich der beiden Zwillingsblockgletscher wird der gesamte Bereich orographisch links des Baches von mehreren zusammenhängenden, lappenförmigen Hangschuttblockgletschern eingenommen. Die Breite des gesamten Komplexes beträgt rund 800 m bei einer Gesamtfläche von ca. 0,1 km². Die Stirnhöhen sind variabel, betragen aber oft 20 m und mehr. Auffällig ist, dass die Bereiche hinter der

Stirn oft stark eingesunken sind, was auf einen starken Volumenschwund im Innern hindeutet. Strukturen, welche auf Bewegungen schließen könnten, wurden ebenfalls keine festgestellt. Diese Merkmale deuten darauf hin, dass es sich bei diesen Blockgletschern um fossile handeln könnte. Vergleiche mit anderen fossilen Blockgletschern zeigen jedoch immer wieder, dass solche Blockgletscher meist von den Schuttfächern, die sie einst mit Schuttmaterial versorgten, verschüttet werden (Wazekarle, Schafleger). Dies scheint jedoch im Geilkar nicht der Fall zu sein. Das Eis im Innern dieser Blockgletscher ist zwar wahrscheinlich teilweise abgeschmolzen, doch aufgrund der Höhenlage von ca. 2400 m und darüber und der Exposition N befinden sich diese Blockgletscher im Bereich des diskontinuierlichen Permafrosts. Dies bedeutet, dass es durchaus zu Neubildungen von Eis durch einsickernden und gefrierenden Niederschlag kommen kann. Infolge der für Permafrost typischen Prozesse Kryoturbation und Solifluktion kommt es zu Bewegungen, sodass zwischen frisch anfallendem Schutt und Schuttmantel der Blockgletscher keine Unterschiede vom Aussehen her (Frische des Schuttmaterials, Bewuchs durch Flechten und Moose) feststellbar sind. Somit wird dieser Blockgletscherkomplex als intakter „ice cemented rock glacier“ eingestuft.



Abbildung 69: Die Hangschuttblickgletscher im Geilkar. Farbothofoto (Befliegung 2003, Quelle: Landesforstdirektion, tiris)



Abbildung 70: Zwillingsblockgletscher im Vordergrund und Hangschuttblockgletscher im Hintergrund. Blickrichtung W

8. ERGEBNISSE AUF ROSTIZ



Abbildung 71: Das Rostiztal mit dem Rostizkogel (3392 m). Links erkennt man zwei schwach ausgeprägte Seitenmoränenwälle. Die beiden fossilen Hangschuttblockgletscher liegen versteckt links hinten unter dem Westgrat des Rostizkogels. Blickrichtung E

Das breite, trogförmige Hängetal wird im N vom Orthogneiszug Stange (2709m)-Rostizscharte (2799 m) - Rostizkogel (3392 m) begrenzt und im S von der Geilstange (2723 m) und dem Geilkogel (2875 m). Im W bildet die Geländestufe ins Kaunertal

die Grenze und im E das Rostizjoch (3093 m) mit Rostizkogel (3392 m) und Löcherkogel (3326 m), welcher aus Paragneisen aufgebaut ist. Südlich des Rostizkogels konnte ich Hinweise auf einen der wenigen Amphibolitaufschlüsse im Arbeitsgebiet finden. Der Schuttfächer unterhalb des Rostizkogels weist zudem eine große Anzahl Amphibolitgerölle auf. Man erreicht „Auf Rostiz“ in einer Stunde Gehzeit über einen steilen Steig, der von der letzten Kehre der Kaunertaler Gletscherstraße vor der Staumauer beginnt.



Abbildung 72: Die fossilen Blockgletscher am Südhang des Rostiztales (Lokalität "Rostiz Seite"), deren Stirne teils bewachsen sind. Der helle Orthogneis lässt sich hier sehr gut von den bräunlichen Paragneis-Schutthalden unterscheiden (Quelle: Landesforstdirektion Innsbruck, tiris)

Zwei fossile Hangschuttblockgletscher liegen auf der „Rostiz Seite“ am Südhang unterhalb der Rostizscharte. Gegenüber auf der anderen Talseite ist ein blockgletscherartiger Wall vorhanden. Auch nördlich des Geilkopfes liegt ein kleiner Blockgletscher. Sonst ist der Talschluss geprägt von Hangschuttfächern. Weiter draußen sind mehrere Seitenmoränenwälle erhalten.

Der größere der beiden Hangschuttblockgletscher liegt etwas östlich des „Rostiz Seite“ genannten Südhanges auf 2550 m Seehöhe und ist 200 m breit und 250 m lang. Seine Fläche beträgt somit 0,05 km². Er bezog seinen Schutt aus dem Orthogneiszug östlich der Rostizscharte (Punkt 3045 m auf der AV-Karte). Seine Stirn ist gut 20 m hoch und teilweise gut bewachsen. Die Oberfläche ist wenig gegliedert und stark mit Flechten bewachsen, wogegen die Gerölle der Schuttfächer frisch aussehen.

Der kleinere Blockgletscher befindet sich ungefähr 400 m westlich, unterhalb der Rostizscharte auf einer Seehöhe von ca. 2450 m. Er ist doppelappig ausgebildet.

Die ca. 15 m hohe Stirn ist stark bewachsen und sehr feinkörnig. Im Gegensatz dazu steht die Blockgletscheroberfläche, deren Gerölle im Durchschnitt m³-Größe erreichen. Diese großen Blöcke stammen aus dem nördlichen Gratbereich, welcher stark zerlegt erscheint. Von dort ziehen Schuttfahnen direkt auf den Blockgletscher herab. Die Blöcke sind ebenfalls stark von Flechten bewachsen. Beide Blockgletscher sind südseitig exponiert und lagern auf permafrostfreiem Untergrund. Gegenüber auf der südlich des Rostizbaches gelegenen Talseite befindet sich ein kleiner blockgletscherartiger Wall auf einer Seehöhe von 2420 m.

Weiter talauswärts lassen sich zwei orographisch rechte Seitenmoränenwälle ausmachen, welche vom westlichen Blockgletscher bis hinaus zur Rostiz Almhütte ziehen: Die dazugehörigen linken Seitenmoränen sind nicht mehr erhalten bzw. unter den Hangschuttsedimenten begraben.

9. ERGEBNISSE WAZEKAR

Es ist der nördlichste Abschnitt im Arbeitsgebiet. Die Fläche beträgt ungefähr 8 km² und wird im N von der Linie Rötbach-Wazekopf (2918 m) und Wazespitze (3533 m) begrenzt. Im S verläuft der Grenzgrat von der Stange (2709m) bis zum Rostizkogel (3392m). Im W bildet das Kaunertal die Grenze und im E der Kaunergrat von der Wazespitze (3533m) zum Rostizkogel (3392 m). Der Festgesteinsrahmen wird hier vor allem von Orthogneisen gebildet. Weiters treten Paragneise und vereinzelt Amphibolitlinsen auf.

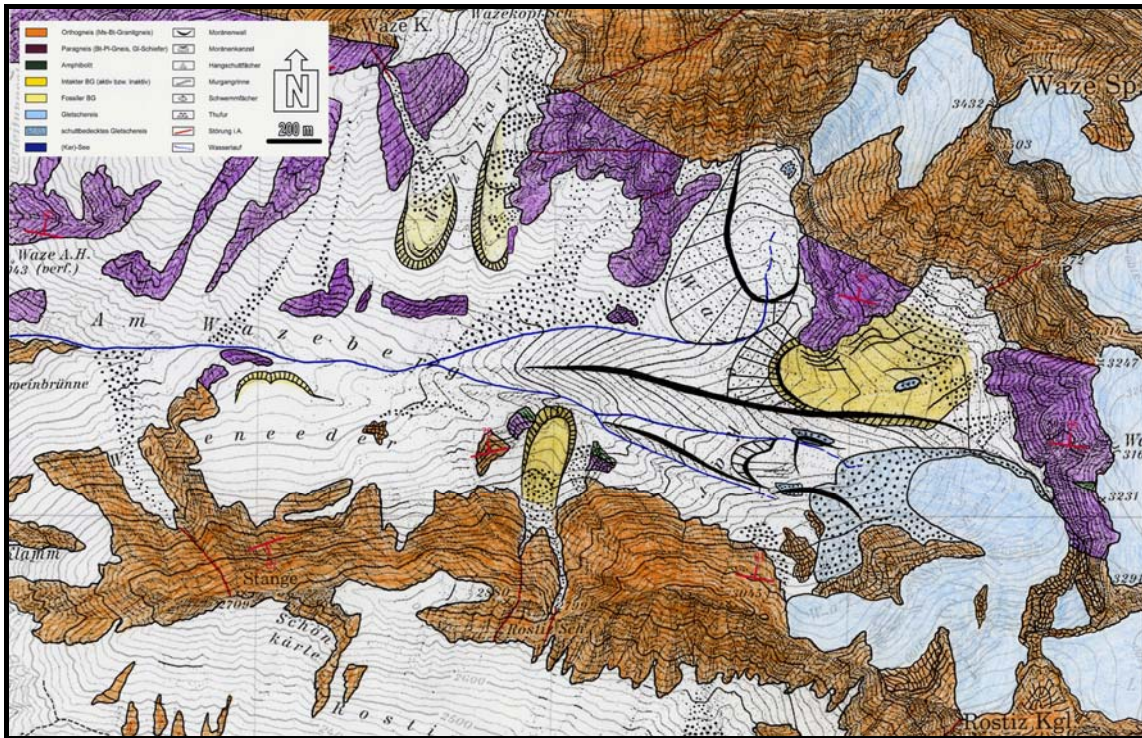


Abbildung 73: Geologisch-morphologische Detailkarte des Wazekares auf Grundlage der AV-Karte Nr.30/3.

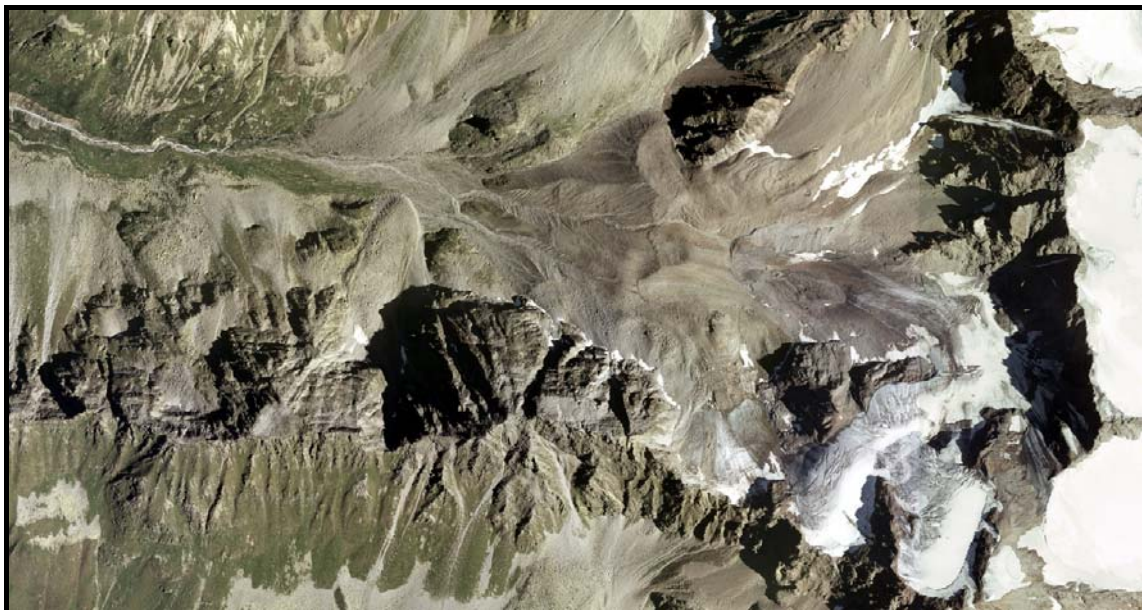


Abbildung 74: Farborthofoto des Wazekares, Befliegung 2003 (Quelle: Landesforstdirektion Innsbruck, tiris)

9.1. Gletscher und Moränen

Im Wazekar sind die zwei größten Kargletscher des Arbeitsgebietes anzutreffen, der unterhalb der Wazespitze liegende Wazeferner (Fläche 0,15 km²) und der Wazebachferner (Fläche 0,33 km²) nordwestlich des Rostizkogels.

Der **Wazeferner** liegt steil unterhalb der Wazespitze und ist nach WSW exponiert. Die durch Spalten stark zerklüftete Gletscherzunge endet abrupt etwa 50 m oberhalb des umgebenden Wandfußes auf einer Seehöhe von ca. 2960 m. Hier ist die Neigung der Zunge derart stark, dass durch das Fließen des Gletschers immer wieder Eis in Form von Seracs abbrechen und als Eislawine auf den Wandfuß stürzen kann. Dort bleibt das Eis liegen und bildet einen sehr kleinen, heute stark schuttbedeckten regenerierten Gletscher mit einem perennierenden Firnfeld. Hier entspringt aus einem kleinen Gletschertor der Gletscherabfluss des Wazeferners. Auf einem Luftbild aus dem Jahre 1954 erkennt man deutlich, dass sich das oberhalb der Felsstufe befindliche Zungenende zu jener Zeit an fast demselben Ort befand wie heute. Vergleiche mit einem Farbothofoto des Jahres 2003 zeigen, dass die Zunge zwar an Mächtigkeit verlor, sich das Zungenende jedoch nicht zurückgezogen hat. Unterhalb des Wandfußes baut sich eine ca. 120 m hohe Moränenkanzel auf, die der Kanzel des Bliggferners im Wurmatal stark ähnelt. Vermutlich waren vor allem die Gletschervorstöße des „little ice age“ („kleine Eiszeit“, LIA, 1600-1850) an ihrem Aufbau beteiligt. Der Gletscherabfluss durchschneidet die Kanzel, biegt unterhalb der Kanzel in Richtung W um und fließt als Wazebach ins Kaunertal hinab.



Abbildung 75: Der Wazebachferner im August 2003. Blickrichtung SSE

Der **Wazebachferner** ist mit ungefähr 0,33 km² der größte Gletscher im Arbeitsgebiet und liegt NW des Rostizkogels. Der Gletscher hat seit den 80er Jahren deutlich an Masse verloren, wie aktuelle Vergleiche mit der AV-Karte zeigen. Im Bereich südlich des Wazejoches unterhalb des Punktes 3291 m trennte sich der orographisch

rechtste Teil vollkommen vom Gletscher ab und ist heute nur mehr in Form einer kleinflächigen, schmutzigen Wandvereisung erhalten. Der steilste Abschnitt des Wazebachferners ist eine Hängegletscherzone orographisch rechts der ausapernden Felsrippe, die direkt nördlich unter dem Gipfel des Rostizkogels liegt. Diese durch Gletscherbifokation abgelenkte, über 40° steile Bruchzone wird auf Grund ihrer labilen Position sicher nicht mehr allzu lange bestehen und u. U. Teile von ihr in einem der nächsten heißen Sommer als Eissturz abgehen. Der Wazebachferner teilt sich weiter westlich wiederum in zwei Zungen auf, wobei die kleinere, südlichere auf ca. 2880 m Seehöhe endet, währenddessen die nördliche Hauptzunge bis auf 2800 m herabreicht. Das Gletschereis endet hier jedoch nicht, sondern verschwindet unter einer 30 cm bis 1m mächtigen Schuttauflage. Teile dieses von Schutt bedeckten Eises sind noch mit der Gletscherzunge verbunden, andere Bereiche sind jedoch abgetrennt und bilden große Toteisareale. Schätzungen zufolge dürfte es sich dabei um mind. 0,1 km² handeln.

Vor allem die seitlichen Randbereiche der Gletscherzunge sind erhöhtem Steinschlag ausgesetzt und von einer im Schnitt 0,5 m mächtigen Schuttlage bedeckt. Während sich die schuttfreie Zunge immer weiter zurückzieht, bleibt der schuttbedeckte Anteil des Gletschereises ortsfest und trennt sich an manchen Stellen von der Hauptzunge ab. Die so entstandenen Toteisareale bleiben aufgrund der isolierenden Wirkung des Schuttmantels lange konserviert.



Abbildung 76: Schuttbedecktes Toteisareal unterhalb der orographisch linken Begrenzungsfelsen des Wazebachferners. Der Schutt schützt das Eis vor weiterer Abschmelzung, während sich die Hauptzunge weit zurückzieht

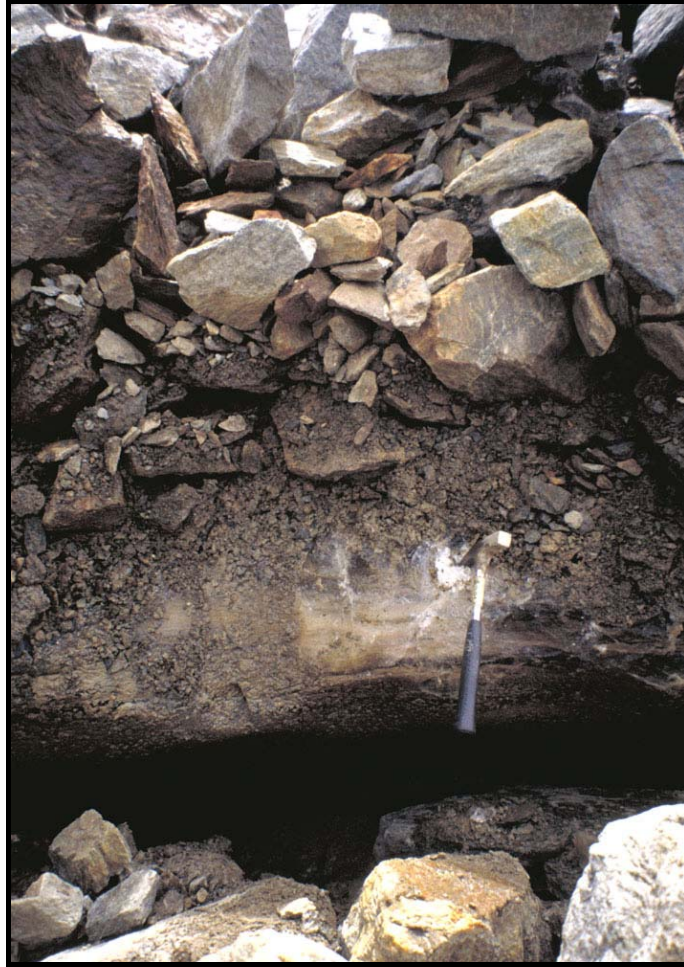


Abbildung 77: Gletschereis unter einer ca. 0,5 m mächtigen, grobblockigen Schuttlage im Bereich der Stirnmoräne der 80er Jahre

Ein markanter, 1 bis 3 m hoher Endmoränenwall befindet sich etwa 100 m vor der Gletscherstirn. Auf dem Luftbild des Jahres 1954 war dieser Bereich noch vom Gletscher bedeckt. Es handelt sich also bei diesem Wall um den 1980er Stand. Ca. 100 m vor diesem Wall befindet sich der Rand einer Moränenkanel, die den Gletscherstand von 1920 dokumentieren könnte. Wie es jedoch typisch ist, könnten am Aufbau von Moränenkaneln mehrere Vorstöße mitgewirkt haben. Betrachtet man den unmittelbaren Bereich zwischen dem 80er-Wall und der Moränenkanel, so erkennt man longitudinale Lineamente auf der Schuttoberfläche. Diese so genannten „flutes“ entstanden durch vorstoßende Bewegungen des Gletschers.



Abbildung 78: Durch Eisvorstöße entstandene Längsrinnen ("flutes") im Grundmoränenmaterial. Am linken Bildrand sieht man die 80er Stirnmoräne. Blickrichtung SW

Die mächtigen Seitenmoränen, die weit hinaus in Richtung Wazenberg und Wazeneeder ziehen, sind älter und gehören höchstwahrscheinlich zu den Gletscherständen des LIA („little ice age“, ca. 1600-1850).

Blockgletscher

Im Gebiet des Wazetales sind mehrere Blockgletscher vorhanden:

Intakte Blockgletscher findet man unterhalb der Rostizscharte und unterhalb der Wazespitze. Fossile Blockgletscher findet man im Wazekarle und ein blockgletscherartiger Stirnwall liegt im Bereich des Wazeneeder.

Der **Blockgletscher unter der Wazespitze** ist intakt und komplex aufgebaut. Teils hat er sich aus dem orographisch rechten Seitenmoränenwall herausentwickelt und teils erinnert er an eine Moränenkancel. Vor allem im mittleren und östlichen Abschnitt erkennt man eine aktive Stirn und Fließstrukturen wie Loben und Wälle.

Der Blockgletscher ist ca. 400 m lang und max. 200 m breit.

Die moränenkancelartige Stirn ist ungefähr 60 m hoch und ca. 40° steil.

Im mittleren Bereich des Blockgletschers bildet sich aus der Seitenmoräne eine schwach ausgeprägte Blockgletscherstirn heraus. Auf dem Luftbild des Jahres 1954 ist diese Ausbuchtung nicht sichtbar, zu dieser Zeit hatte die Seitenmoräne noch ihre ursprüngliche Form. Auch der Gletscherbach des Wazebachferners läuft bogenförmig um die junge Blockgletscherstirn herum, währenddessen der Bachlauf auf dem 1954er Luftbild noch geradlinig verläuft.



Abbildung 79: Schwarzweiß-Luftbild (Befliegung 1954) mit dem Blockgletscher unter der Wazespitze. Die Ausbildung der Seitenmoräne ist zu dieser Zeit geradlinig (Quelle: BEV Wien)



Abbildung 80 : Farborthofoto (Befliegung 2003) . Unterhalb des Felsriegels kam es zu einer starken Ausbuchtung des Moränenmaterials in Richtung S. Auch die 80er Endmoräne ist jetzt gut sichtbar (Quelle: Landesforstdirektion Innsbruck, tiris)

Der hintere Abschnitt des Blockgletschers zeigt mehrere longitudinale Rücken und Gräben, wobei sich die Formen auf dem 1954er und 2003er Luftbild stark ähneln. Hier konnte im Sommer 2003 ein spektakulärer Gletscheisaufschluss entdeckt werden. Ein ca. 15 m breites und mehrere Meter tiefes Loch im Schuttmantel zeigt, dass die Schuttschicht nur ca. 0.5 m dick ist. Darunter befindet sich Gletschereis. Das Eis verschwindet lateral unter dem Schuttmantel. Am Boden des Loches befand sich ein Schmelzwassertümpel, der Untergrund muss also inpermeabel sein. Diese

Senke entstand infolge von Thermokarst, also durch das Abschmelzen von Toteis aufgrund von Temperaturunterschieden im Untergrund.



Abbildung 81: Thermokarstentwicklung im Blockgletscher unter der Wazespitze legte Eiskern frei. Größe des Eisaufschlusses ca. 10 m. Blickrichtung S



Abbildung 82: Eiskern des Blockgletschers unter der Wazespitze

Der **Rostizschartenblockgletscher** liegt etwas westlich der großen Seitenmoränen und ist nach N exponiert. Der zungenförmige Blockgletscher bezieht sein Schuttmaterial aus dem steilen Couloir, welches von der Rostizscharte herabzieht. Die Stirn liegt auf 2380 m Seehöhe, ist ca. 20 bis 30 m hoch und extrem steinschlägig. Im Bereich der Wurzelzone wird der Blockgletscher breiter und flacher. Etwas oberhalb erkennt man ein kleines Eisfeld, das auch auf beiden Luftbildern (1954 und 2003) sichtbar ist. Insgesamt scheint die Stirn jedoch, wenn man beide Fotos genau untersucht, mehr oder weniger ortsstabil zu sein. Die Oberfläche des Blockgletschers ist ungewohnt eben, nur am rechten und hinteren linken Rand erkennt man einen longitudinalen Rücken. Weiter im W im Bereich Wazeneeder sind am Nordhang auf einer Seehöhe von ca. 2220 m schwach ausgeprägte Hangschuttblockgletscher erhalten.



Abbildung 83: Der Rostizscharten-Blockgletscher mit seiner bis zu 30 m hohen Stirn. Blickrichtung S

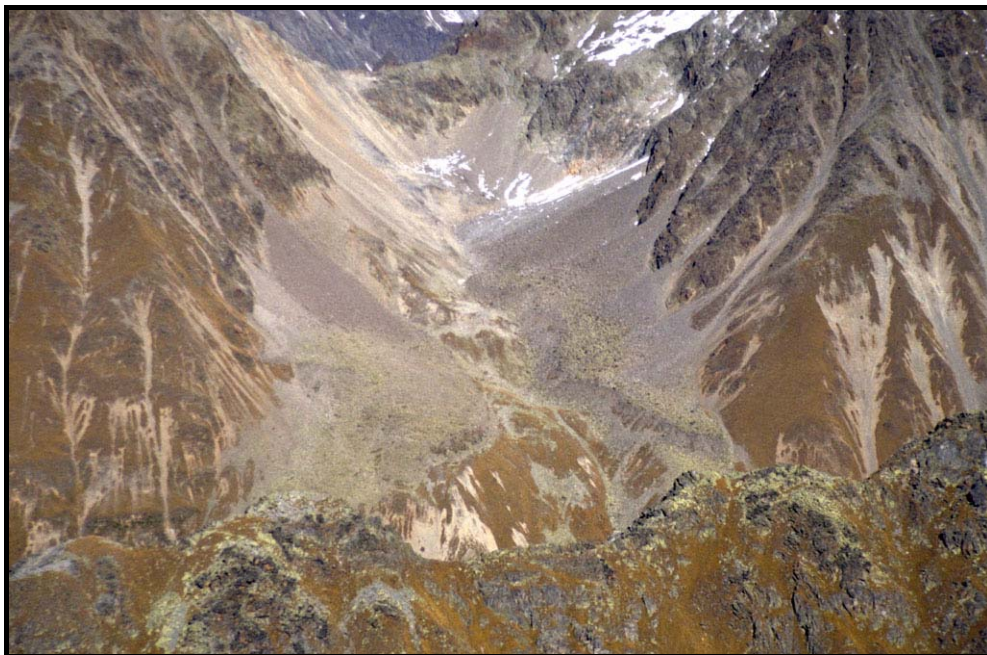


Abbildung 84: Schrägluftbild der beiden fossilen Wazekarle-Blockgletscher. Blickrichtung N

Im Wazekarle liegen zwei nach S exponierte Blockgletscher, deren Stirne auf 2500 m Seehöhe liegen. Der westliche der beiden **Wazekarle-Blockgletscher** bezog seinen Schutt aus der Rinne, die vom Wazekopf herabzieht. Der heute fossile Blockgletscher besitzt im Stirnbereich mehrere transversale Loben, sonst ist seine Oberfläche eher eben. Weiter nördlich verschüttet ein Hangschuttfächer den hinteren Abschnitt des Blockgletschers.

Der weiter östlich gelegene Blockgletscher ist eher lappen- bis girlandenförmig. Seinen Schutt bezog dieser Blockgletscher von mehreren großen Couloirs der ostseitig angrenzenden Felsen. Auch seine Oberfläche wird von rezenten Hangschuttfächern mittlerweile verschüttet. Der Blockgletscher selbst ist heute ebenfalls fossil.

10. INTERPRETATION DER ERGEBNISSE

Einige Ergebnisse der vorliegenden Arbeit geben Grund zur Diskussion und bedürfen einer näheren Interpretation. Im Folgenden soll versucht werden, für einige spezielle Themen die richtigen Rückschlüsse zu ziehen.

Gemeinsamkeiten in der Morphogenese der Hängetäler im Arbeitsgebiet

Sieht man sich die Ausbildung quartärgeologischer Phänomene wie Blockgletscher oder Erhaltung von Moränen im Arbeitsgebiet genauer an, so erkennt man auffällige Gemeinsamkeiten in allen bearbeiteten Hängetälern.

Im Wurmetal, Neederkarle, Geilkar und Rostiztal sind im Zuge der Diplomarbeit gut erhaltene Seitenmoränenwälle beschrieben worden. Dabei fällt auf, dass es sich meist um orographisch rechte, also mehr oder weniger südseitig exponierte Moränen handelt. Die dazugehörigen orographisch linken Seitenmoränen sind im Gegensatz dazu nur mehr im Wurmetal, allerdings solifluidal überprägt, erhalten. Im Bereich des Neederkarle befindet sich an der Stelle der ehemaligen linken Seitenmoränen ein fossiler Blockgletscher. Im Geilkar treten ebenfalls an die Stelle der linken Seitenmoräne ausgeprägte Permafrostblockgletscher. Im Rostiztal befinden sich gegenüber der doppelten Seitenmoräne ausgedehnte Hangschuttfächer ohne Hinweis auf die verbliebenen orographisch linken Seitenmoränen. Eindeutig ist hier zu postulieren, dass die Exposition der Grund dieser differenzierten morphologischen Entwicklung (Morphogenese) ist. Während sich auf der permafrostfreien Südseite der Täler die Morphologie im Postglazial nur unwesentlich änderte, führten die Permafrostverhältnisse auf den schattigen kühleren Nordhängen zu starken

Schuttakkumulationen und Bodeneis und somit zur Bildung ausgedehnter Schuttfächer bzw. Permafrostblockgletscher. Falls einige Moränen doch die starken Änderungen der Morphologie überlebten und erhalten blieben, so kam es doch starken solifluidalen und gelifluidalen Überprägungen, die am Beispiel von stark gewundenen und zusammengeschobenen linken Seitenmoränen des Wurmetales heute sichtbar sind.

Auch die Aktivität der wichtigsten im Arbeitsgebiet auftretenden Blockgletscher ist stark von ihrer Lage und Exposition abhängig. Während die Höhenlage aller intakten Blockgletscher (aktiv bis inaktiv) ziemlich unterschiedlich ist (die Stirnhöhe des „Rostizscharten“ Blockgletschers liegt auf 2380 m, die des „Im Kar“ Blockgletschers auf 2800 m Seehöhe), ist ihre Exposition entweder N oder W. Die einzige Ausnahme bildet jener Blockgletscher, welcher sich aus der Seitenmoräne des Wazebachferners herausentwickelt hat. Seine Ausrichtung ist SW. Man sieht hier, dass die Bedingungen für die Bildung bzw. Erhaltung von Blockgletschern ab einer Seehöhe von ca. 2400 m gegeben sind, wenn die anderen Bildungskriterien Geländemorphologie, Schuttangebot und Exposition übereinstimmen. Die klimatischen Kriterien decken sich also ziemlich exakt mit jenen Kriterien, welche für die Permafrostbildung entscheidend sind.

Wo heute keine Permafrostbedingungen mehr vorhanden sind, sind nur mehr die fossilen Reste der Blockgletscher übrig geblieben. Und hier ist es vor allem die Hangexposition, die den Ausschlag gibt. Dem Faktor Sonneneinstrahlung kommt also bei der Unterscheidung der Aktivität von Blockgletschern eine sehr große Bedeutung zu.

Der interne Aufbau des Blockgletschers „Im Kar“

Beim größten Blockgletscher des Wurmetales „Im Kar“ handelt es sich um einen „ice cored rock glacier“, was bedeutet, dass sein massiver Eiskern von den Resten einer ursprünglichen Karvergletscherung stammt. Die Vielzahl an Eisaufschlüssen, welche bei den Begehungen des Blockgletschers entdeckt wurden und andere zusätzliche Kriterien wie die ausgeprägte Depression im Wurzelbereich und die Georadarergebnisse untermauern diese Aussage. Zudem fand schon GERHOLD 1967 mächtiges Gletschereis im Verband dieses Blockgletschers im vorderen Abschnitt. Außerdem ist auf der AV Karte der Öztaler Alpen, Blatt Weisskugel (1971) ein kleiner Gletscher zwischen den Schuttflächen eingezeichnet. Auch die

topographische Beilagenkarte des AV-Führers Ötztaler Alpen, 3. Auflage 1997, zeigt einen kleinen Gletscherrest im Bereich „Im Kar“. Interessant ist, dass andere jüngere wie auch ältere Kartenblätter keine derartige Einzeichnung aufweisen. Die Kartenblätter des Alpenvereins Kaunergrat 30/3 (1999, Gletscherstand 1997), Kaunergrat 30/3 (1992, Gletscherstand 1982), Weisskugel 30/2 (1993, Gletscherstand 1969) sowie die „Karte der Ötztaler Alpen“, Blatt Kaunergrat-Geigenkamm (1953, Gletscherstand 1953) zeigen alle nur eine große Schuttfläche ohne Eis. Es ist daher anzunehmen, dass für kurze Zeit in den 60er Jahren Bereiche des Kargletschers an der Oberfläche aufgeschlossen waren. Dies würde sich auch mit den Beobachtungen von Gerhold decken.

Die Aktivität des „Überfahrenen Blockgletschers“

Zuerst lag die Vermutung nahe, dass es sich bei diesem Blockgletscher um einen fossilen handle. Die flachere Neigung der Stirnflanke im Vergleich zum „Im Kar“ Blockgletscher, der starke Bewuchs und nicht zuletzt die Tatsache, dass er vom „Eiskasten“ Blockgletscher überfahren wird, sprachen für diese Einteilung. Doch eine Untersuchung der Wassertemperatur und Leitfähigkeit eines temporären Quellaustrittes am 8. Juli 2002 direkt an der Blockgletscherstirn ergab Werte von nur 1,1 °C. Die Höhenlage von 2720 bis 2800 m und die Exposition W sind weitere Indizien dafür, dass sich u. U. noch Eisreste, in welcher Form auch immer, im Blockgletscher befinden. Auch die BTS-Messungen ergaben Werte bis -4,3 °C, die auf Eis im Untergrund zumindest hindeuten. Der Einwand, es könnte sich auch um Wasser des Eiskastenblockgletschers handeln, ist hier sicherlich berechtigt, doch ohne jeglichen Eiskontakt im Bereich des „Überfahrenen“ Blockgletschers wäre das Wasser mit großer Wahrscheinlichkeit auf über 1,1 °C erwärmt worden. Zusammenfassend muss gesagt werden, dass die Einteilung dieses Blockgletschers bezüglich seiner Aktivität nicht exakt bestimmt werden konnte. Er wird daher als inaktiv bis fossil eingestuft.

Der Tracerversuch am Blockgletscher „Im Kar“

Am 8. Juli 2002 wurde im mittleren Abschnitt des Blockgletschers „Im Kar“ ein Farbtracer eingespeist, um die Durchflussrate im Blockgletscher ermitteln zu können.

Warum der eingespeiste Tracer im Beobachtungszeitraum die Blockgletscherquelle nicht erreicht hatte, konnte leider nicht festgestellt werden. Plausible Gründe dafür gibt es jedoch einige:

Zu kurzer Beobachtungszeitraum

Aufgrund der extrem flachen Neigung des Blockgletschers könnte die Fließgeschwindigkeit unterdurchschnittlich klein sein. Der Höhenunterschied zwischen der Einspeisestelle (2796 m) und der Blockgletscherquelle am Fuße der Stirn (2765 m Seehöhe) beträgt nur knapp 31 m, wobei fast der gesamte Höhenunterschied im Bereich der Stirnflanke liegt. Weite Teile der Oberfläche des Blockgletschers sind mehr oder weniger horizontal. Vielleicht hat der Farbtracer in den Abend- oder Nachtstunden die Quelle erreicht.

Aufgestauter Abfluss

Da der Tracer nach Einspeisung nach wenigen Minuten unter der Schuttlage verschwand, konnte der spätere Verlauf an der Oberfläche nicht weiterverfolgt werden. Zudem befinden sich im vorderen Bereich des Blockgletschers ausgeprägte transversale Mulden. Die Vermutung liegt nahe, dass es infolge eines Rückstaues im Abfluss zur Bildung eines kleinen supraglazialen Sees kam, in den der Tracer einmündete. Abbildung .. zeigt einen solchen Schmelzwassertümpel an der Oberfläche des „Im Kar“ Blockgletschers. U. U. war der Farbtracer also in so einem Tümpel, die ja teilweise auch unter dem Schuttmantel vorhanden sein können gestoppt worden.

Zu starke Verdünnung des Farbtracers

Vielleicht war der Tracer im weitverzweigten Abflusssystem der Blockgletscheroberfläche zu stark verdünnt worden und sein Durchgang an der Blockgletscherquelle nicht mehr sichtbar geworden.



Abbildung 85: Schmelzwassertümpel an der Oberfläche des "Im Kar" Blockgletschers

Der Rücken in der Wurzelzone des Blockgletschers „Im Kar“

Dieser longitudinale Rücken, der im hintersten Abschnitt des Blockgletschers die unmittelbare Umgebung um 15-20 m überragt, besteht an seiner Oberfläche ausschließlich aus Schuttmaterial. Hinweise auf anstehendes Festgestein oder einen Eiskern im Untergrund gab es keine. Die Vermutung liegt also nahe, dass es sich zur Gänze um einen Lockergesteinskörper handelt, dessen Inneres gleich wie bei einem „ice cemented rock glacier“ aufgebaut ist. Eine Oser- oder Kames-ähnliche Entstehung ist ebenfalls nicht auszuschließen. Die Bedingungen, bei denen Oser und Kames entstehen wie z. B. ihre teils supraglazigene Bildung in inaktivem, stagnierendem Eis oder sogar Toteis und ihre wall- bis hügelähnliche Form sind Hinweise dafür. Auf jedem Fall ist die Bildung dieses longitudinalen Rückens eher glazigenen Prozessen als Prozessen während der Blockgletscherbildung zuzuschreiben.



Abbildung 86: Der longitudinale Rücken im Wurzelbereich südlich der Depression des Blockgletschers "Im Kar". Blickrichtung SE



Abbildung 87: Die Bliggspitze (3454 m) mit dem Bliggferner und der vorgelagerten Moränenkanzel. Blickrichtung S

Die Genese der Bliggferner-Moränenkanzel

Bei der gut 100 m mächtigen Moränenkanzel könnte es sich um die Endmoräne eines so genannten **Podestgletschers** handeln. Zur Entstehung eines Podestgletschers kann es kommen, wenn im Einzugsgebiet eines Kargletschers sehr viel Schutt anfällt. Dies ist in der Umgebung des Bliggfernens der Fall. Immer wieder wurden vor allem am frühen Nachmittag im Hochsommer kleinere Felsstürze und

starker Steinschlag vernommen. Dieser Schutt gelangt durch zahlreiche Spalten in das Innere des Gletschers. Im Laufe der Jahre wandert das eingeschleppte Material durch das Fließen des Gletschers weiter und wird als Grund- bzw. Stirnmoräne im vorderen Bereich des Kargletschers abgelagert. Dadurch kommt es zu einer ausgeprägten Schuttakkumulation im Stirnbereich des Gletschers, welche in weiterer Folge den Gletscher am Vorstoß behindern kann. Der Gletscher und somit auch der Ablagerungsbereich des Schuttes bleiben dadurch mehr oder weniger ortsstabil, da bei einer Zunahme der Gletschermasse der vordere Bereich mehr aggradiert als progradiert. Dieser Prozess eines mehr oder weniger ortsstabilen Kargletschers über einen Zeitraum von Jahrzehnten führt letztendlich zu jener massiven Schuttanhäufung, welche heute als Moränenkancel sichtbar ist.

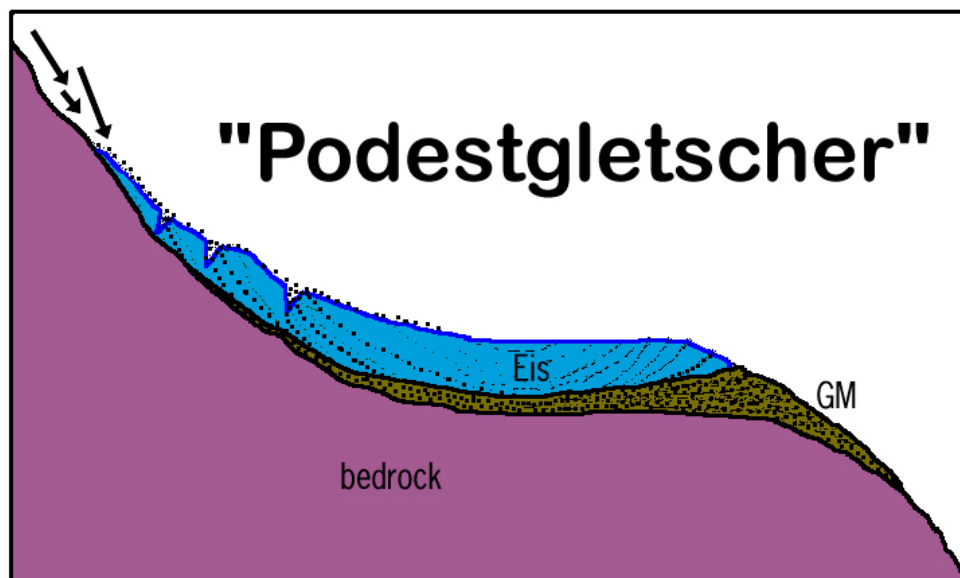


Abbildung 88: Schematisierte Darstellung der möglichen Entstehung einer Moränenkancel im Zuge der Bildung eines Podestgletschers

Der Egesen-Gletschermaximalstand im Wurmetail

Die vorhandenen Egesen-Moränenstände lassen sich sehr gut für eine Rekonstruktion des Egesen-Gletschermaximalstandes heranziehen. Verbindet man auf der geomorphologischen Karte die einzelnen Moränenwälle, so erhält man das ungefähre Ausmaß der Egesen-Vergletscherung im Wurmetail.

Mit ziemlich großer Wahrscheinlichkeit speisten zu dieser Zeit zwei große Gletscher das Wurmetail, ein nördlicher, stärker schuttbedeckter Gletscher entsprang dem nördlichen Kar, und ein südlicher entsprang dem Gebiet des heute noch erhaltenen Bliggferners.

Mehrere Faktoren sprechen dafür, dass der nördliche Gletscher stärker schuttbedeckt war als der südliche. Die Ablationsmoräne ist vor allem im Bereich des nördlichen Gletschers erhalten geblieben, während die Ablationsmoräne des südlichen Gletschers nur schwach ausgebildet ist, da dieser vor allem im Bereich der Bliggspitze viel steiler war und somit weniger Schutt an seiner Oberfläche liegen bleiben konnte. Eine Seitenzunge des nördlichen Gletschers bildete eine Moränenkancel, was ebenfalls auf viel transportiertes Schuttmaterial schließen lässt. Weiters kam es gerade hinter dieser als Moränenkancel ausgebildeten Endmoräne zur Bildung einer Toteislandschaft mit einem markanten Toteisloch, welches heute von einem Bergsee ausgefüllt wird. Der immer noch massive Schuttanfall im nördlichen Talschluss des Wurmetales führte schließlich zur Entstehung ausgedehnter Blockgletscher.

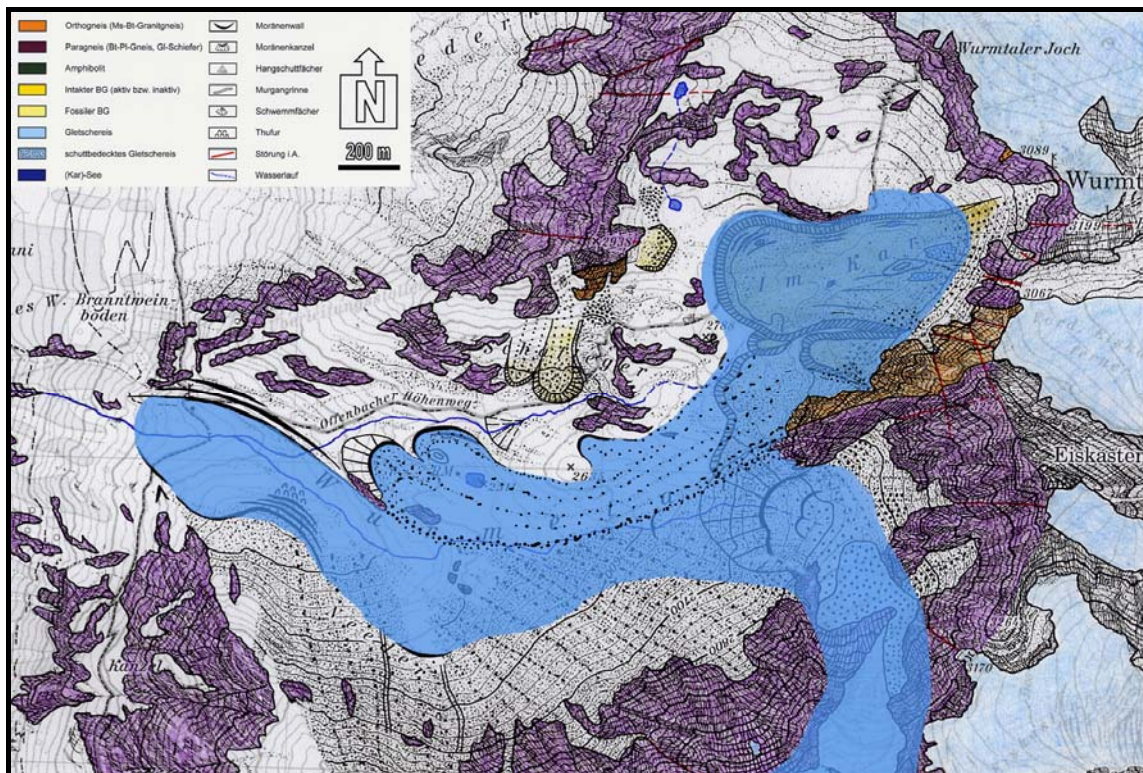


Abbildung 89: Schematisierte Darstellung einer möglichen eisenzeitlichen Vereisung im Wurmetal

Interpretation der Ergebnisse der Abflussmessungen im Wurmetal

Im Zuge der Messungen und Vergleiche der beiden Abflüsse des „Im Kar“ Blockgletschers und des Bliggferners wurden mehrere interessante Fakten bezüglich der Abflusscharakteristik beider Systeme erkannt.

Beide Abflusssysteme reagieren sprunghaft mit der einsetzenden Schneeschmelze. Abflussmaxima wurden hier bei beiden Systemen ungefähr ab Anfang Juni registriert. Sobald jedoch ein Großteil des Winterschnees geschmolzen ist, kommt es zu starken

Unterschieden. Der Blockgletscherabfluss zeigt nur mehr abgeschwächte Werte, währenddessen der Gletscherabfluss vor allem bei Schönwetter am Nachmittag stark anschwillt und erst am Abend wieder schwächer wird. Im Gegensatz zu den starken tageszeitlichen Schwankungen des Bliggferner-Abflusses zeigt der Blockgletscherabfluss nur untergeordnete Schwankungen. Die genaue Auswertung der Tagesschwankungen zur Zeit der Schneeschmelze hat ergeben, dass der maximale Abfluss beim Blockgletscher „Im Kar“ nach Mitternacht zu erwarten ist. Dies bedeutet, dass zwischen dem stärksten Abschmelzen um die Mittagszeit und dem Abflussmaxima ca. 12 h liegen, eine verhältnismäßig lange Zeit, was wahrscheinlich auf die geringe Neigung des Blockgletschers zurückzuführen ist. Auf Starkniederschläge reagieren wiederum beide Systeme mit sommerlichen und herbstlichen Abflussspitzen.

Die elektrische Leitfähigkeit gilt als Maß für die Verweildauer des Wassers im Schutt und verhält sich deshalb gegenläufig zum Abfluss. Die höchsten Leitfähigkeitswerte werden deshalb im Hochwinter gemessen und die niedrigsten während der Schneeschmelze im Frühsommer.

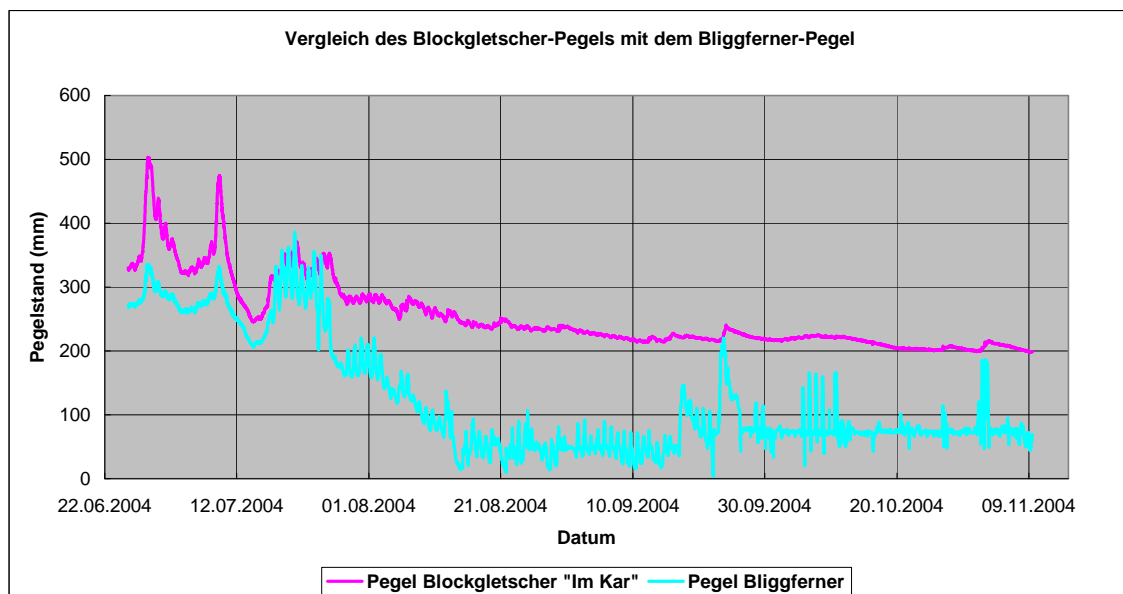


Abbildung 90: Vergleich des Pegelstandes des "Im Kar" Blockgletschers mit dem Pegelstand des Bliggfeners

Die stationäre Lage der Gletscherzunge des Wazeferners im Wazekar

Der teils als Hängegletscher ausgebildete Wazeferner liegt steil unterhalb der Wazespitze und ist nach WSW exponiert. Auf einem Luftbild aus dem Jahre 1954 erkennt man deutlich, dass sich das oberhalb einer Felsstufe befindliche Zungenende zu jener Zeit an fast demselben Ort befand wie heute. Vergleiche mit

einem Farborthofoto des Jahres 2003 zeigen, dass die Zunge zwar an Mächtigkeit verlor, sich das Zungenende jedoch nicht zurückgezogen hat.

Warum der Wazeferner in den letzten 50 Jahren quasi stationär blieb, muss vor allem an der großen Neigung (durchschnittlich 30°, stellenweise über 50°) dieses Gletschers liegen. Steile Gletscher reagieren stärker auf die durch ihr Eigengewicht erzeugte Hangabtriebskraft als flache Gletscher. Obwohl der Gletscher aufgrund der Klimaänderung an Masse verlor, konnte durch die starke Abwärtsbewegung das Zungenende ungefähr stationär bleiben. Die Fließgeschwindigkeit dieses Gletschers und das Abschmelzen der Zunge im Ablationsgebiet halten sich hier also bis dato die Waage.

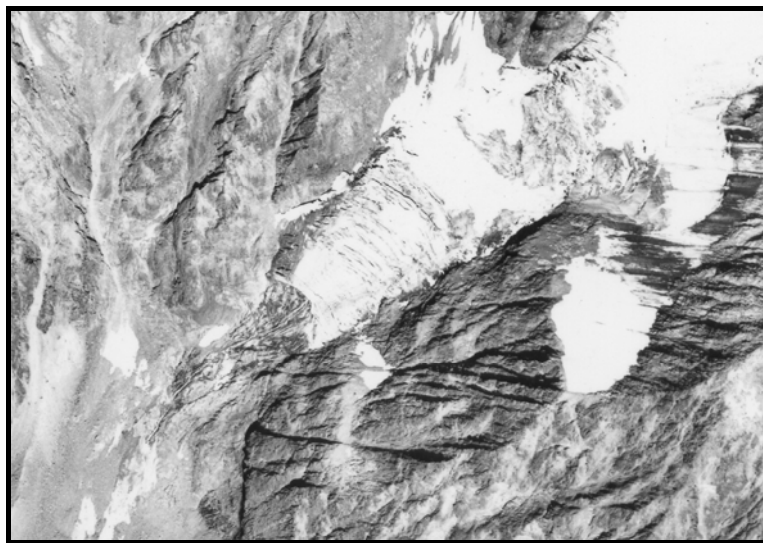


Abbildung 91: SW-Luftbild (Befliegung 1954) des Zungenendes des Wazeferners (Quelle: BEV Wien)

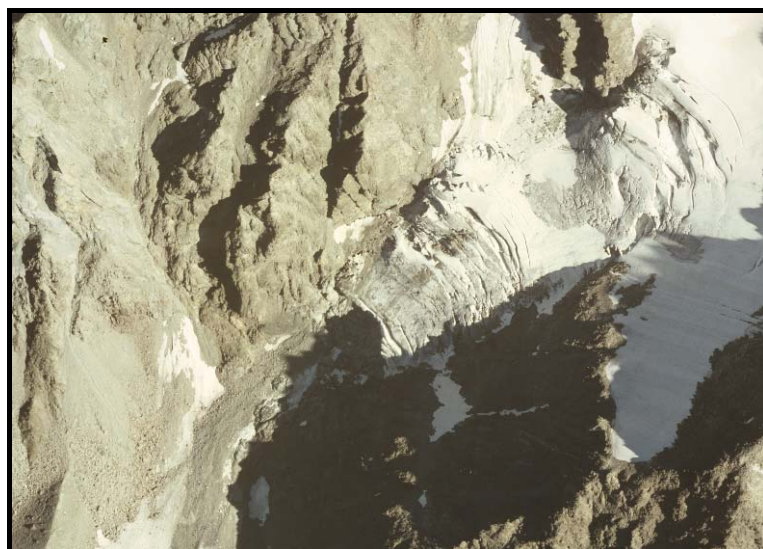


Abbildung 92: Farborthofoto (Befliegung 2003) des Zungenendes des Wazeferners (Quelle: Landesforstdirektion Innsbruck, tiris)

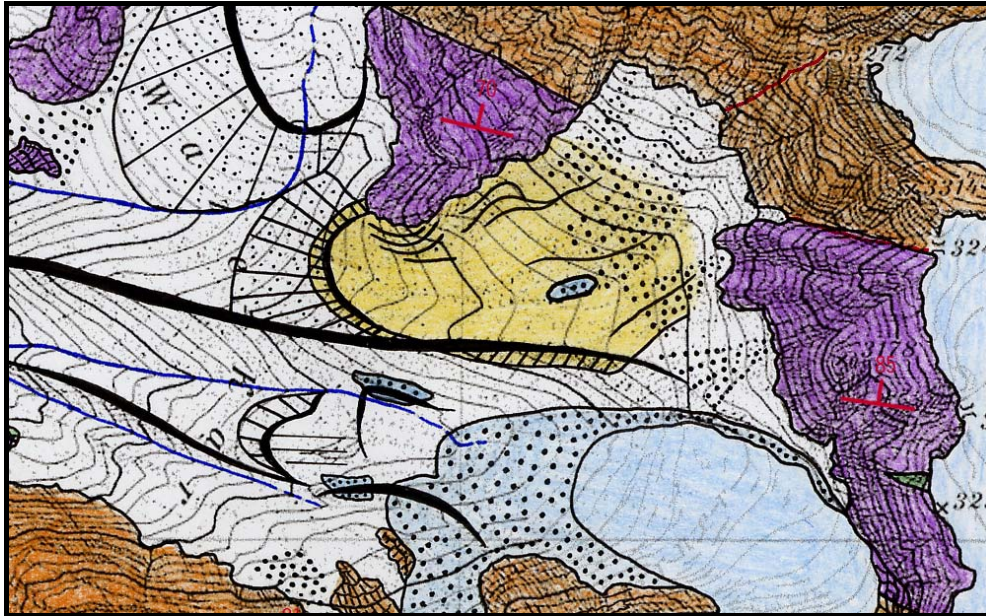


Abbildung 93: Geologisch-morphologische Detailkarte des Blockgletschers unter der Wazespitze. (Bildbreite 1800 m)

Überlegungen zur Genese des Blockgletschers unter der Wazespitze

Der Blockgletscher unter der Wazespitze könnte sich aus einem von Seitenmoränenmaterial bedeckten Toteisrest herausentwickelt haben. Mehrere Indizien sprechen für diese Annahme. Erstens steht ein beachtlicher Teil des Blockgletschers direkt mit der orographisch rechten Seitenmoräne des Wazebachferners in Verbindung. Zweitens hat eine derart mächtig ausgebildete Seitenmoräne das Potential, große Toteisareale mit ausreichend Schutt zu bedecken. Nur wenn das Toteis komplett mit Schuttmaterial überdeckt ist, ist eine der Voraussetzungen für die Weiterentwicklung des jungen Blockgletschers gegeben. Drittens zeigt auch die gegenüberliegende orographisch linke Seite des Wazebachferners Toteisflächen, welche sich zum Teil aufgrund des Rückzugs des Wazebachferner von ihm trennten, jedoch wegen ihrer Schuttbedeckung ebenfalls erhalten bleiben. Gut vorstellbar, dass sich derartige Areale bei starker Schuttakkumulation in Richtung Blockgletschermorphologie weiterentwickeln. Die ausgedehnten Schutthalden und Schuttkegel unterhalb der Wazespitze bewirkten genau diesen Effekt, indem sie genügend Schutt am Toteiskörper sedimentierten und durch diese Auflast erste Bewegungen dieser bemerkenswerten geomorphologischen Erscheinungsform initiierten.

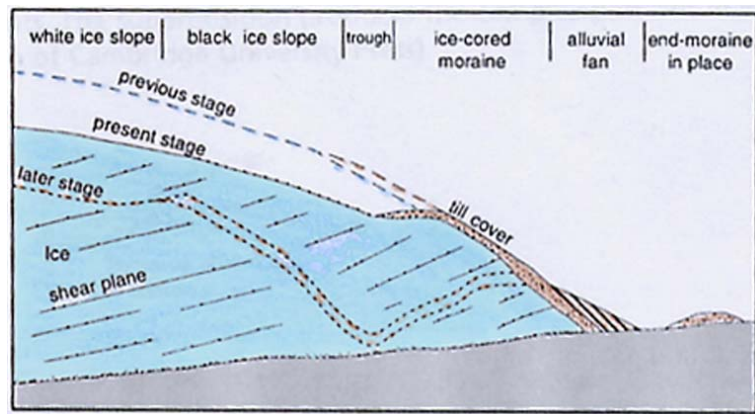


Abbildung 94: Schematisierte Darstellung einer möglichen Entstehung einer Moräne mit Eiskern (Quelle: Benn et al 1998)

11. LITERATURVERZEICHNIS

- ACKERT, R.P. JR. (1998): A Rock Glacier/Debris-covered Glacier System at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming.- *Geografiska Annaler* **80A**: 267-276
- BARSCHE, D. (1977a): Ein Permafrostprofil aus Graubünden, Schweizer Alpen.- *Zeitschrift für Geomorphologie* **21**: 79-86
- (1983): Blockgletscherstudien - Zusammenfassung und offene Probleme; in: POSER & SCHUNKE (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum.- *Abhandlungen der Akademischen Wissenschaften in Göttingen Mathematisch Physikalische Klasse Dritte Folge* **35**: 133-150
- (1987): The problem of ice-cored rock glacier.- In: GIARDINO, J.R., SHRODER, J.F., VITEK, J.D. (Hrsg., 1987): *Rock Glaciers*.- George Allen & Unwin.-London: 45-53
- (1992): Permafrost creep and rockglaciers.- *Permafrost and Periglacial Processes* **3**: 175-188
- (1996): *Rock Glaciers – Indicator for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*; Springer Verlag.- Berlin-Stuttgart, 331 S.
- BARSCHE, D., FIERZ, H. & HAEBERLI, W. (1979): Shallow core drilling and bore-hole measurements in the permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher; Wallis, Swiss Alps.- *Arctic and Alpine Research* **11**: 215-228
- BENEDICT, J.B. (1973): The origin of rock glaciers.- *Journal of Glaciology* **12**: 520-522
- BENN, D.J. & EVANS, D.J.A.(1998): *Glaciers and Glaciation*. Arnold, a member of the Hodder Headline Group 1998. 242-265
- BERGER, J. (2001): Der Blockgletscher Innere Ölgrube - Morphologische und hydrologische Kartierung, sowie Aufnahme der Temperaturverhältnisse und statistische Auswertung von Blockgrößen.- *Unveröffentlichte Oberseminararbeit am Institut für Geologische Wissenschaften, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald*: 41 S.
- BERGER, J. (2002): Aufbau und Dynamik aktiver Blockgletscher am Beispiel der Blockgletscher in der Inneren Ölgrube und dem Kaiserbergtal (Öztaler Alpen/Tirol). *Diplomarbeit am Institut für Geologische Wissenschaften, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald*: 129 S.
- CAPPS, S.R. (1910): Rock glaciers in Alaska.- *Journal of Geology* **18**: 359-375
- CLARK, D. H., M. M. Clark, et al (1994): *Debris covered Glaciers in the Sierra Nevada, California and their Implications for Snowline Reconstructions*. *Quaternary Research* **41**: 139-153.

- CORTE, A.E. (1976a): The hydrological significance of rock glaciers.- *Journal of Glaziology* **17**: 157-158
- (1976b): Rock glaciers.- *Biuletyn Peryglacjalny* **26**: 175-205
- (1987): Rock glacier taxonomy.- In: GIARDINO, J.R., SHRODER, J.F., VITEK, J.D. (Hrsg., 1987): Rock Glaciers.- George Allen & Unwin.-London: 27-39
- DOMARADZKI, J. (1951): Blockströme im Kanton Graubünden.- *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen der schweizerischen Nationalparks* **3 N.F. 24**: 173-235
- ELIAS, J. (1998) The thermal history of the Ötztal-Stubai Complex (Tyrol, Austria/Italy) in the light of the lateral extrusion model. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten* **42**, 172 pp.
- FIGL, T. (2004): Die Quartärgeologie des hinteren Sulztales in den westlichen Stubai Alpen (Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Blockgletscher. *Diplomarbeit am Geologischen Institut der Leopold-Franzens-Universität, Innsbruck*: 136 S.
- FINSTERWALDER, S. (1928): Begleitworte zur Karte des Gepatschferners.- *Zeitschrift für Gletscherkunde* **16**: 20-41
- FLINT, R.F. (1971): Glacial and Quaternary geology.-892 S.; New York (Wiley)
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957): Brazor River bar: A study in the significance of grain size parameters.- *Journal of Sedimentological Petrology* **27**: 3-26
- GAMPER, M. & SUTER, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. *Geographica Helvetica* 1982-Nr.2. 105-114
- GERHOLD, N. (1963): Zwei berühmte Blockgletscher in der Umgebung des Gepatschhauses.- *Nachrichtenblatt des Deutschen Alpenvereins Sektion Frankfurt* **32**: 3-4
- (1964): Zur Glazialgeologie der westlichen Ötztaler Alpen.- *Geographische Dissertationen Innsbruck*, 204 S.
- (1965): Die Blockgletscher – eine besondere Moränenform?- *32. Jahresbericht des Bischöflichen Gymnasiums Paulinum in Schwaz (Beilage)*
- (1967): Zur Glazialgeologie der westlichen Ötztaler Alpen unter besonderer Berücksichtigung des Blockgletscherproblems.- *Veröffentlichungen des Museums Ferdinandeum Innsbruck* **47**: 5-52
- (1969a): Zur Glazialgeologie der westlichen Ötztaler Alpen unter besonderer Berücksichtigung des Blockgletscherproblems.- *Veröffentlichungen des Museums Ferdinandeum Innsbruck* **49**: 46-78
- (1969b): Die Moränen im Bereich der Vereinshütten in den westlichen Ötztaler Alpen.- *DAV Sektion Frankfurt am Main; Festschrift zur 100 Jahrfeier*: 34-40
- (1969c): Die glazialen Ablagerungen in den Karen zwischen Weißseejoch und Weißseespitze.- *Nachrichtenblatt DAV Sektion Frankfurt am Main* **38**: 3-5
- (1970): Blockgletscher im Ötztal.- *Tiroler Heimatblatt* **45**: 107-114
- (1971): Glaziale und periglaziale Ablagerungen in den westlichen Ötztaler Alpen.- *Tiroler Heimatblatt* **46**: 31-35
- GIARDINO, J.R. & VICK, S.G. (1987): Geologic engineering aspects of rock glaciers.- In: GIARDINO, J.R., SHRODER, J.F., VITEK, J.D. (Hrsg., 1987): Rock Glaciers.- George Allen & Unwin.- London: 265-287
- GIARDINO, J.R., SHRODER, J.F., VITEK, J.D. (Hrsg., 1987): Rock Glaciers.- George Allen & Unwin.-London. 355 S.

- GIARDINO, J.R. & VITEK, J.D. (1988): The significance of rock glaciers in the glacial-periglacial landscape continuum.- *Journal of Quaternary Science* **3**: 97-103
- GILLESPIE, A.R., CLARK, D.H., STEIG, E.J. & POTTER, N.Jr. (1997): Chapman Conference delves into the significance of rock glaciers; EOS.- *Transactions AGU* **78**: 208-209
- 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**: 221-227
- (1975): Untersuchung zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden).- *Mitteilungen VAW ETH Zürich* **17**: 7-221
- (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers.- *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau; Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich* **77**: 142 S.
- (1990): Scientific Environmental and Climatic Significance of Rock Glaciers.- *Mem. Soc. Geol. Hal.* **45**: 823-831
- HAEBERLI, W., HUDER, J., KEUSEN, H.-R., PIKA, J. & RÖTHLISBERGER, H. (1988): Core drilling through rock glacier permafrost.- *5th International Conference on Permafrost Trondheim, Norway* **2**: 937-942. Tapir Publisher.- Trondheim.
- HAMMER, W. (1923): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders (5245). *Geol. Bundesanstalt Wien*.
- HOINKES, G. & THÖNI, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement Units.- In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Hrsg., 1993): Pre-Mesozoic Geology in the Alps; *Springer-Verlag*. 677 S.: 485-494
- HOINKES, G. et.al. (1999) Alpine Metamorphism of the Eastern Alps. *SMPM*, **79**, 155-181
- HOLZHAUSER, H. (1982): Neuzeitliche Gletscherschwankungen.- *geographica helvetica* 1982-Nr.2. 115-126
- HUMLUM, O. (1982a): Rock glacier types on Disko, central west Greenland.- *Geografisk Tidsskrift* **82**: 59-66
- (1996): Origin of Rock Glaciers. Observations from Mellemfjord, Disko Island, Central West Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes* **11**: 109-123.
- ISHIKAWA, M., WATANABE, T., NAKUMARA, N. (2001): Genetic differences of rock glaciers and discontinuous mountain permafrost zone in Kanchanjunga Himal, Eastern Nepal.- *Permafrost and Periglacial Processes* **12-3**: 243-254
- KERSCHNER, H. (1978a): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen).- *Geographischer Jahresbericht Österreich*, 36. 26-46
- KERSCHNER, H. (1978b): Spätglaziale Gletscherstände im Inneren Kaunertal. *Innsbrucker Geographische Studien*, **6**, S.235-247.
- KLEBELSBERG, R. (1935): *Geologie von Tirol*; Gebrüder-Bornträger Verlag. - Berlin: 872 S.
- KLIER, W. (1997): *Ötztaler Alpen. Gebietsführer für Wanderer und Bergsteiger (incl. Beilagenkarte)*. *Bergverlag Rudolf Rother GMBH*. München.278 S.
- KLOSTERMANN, J. (1999): *Das Klima im Eiszeitalter.- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart 1999.*

- KONRAD, S. K., HUMPHREY, N.F., CLARK, D.H., STEIG, E.J., POTTER, N. JR., PFEFFER, W.T. (1999): Rock Glacier Dynamics and Palaeoclimatic Implications.- *Geology* **27-12**: 1131-1134
- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2000a): Reichenkar Rock Glacier: A Glacier Derived Debris-Ice-System in the Western Stubai Alps, Austria.- *Permafrost and Periglacial Processes* **11**: 267-275
- (2000b): Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge: Der Reichenkar Blockgletscher in den westlichen Stubai Alpen.- *Geoforum Umhausen Band 1*: 28-43.- Innsbruck.
- (2001): Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, GÖßnitztal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern, Österreich).- *Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern, Band 6*: 139-168
- (2004): Aufbau und Entstehung des aktiven Blockgletschers im Sulzkar, Westliche Stubai Alpen (Tirol).- *Geo.Alp*, Vol. 1, 37-55
- KRAINER, K., MOSTLER, W. & SPAN, N. (2002): A glacier derived, ice-cored rock glacier in the Western Stubai Alps (Austria): Evidence from ice exposures and ground penetrating radar investigation.- *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*: 21 - 34
- LIEB, G.K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen.- *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens Universität Graz.- Beiträge zur Permafrostforschung Österreichs* **33**: 125 S.
- LUCKMANN, B.H. & CROCKETT, K.J. (1978): Distribution and characteristics of rock glaciers in the southern part of the Jasper National Park, Alberta.- *Canadian Journal of Earth Science* **15**: 540-550
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. –*Geographica Helvetica* 1982-Nr.2. 93-104
- MASSIMO, I. (2001): Aktive Blockgletscher im hinteren GÖßnitztal (Nationalpark Hohe Tauern, Kärnten).- *Unveröffentlichte Diplomarbeit am Geologischen Institut der Leopold-Franzens-Universität, Innsbruck*: 139 S.
- MILLER, C. & THÖNI, M. (1995) Origin of the eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tyrol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. *Chemical Geology*, **122**, 199-225
- ÖSTREM, G. (1964): Ice cored moraines in Scandinavia.- *Geografiska Annaler* **46A**: 282-337
- PATZELT, G. (1998): Gletscherbericht 1996/97.- *Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins* **53-123**: 6-12
- PATZELT, G. (1999): Gletscherbericht 1997/98.- *Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins* **54-124**: 6-12
- PATZELT, G. (2000): Gletscherbericht 1998/99.- *Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins* **55-125**: 13-20
- PATZELT, G. (2001): Gletscherbericht 1999/2000.- *Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins* **56-126**: 23-29
- PATZELT, G. (2002): Gletscherbericht 2000/01.- *Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins* **57-127**: 6-12

- PILLEWITZER, W. (1938): Photogrammetrische Gletscheruntersuchungen im Sommer 1938.- *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin* **9/10**: 37-41
- POTTER, N. (1972): Ice-cored Rock Glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming.- *Geological Society of American Bulletin* **83-3**: 3025-3038
- POTTER, N., CLARK, D.H., CLARK, M.M., STEIG, E.J., SPEECE, M.A. & UPDIKE, A.B. (1998): Galena Creek Rock Glacier revisited – new Observation on an old Controversy.- *Geografiska Annaler* **80 A**: 251-265
- PURTSCHELLER, F. (1978): Ötztaler und Stubai Alpen.- *Sammlung Geologischer Führer* **53**; 2. Auflage, Gebrüder Bornträger Verlag.- Berlin-Stuttgart, 128 S.
- ROLSHOVEN, M. (1982): Alpines Permafrostmilieu in der Lasörlinggruppe/Nördliche Deferegger Alpen (Osttirol).- *Polarforschung* **52 (1-2)**: 55-64
- SCHNEIDER, H.J. (1962): Die außerarktischen Gletscher der Erde. – In: *Georg. Taschenbuch*; Wiesbaden.
- SCHMIDEGG, O. (1933): Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen.- *Verh. der Geologischen Bundesanstalt* **1933**: 83-95
- SCHUNKE, E. & ZOLTAI, S.C. (1988): Earth Hummocks (Thufur).- *Advances in Periglacial Geomorphology 1988*: 231-245
- SENCIARENS-GRANCY, W.v. (1956): Zur Glazialgeologie des Ötztals und seiner Umgebung mit 12 Tafeln.- *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien* **49**: 257-313
- SHRODER, J.F., Jr. (1987): Rock glaciers and slope failures: high plateaus and La Sal Mountains Colorado Plateau, Utah, U.S.A.. In: GIARDINO, J.R., SHRODER, F. & VITEK, J.D. (Herausgeber, 1987) "Rock Glacier". London: George Allen & Unwin: 193-238
- SHRODER, J.F., BISHOP, M.P., COPLAND, L. & SLOAN, V. (2000): Debris covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan.- *Geografiska Annaler* **82A**: 17-31
- SPÖTL, C. (1999): Das Quartär-Paläoperspektive von Global Change. Unterlage zur Vorlesung am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck im Wintersemester 1999/2000
- STRASSER, S. (1995): Salzverdünnungsmethode nach dem Integrationsverfahren. Praktische Anwendung zur Durchflussermittlung in Gebirgbächen. Beitrag zum Hydrometriepraktikum für Messtrupps und Sachbearbeiter vom 10. bis 11. Mai 1995, Maria Waldrast-Matrei am Brenner. *Veranstaltet von TIWAG/Hydrographie*, 6020 Innsbruck, Eduard Wallnöfer-Platz 2.
- THÖNI, M. (1999) A review of geochronological data from the Eastern Alps. *SMPM*, 79, 209 – 230.
- TROMBOTTO, D. (1991): Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der Lagunita del Plata, Mendoza, Argentinien.- *Heidelberger Geographische Arbeiten* **90**: 150 S.
- TROPPEL, P. (1993): Petrologische Untersuchungen an Metapeliten und Amphiboliten des westlichen Ötztal-Stubai Kristallins (Kaunertal). *Diplomarbeit*.
- TROPPEL, P. (2002) Das Kristallin in den Ostalpen. 6. Teil: Das Kristallin westlich des Tauernfensters. *Skriptum zur Vorlesung*
- TROPPEL, P. & HOINKES, G. (1996) Geothermobarometry of Al₂SiO₅-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement. *Mineralogy and Petrology*, **58**, 145-170

- VITEK, J.D. & GIARDINO, J.R. (1987): Rock Glaciers: A Review of the knowledge base. In: GIARDINO, J.R., SHRODER, F. & VITEK, J.D. (Herausgeber, 1987): Rock Glacier.- London: George Allen & Unwin: 1-26
- VONDER MÜHLL, D. & HAEBERLI, W. (1990): Thermal characteristics of permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grison, Swiss Alps).- *Journal of Glaciology* **36 (123)**: 151-158
- VONDER MÜHLL, D. & HOLUB, P. (1992): Borehole logging in Alpine Permafrost, Upper Engadin, Swiss Alps.- *Permafrost and Periglacial Processes* **3**: 125-132
- VONDER MÜHLL, D., HOELZLE, M. & WAGNER, S. (1994): Permafrost in den Alpen.- *Geowissenschaften* **12 (5-6)**: 149-153
- WAHRHAFTIG, C. & COX, A. (1959): Rock Glacier in the Alaska Range.- *Geological Society of American Bulletin* **70**: 383-436
- WEIDNER, S. (2000): Kinematik und Mechanismus tiefgreifender alpiner Hangdeformation unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse. *Dissertation an der Universität Erlangen-Nürnberg*
- WHALLEY, W. B. (1974a): Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris-transport system.- *Geographical Paper* **24**. University of Reading.
- (1974c): Origin of Rock Glaciers.- *Journal of Glaciology* **13**: 323-324
- (1979): The relationship of glacier ice and rock glacier at Grubengletscher, Kanton Wallis, Switzerland.- *Geografiska Annaler* **61A**: 39-61
- WHALLEY, W.B. & MARTIN, H.E. (1987): Rock Glaciers Part 1: Rock glacier morphology: classification and distribution.- *Progress in Physical Geography* **11**: 260-282
- (1992): Rock Glaciers Part 2: Models and mechanism.- *Progress in Physical Geography* **16-2**: 127-186
- WHALLEY, W.B., PALMER, C.F., HAMILTON, S. & GORDON, J. (1994): Ice exposures in rock glaciers.- *Journal of Glaciology* **40 (135)**: 427-429
- WHALLEY, W. B. & PALMER, C.F. (1998): A Glacial Interpretation for the Origin and Formation on the Marinette Rock Glacier, Alpes Maritimes, France.- *Geografiska Annaler* **80A**: 221-236
- WHITE, S.E. (1971): Rock glacier studies in the Colorado Front Range, 1961 to 1968.- *Arctic and Alpine Research* **3-1**: 43-64
- (1974): Rock Glaciers and Block Fields.- *Geological Society of America, Abstracts with Programs* **6**: 1005
- (1976): Rock Glacier and Block Fields – Review and new data.- *Quaternary Research* **6**: 77-97
- (1981): Alpine mass movement forms (noncatastrophic): classification, description and significance.- *Arctic and Alpine Research* **13**: 127-137

Verwendetes Kartenmaterial:

- Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders (5245). HAMMER, W. (1923), *Geologische Bundesanstalt Wien*.
- AV-Karte der Ötztaler Alpen, Blatt Kaunergrat-geigenkamm (Maßstab 1:25.000). *Herausgegeben vom Österreichischen Alpenverein mit einem Druckkostenzuschuss des Deutschen Alpenvereins 1953*

AV-Karte Öztaler Alpen-Weißkugel (Maßstab 1: 25.000), Nr:30/2. *Herausgegeben vom Österreichischen Alpenverein 1993. Gletscherstand 1969.*

AV-Karte digital Öztaler Alpen-Weißkugel (Maßstab 1: 25.000), Nr:30/2. *Herausgegeben vom Österreichischen Alpenverein 2003. Gletscherstand 1997.*

AV-Karte Öztaler Alpen-Kaunergrat (Maßstab 1:25.000), Nr:30/3. *Herausgegeben vom Österreichischen Alpenverein 1992. Gletscherstand 1982*

AV-Karte digital Öztaler Alpen-Kaunergrat (Maßstab 1:25.000), Nr:30/3. *Herausgegeben vom Österreichischen Alpenverein 1999. Gletscherstand 1997*

AUSTRIAN MAP 3D West Maßstab 1:50.000 (ÖK 50 West). *Herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV)*

Beilagenkarte zum Gebietsführer der Öztaler Alpen (1997), Nord- und Südteil, Maßstab 1:50.000. *Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen Wien (BEV).*

Verwendete Luftbildaufnahmen:

Schwarzweiß-Luftbilder der Befliegung 1954: C 14494, C 14495, C 145528, C 14529, C 14530, D 2180, D 2181, D 2230, D 2231, D 2232, D 2233, D 2302, D 2303, D 2304. Zur Verfügung gestellt vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV)

Digitale Katastralmappen (Schwarzweiß-Orthofotos) Maßstab 1:5.000 des Amtes der Tiroler Landesregierung, Tiroler Raumordnungs-Informationssystem (tiris), Abteilung Vermessung und Geologie. Befliegung 1997: Blätter 1920-5000, 1920-5001, 1921-5201, 1921-5202, 1921-5203.

Digitale Farborthofotos des Amtes der Tiroler Landesregierung, Tiroler Raumordnungs-Informationssystem (tiris), Abteilung Vermessung und Geologie. Befliegung 2003: Blätter 1920-5000, 1920-5002, 1921-5003, 1921-5200, 1921-5201, 1921-5202, 1921-5203, 1921-5300.