



universität
wien

Diplomarbeit

Titel der Diplomarbeit

**Zum Sedimenthaushalt des Sanders im
Gletschervorfeld der Pasterze, Hohe Tauern,
Österreich
(Teil 2 von 2: Denudative Hangprozesse)**

Verfasser

Günther Prasicek

Angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat)

Wien, im Dezember 2010

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 453

Studienrichtung lt. Studienblatt: Diplomstudium Theoret. / Angewandte Geographie

Betreuer: Univ.-Prov. Dr. Lothar Schrott

Eidesstattliche Erklärung

- Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig und nur unter Verwendung der zitierten Literatur und angegebenen Hilfsmittel verfasst habe.
- Die vorliegende Diplomarbeit wurde noch keiner Prüfungskommission, weder im Inland noch im Ausland, in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt.
- Die Diplomarbeit stimmt mit der vom Begutachter beurteilten Arbeit überein.

Wien, im Dezember 2010

Günther Prasicek

Vorwort

Bei der Entwicklung und Vollendung dieser Diplomarbeit wurde ich von zahlreichen Personen tatkräftig unterstützt, welchen ich im Folgenden meinen herzlichen Dank aussprechen möchte.

Ganz besonders danken möchte ich meinen Eltern, CHRISTA und FRANZ PRASICEK. Sie ermöglichten mir ein Studium und ich verdanke ihnen eine großartige Kindheit und Jugend. Sie eröffneten mir Möglichkeiten und Chancen, ohne mich je in eine Richtung zu drängen und unterstützten mich stets in allen meinen Entscheidungen. Sie waren mir auf emotionaler und finanzieller Ebene stets eine sehr große Hilfe.

Mein besonderer Dank gilt meinem Diplomarbeitsbetreuer Univ.-Prof. Dr. LOTHAR SCHROTT. Er prägte mein Verständnis für aktuelle Forschungsfragen in der Geomorphologie, empfahl mir ein spannendes Diplomarbeitsthema und stand mir stets mit Rat und Tat zur Seite. Seine Begeisterung für die Wissenschaft faszinierte mich und trug in hohem Maße zu meinem Studieninteresse bei.

Die Untersuchung unterschiedlichster geomorphologischer Prozesse im sedimenthaushaltlichen Kontext, wie in der vorliegenden Diplomarbeit vorgestellt, bedeutet einen besonderen zeitlichen und materiellen Aufwand, der von einem Diplomanden nicht zu bewältigen gewesen wäre. Daher wurde das Thema auf zwei Diplomarbeiten aufgeteilt, die von einander getrennt bearbeitet und verfasst wurden. Mit der übergeordneten Fragestellung der Untersuchung des Sedimenthaushaltes des Sanders im Gletschervorfeld der Pasterze beschäftigen sich daher sowohl die Diplomarbeit von Hartmeyer (2008) (Teil 1 - Fluviale und Glazifluviale Prozesse), als auch der gegenständliche Teil 2 - Denudative Hangprozesse. Die von Hartmeyer (2008) verfassten Kapitel werden in der vorliegenden Arbeit als Zusammenfassung wiedergegeben und sind in der Kapitelüberschrift mit „**(Zusammenfassung)**“ gekennzeichnet (siehe Inhaltsverzeichnis). Die methodischen Grundlagen der Trennung von Teil 1 und Teil 2 sowie der Aufbau der Diplomarbeit sind in Kapitel 1.2 beschrieben.

Ich möchte mich an dieser Stelle ganz besonders bei meinem geschätzten Studienkollegen und Freund Mag. INGO HARTMEYER für die großartige Zusammenarbeit bedanken. Ohne ihn hätte die Diplomarbeit in dieser Form nicht realisiert werden können. Er war mir stets

ein großer Motivator, wie schwierig die Witterungsbedingungen am Sander auch gewesen sein mögen.

Mein herzlicher Dank gilt außerdem Dr. ROBERT PETICZKA und CHRISTA HERMANN sowie dem gesamten Team des physiogeographischen Labors für die ausdauernde Hilfe bei der Auswertung der Proben aus den Lawinenablagerungen.

Mag. MATTHIAS MARBACH und Msc. MARKUS KEUSCHNIG gebührt mein besonderer Dank für die technische Unterstützung im Zusammenhang mit den am Sander eingesetzten Messgeräten.

Mein besonderer Dank gebührt außerdem Dipl. Geogr. MARTIN GEILHAUSEN und Dr. JAN-CHRISTOPH OTTO, für ihre kurzfristige Hilfe in konkreten Fragen zur Systematik und Visualisierung geomorphologischer Karten.

Besonders bedanken möchte ich mich auch bei meiner Freundin CLAUDIA VODENIK, die mich stets tatkräftig unterstützte und nicht zu sehr verzweifelte, wenn ich, aufgrund meiner Berufstätigkeit, mal wieder fast das gesamte Wochenende an der Diplomarbeit feilte.

Ein herzliches Dankeschön möchte ich auch meinem „Boss“ Ing. Mag. MANFRED SCHEIKL aussprechen, sowohl für die Möglichkeit, sämtliche Geräte im Büro für die Fertigstellung meiner Diplomarbeit nutzen zu können, als auch für die Dienstfreistellungen zur Intensivierung der Abgabevorbereitungen.

Abschließend möchte ich mich bei THOMAS HÜTHER für die gewohnt tatkräftige Unterstützung bei den Felderhebungen im September 2006 und bei Mag. KATRIN SATTLER für ihre Hilfestellungen im Umgang mit Geographischen Informationssystemen bedanken.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	V
Abstract	VIII
1 Einleitung	1
1.1 Voraussetzungen und Ziele	4
1.2 Gliederung und Aufbau	7
2 Alpiner Sedimenthaushalt	11
2.1 Definition (Zusammenfassung)	11
2.2 Alpine geomorphologische Prozesse (Zusammenfassung)	11
2.3 Bedeutung der Sedimentspeicherung (Zusammenfassung)	11
2.4 Der alpine Sedimenthaushalt im wissenschaftlichen Diskurs (Zusammenfassung)	12
2.5 Restriktionen und Probleme (Zusammenfassung)	13
3 Das Untersuchungsgebiet	15
3.1 Lage und Abgrenzung	15
3.2 Historischer Überblick	16
3.2.1 Die Besiedelung	16
3.2.2 Die Großglockner Hochalpenstraße	18
3.2.3 Die Entstehung des Nationalparks	19
3.3 Der Sandersee und seine Umgebung	20
3.3.1 Der Sandersee	20
3.3.2 Die Entstehung des Sanders	21
3.4 Der Margaritzenspeicher	24
3.4.1 Die Pasterze	25
3.5 Klimacharakteristika des Untersuchungsgebietes	26
3.5.1 Klima allgemein	26
3.5.2 Luftdruck	27

3.5.3	Luftfeuchtigkeit	27
3.5.4	Lufttemperatur	28
3.5.5	Niederschlag	29
3.5.6	Globalstrahlung und Sonnenscheindauer	30
3.6	Geologie	31
3.6.1	Tektonik	31
3.6.2	Das Tauernfenster	32
3.6.3	Das Glocknerdeckensystem	34
3.7	Geomorphologischer Überblick	34
3.8	Vegetation	37
4	Methodische Grundlagen	38
4.1	Geomorphologische Kartierung	39
4.2	Ermittlung des Abflusses (Zusammenfassung)	40
4.3	Ermittlung der Lösungsfracht (Zusammenfassung)	42
4.4	Ermittlung der Schwebstofffracht (Zusammenfassung)	43
4.5	Ermittlung des Materialtransfers durch Lawinen	45
4.5.1	Klassifikation	45
4.5.2	Geomorphologische Aktivität	46
4.5.3	Erosionseffekte und Landformen	49
4.5.4	Quantifizierung des Lockermaterialanteils in Lawinenablagerungen	51
4.6	Ermittlung des Materialtransfers durch Muren	53
4.6.1	Klassifikation	53
4.6.2	Geomorphologische Aktivität	56
4.6.3	Erosionseffekte und Landformen	58
4.6.4	Quantifizierung der Materialverlagerung	59
4.7	Ermittlung des Materialtransfers durch Sturzprozesse	61
4.7.1	Klassifikation	61
4.7.2	Geomorphologische Aktivität	64
4.7.3	Erosionseffekte und Landformen	65
4.7.4	Quantifizierung der Materialverlagerung	65
4.8	Ermittlung des Materialtransfers durch Solifluktion	68
4.8.1	Quantifizierung der Materialverlagerung	69
4.9	Ermittlung des Sedimentvolumens des Sanders	70
4.9.1	Bodenradar	71
4.9.2	Gleichstromgeoelektrik	72
4.9.3	Refraktionsseismik	73

5	Ergebnisse	76
5.1	Abfluss (Zusammenfassung)	76
5.2	Lösungsfracht (Zusammenfassung)	77
5.3	Schwebstofffracht (Zusammenfassung)	79
5.4	Lawinen	81
5.5	Muren	83
5.6	Sturzprozesse	85
5.7	Solifluktion	86
5.8	Sedimentvolumen	87
6	Geomorphologische Kartierung	93
6.1	Geschichte und Entwicklung von geomorphologischen Karten	93
6.2	Kartierlegende	95
6.2.1	Prozess- und Strukturbereiche	96
6.2.2	Substrat	96
6.2.3	Gerinne mit Schüttung	97
6.3	Kartierung im Feld	98
6.4	Digitalisierung am Computer	98
6.5	Ergebnisse der geomorphologischen Kartierung	98
6.5.1	Formen und Prozesse der glazialen Prozessdomäne	100
6.5.2	Formen und Prozesse der periglazialen und gravitativ-periglazialen Prozessdomäne	101
6.5.3	Formen und Prozesse der gravitativen und glazial-gravitativen Pro- zessdomäne	101
6.5.4	Formen und Prozesse der glazifluvialen Prozessdomäne	103
7	Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders	104
7.1	Zusammenführung der Ergebnisse	104
7.1.1	Zusammenfassung der Ergebnisse	104
7.1.2	Die Ergebnisse im sedimenthaushaltlichen Kontext	107
7.1.3	Fehlerquellen bei der Quantifizierung des Sedimenttransfers	111
7.2	Fazit und Ausblick	116
	Literaturverzeichnis	119
	Abbildungsverzeichnis	127
	Tabellenverzeichnis	128
	Anhang	129

Inhaltsverzeichnis

A Felderhebungen	129
B Lebenslauf	133

Kurzfassung

Die vorliegende Diplomarbeit beschäftigt sich mit der sedimenthaushaltlichen Darstellung des geomorphologischen Materialtransfers im Einzugsgebiet eines proglazialen Sanders. Bestandteile eines Sedimentbudgets sind die Identifizierung der Sedimentquellen, der Sedimentspeicher und der am Materialtransfer beteiligten Prozesse und ihrer Hauptverlagerungspfade, sowie die Quantifizierung der Prozessraten und der Sedimentein- und austräge. In der gegenständlichen Untersuchung wurde die Materialverlagerung ausgewählter Prozesse quantifiziert, um die erforderlichen Aufwände zu beschränken. Ziel ist die Erstellung eines Sedimenthaushalts der maßgeblich am Materialtransfer beteiligten Prozesse und die Abschätzung der Zusammensetzung des Sedimentspeichers Sander.

Das Untersuchungsgebiet liegt unmittelbar südlich des Alpenhauptkammes, im Kärntner Teil der Hohen Tauern und ist Teil des Nationalparks Hohe Tauern. Das Kernstück bildet der „Sandersee“, eine glazifluviale Schwemmfläche, die zum Gletschervorfeld der Pasterze gehört. Die Morphologie des Untersuchungsgebietes zeichnet sich durch große Höhenunterschiede, steile Hänge und glaziale Prägung aus. Der Sander entstand vor mehr als 50 Jahren, als die abschmelzende Gletscherzunge der Pasterze ein Sedimentationsbecken freilegte.

Die Geländearbeiten im Einzugsgebiet des Sanders wurden im Sommerhalbjahr 2006 durchgeführt. Es wurde eine geomorphologische Karte erstellt, um die räumliche Lage und Verteilung der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Formen und Prozesse zu erheben. Diese Informationen stellen eine wichtige Grundlage für die Quantifizierung des Materialtransfers dar. An insgesamt 6 mehrtägigen Feldaufenthalten fanden gravimetrische Messungen des Abflusses, der Schwebstoffkonzentration und der Lösungskonzentration, sowie des Materialtransfers durch Lawinen statt. Das Volumen von Mur- und Felssturzaflagerungen und von Solifluktuationsloben wurde ebenfalls abgeschätzt. Neben den im Feld erhobenen Daten fließen außerdem Informationen aus früheren Untersuchungen des Sanders in die vorliegende Arbeit ein.

Die Ergebnisse liegen in Form der prozessspezifischen Einzelmessungen, des Sedimenthaushalts der Ablationsperiode 2006 und einer Abschätzung der Zusammensetzung des Sedimentspeichers Sander vor.

Den Neben den im Rahmen dieser Diplomarbeit erhobenen Daten fließen außerdem Informationen aus früheren Untersuchungen des Sanders mit in die ein.

Den bedeutendsten Verlagerungspfad für glazifluviale Sedimente im Untersuchungsgebiet stellt das Hauptgerinne, welches den Sander von NW nach SO durchfließt, dar. Die zahlreichen kleinen Seitenbäche sind von untergeordneter Bedeutung. Insgesamt wurden auf diesen Pfaden während der Ablationsperiode 2006 50.000t Schwebstoffe und 2.500t gelöste Stoffe in den Sander ein- und ohne dauerhafte Ablagerung wieder ausgetragen. Die Geschiebefracht wird nach wie vor zur Gänze im Sanderbecken akkumuliert, sie konnte jedoch nicht gemessen werden. Laut Angaben aus der Literatur werden jährlich ca. 15.000t Geschiebe am Sander abgelagert.

Der Materialeintrag in den Sander durch Lawinen betrug in der Ablationsperiode 2006 ca. 20t. Während des Untersuchungszeitraumes kam es zu keinem Eintrag von Murmaterial in den Sander. Auf Basis der Ablagerungen aus den letzten 15 Jahren konnte jedoch eine durchschnittliche Materialeintragsrate von ca. 580t/a errechnet werden. Die Ablagerungen aus Muren und Lawinen unterliegen, wie alle grobklastischen Sedimente, am Sander keiner weiteren Umverlagerung mehr. Der Sander stellt daher ein teilweise geschlossenes System dar.

Durch Solifluktion werden im Untersuchungsgebiet jährlich 16.600t, durch Sturzprozesse 960t bewegt. Dieses Material gelangt jedoch nicht direkt in den Sander. Die Abschätzung der Materialverlagerung durch Sturzprozesse fand über die Ausweisung ablöserrelevanter Flächen und Hangrückverwitterungsraten aus der Literatur statt.

Das Sedimentvolumen im Sanderbecken kann mit ca. 1.500.000m³ angenommen werden. Grundlage dieser Schätzung stellt eine 2006 am Sander durchgeführte geophysikalische Erkundung des Untergrunds dar. Der Großteil dieses Raumes, etwa 63%, wird von glazifluvialen Ablagerungen eingenommen. 38% entfallen auf glaziale Ablagerungen, ca. 1% auf Mursedimente. Der Anteil des durch Lawinen eingetragenen Lithosphärenmaterials ist mit ca. 0.02% verschwindend gering. Aufgrund der fraglichen Repräsentativität der erhobenen Daten für den durchschnittlichen Sedimenteintrag seit Entstehung des Sanders sind die Angaben zur Zusammensetzung der Sedimente im Sanderbecken als spekulativ zu betrachten.

Die größte Fehlerquelle stellt für die im Rahmen der Diplomarbeit durchgeführten Untersuchungen der kurze Messzeitraum und die dadurch geringe Repräsentativität der Daten dar. Um in zukünftigen Projekten genauere Daten zum Sedimenthaushalt des Sanders zu erhalten, ist ein Zeitrahmen von mehreren Jahren erforderlich.

Abstract

In this study the sediment budget of a proglacial sandur is analyzed. Main topic of a sediment-budget-investigation is to identify sediment sources, storage types and geomorphic coupling and to quantify sediment transfer rates. Due to limited temporal resources, aim of this study is the quantification of the major mass wasting processes and the assessment of the components of the sediments stored in the sandur.

The study site is located in Carinthia, Austria and is part of the Hohe Tauern National Park. Center of interest is the proglacial sandur, located in the forefield of the Pasterze glacier. The region is characterised by alpine topography - high mountains, deeply incised valleys and steep slopes affected by glaciation. The sandur developed about 50 years ago, when the Pasterze glacier exposed a flat basin on the valley floor.

Field studies took place during the ablation period of 2006 from Mai until October. A geomorphic map was derived, to visualize the disposition of geomorphic processes and landforms and the major paths of sediment transfer. Within six field trips - everyone lasting a few days, gravimetric and volumetric field measurements of water discharge, solute and suspended load and geomorphic activity of avalanches were carried out. Additionally the volume of debris cones and solifluction lobes was assessed.

The results are presented as the specific measurements for every process, as the sediment budget of the ablation period of 2006 and as the assessment of the percental participation of the sediment types stored in the sandur. Data of previous studies of the sandur were used to complete the results of the field measurements.

The main transfer path for glaciofluvial sediments is the meltwater stream from the Pasterze glacier, finding its way through the sandur from the northwest to the southeast. The tributaries play a minor role. During the ablation period of 2006 50.000t of suspended load and 2.500t of solutes were transported through the sandur. No long term storage occurred in this period of time. Bedload transport could not be measured, but an storage amount of 15.000t/a was derived for the sandur from literature about former investigations at the Pasterze glacier.

Avalanches in spring 2006 delivered about 20t of mostly blocky sediments to the sandur. No debris flow activity could be observed in 2006 but based on the debris cones situated on

the surface of the sandur an average accumulation rate of about 580t/a could be derived. The material accumulated by avalanches and debris flows is, as any clastic sediments on the sandur, not subject to further mobilization and therefore the system appears to be partially closed.

On the slopes of the drainage basin about 16.600t/a of sediments are mobilized by solifluction and about 960t/a by rockfall. Those masses do not reach the sandur directly. They are stored on the slopes and can be remobilized mainly by debris flows and avalanches. The amount of mass wasting by rockfall was derived from an assessment of proper release areas in combination with rockwall retreat rates from literature.

In the sandur basin about 1.500.000m³ of sediments are stored. This assessment is based on some geophysical soundings carried out in 2006. The main part of this volume, about 63%, is allocated by glaciofluvial deposits. 38% belong to moraines and about 1% is material accumulated by debris flows. Only 0.02% of the sediment stored in the entire sandur basin comes from avalanches.

A main problem regarding the results of this study is the very short time span of only one summer available for field measurements. Taking this into account, the derived data may not be representative for the long term average mass transfer and sediment yield in the drainage basin of the sandur. To gain more accurate informations in the future, an investigation time of at least several years seems to be necessary.

Kapitel 1

Einleitung

Der Sander im Gletschervorfeld der Pasterze war in den letzten Jahrzehnten des Öfteren Schauplatz hydrologischer und sedimenthaushaltlicher Untersuchungen. Der Grund für das Interesse am Sander ist einerseits die prominente Lage in unmittelbarer Nähe von Großglockner und Pasterze, andererseits der Margaritzenspeicher. Dieser Stausee liegt nur wenige hundert Meter flussabwärts des Sanders. Der Sedimenteintrag von der Pasterze und dem Gletscherbach über den Sander in den Speicher ist von großer Bedeutung für Betrieb und Wartung.

Neben dem Interesse der Energieversorger sind die Gletschervorfelder der Pasterze und des Schwerteckkeeses auch aus wissenschaftlicher Sicht von Bedeutung. Die Morphologie von Hochgebirgsräumen, große Höhenunterschiede, steile Hänge, bedingt den Ablauf einer Vielzahl intensiver geomorphologischer Prozesse. Diese reagieren in komplexer Weise auf Veränderungen der klimatischen Verhältnisse. Insbesondere das Zusammenspiel von Klimaerwärmung und Kryosphäre führt zu enormen naturräumlichen Konsequenzen und beschleunigten geomorphologischen Prozessabläufen (Ballantyne, 2002; Harris u. a., 2009).

Landschaftsentwicklung, Formen und Prozesse, welche in engem Zusammenhang mit der Kryosphäre stehen, waren in den letzten hundert Jahren Teil zahlreicher geomorphologischer Untersuchungen. Im Laufe der Zeit wurden mehrere geomorphologische Konzepte entwickelt, um die Form- und Prozesseigenschaften dieser Landschaften zu beschreiben und zu erklären.

Der Sandersee und seine Umgebung, das Untersuchungsgebiet zu den Fragestellungen dieser Diplomarbeit, liegen in einer Gebirgszone, die als periglaziale Höhenstufe bezeichnet wird. Das kalte Klima, das in diesem Gebiet herrscht, ist weltweit nur in Hochgebirgen und in hohen geographischen Breiten anzutreffen. Die periglaziale Zone beginnt in den Tropen über ca. 4000m und in den Alpen über ca. 2000m Seehöhe. Mit zunehmender geographischer Breite nimmt ihre Höhenlage ab und geht schließlich in die polnahe periglaziale Zone über (Ahnert, 2003).

1. Einleitung

Der Begriff **periglazial** (griech. peri = um herum, lat. glacies = Eis) beschreibt nach Ahnert (2003) die Eigenschaften jener unvergletscherten Gebiete, in welchen der Unterboden das ganze Jahr über gefroren bleibt. Es gelten folgende morphoklimatischen Kennzeichen: (1) eine mittlere Jahrestemperatur unter 0°C und (2) hinreichend sommerliche Wärme, um den jährlich fallenden festen Niederschlag zu schmelzen, so dass sich keine Gletscher bilden können.

Diese Definition ist jedoch nicht die einzig gängige und obwohl in Forscherkreisen prinzipiell Einigkeit über die Verwendung des Periglazialbegriffs herrscht, so finden doch weiterhin zwei voneinander abweichende Definitionen zur Beschreibung periglazialer Umweltbedingungen Anwendung (Slaymaker, 2009):

- * Häufige Frostwechselphasen und große saisonale Frostbodentiefen (trifft auf ca. 35% der Kontinentalfläche der Erde zu)
- * Permafrostbedingungen (trifft auf ca. 20% der Kontinentalfläche der Erde zu)

Die erste Definition des Begriffs „peri-glazial“ stammt von W. von Lozinski (1909). Dieser benannte eine spezielle Form der Verwitterung in ehemals vergletscherten Gebieten. French (1987) fasst beide Varianten der Periglazialdefinition zusammen und schreibt:

„Periglacial geomorphology seeks to explain the geomorphic processes and landforms of cold non-glaciated environments... There are two criteria which identify periglacial regions. These are (1) the existence of intense freezing and thawing of the ground, either on a seasonal or daily basis, and (2) the formation and preservation of perennially frozen ground or permafrost.“

Barsch (1993) beschreibt die Periglazialgeomorphologie als breites Forschungsfeld und findet eine einfache Definition: Periglazialgeomorphologie ist die Erforschung der unvergletscherten Polarregionen und der unvergletscherten Gebirgszonen oberhalb der Baumgrenze. Probleme bei der Eingrenzung von Periglazialräumen mittels dieser Definition entstehen allerdings in ariden bis semi-ariden Gebieten, in welchen es keine Baumgrenze gibt.

Diesen Definitionen folgend, liegt das Untersuchungsgebiet zu dieser Diplomarbeit eindeutig in der periglazialen Höhenstufe. Stingl u. a. (2010) präzisieren jedoch den Periglazialraum und sprechen von einer „rezenten“ Untergrenze des Periglazialbereichs im Hochgebirge. Diese wird durch die Untergrenze des gehäuften Auftretens von periglazialen Formen markiert und liegt auf der Südseite der Hohen Tauern, im Bereich der Glorier Hütte, nur wenige Kilometer Luftlinie vom Sander entfernt, auf ca. 2300m Seehöhe. Die „rezent aktuelle“ Untergrenze stellt eine weitere Verfeinerung dar und begrenzt den Bereich, in welchem nachweislich aktuell aktive periglaziale Formen und Prozesse auftreten. Sie liegt nahe der Glorier Hütte auf einer Seehöhe von ca. 2600m. Die genaue Untergrenze der aktuell aktiven Periglazialzone kann nur durch vertiefte Untersuchungen festgestellt werden.

Neben dem Periglazialbegriff finden sich noch weitere Konzepte, welche den Einfluss der Kryosphäre auf geomorphologische Formen und Prozesse thematisieren und auch Teile des Untersuchungsgebietes charakterisieren.

„Location immediately in front of glaciers defines a proglacial environment uniquely...“
(Slaymaker, 2009)

Proglazial bedeutet wörtlich „vor dem Eis“. Proglaziale Landschaften sind geprägt von fluvialen, lakustrinen und marinen Prozessen, welche in unmittelbarer Nähe zum Gletscher stattfinden.

Der Begriff **paraglazial**, wörtlich „jenseits des Eises“, wurde 1971 von Ryder eingeführt und beschreibt nicht-glaziale Prozesse, welche jedoch direkt von der (ehemaligen) Vergletscherung abhängig sind.

„The term „paraglacial“ is introduced to define nonglacial processes that are directly conditioned by glaciation. It refers both to proglacial processes, and to those occurring around and within the margins of a former glacier that are the direct result of the earlier presence of the ice.“ (M.Church u. Ryder, 1972)

Ballantyne (2002) präsentiert ein allgemeines Modell der paraglazialen Landschaftsentwicklung und verfeinert darin gewisse Aspekte früherer Definitionen. Einerseits erweitert er das Konzept um die Unterteilung primärer und sekundärer paraglazialer Systeme. Andererseits spannt er einen engeren zeitlichen Rahmen, definiert durch sein „exhaustion model“. Ballantyne definiert „paraglacial landscape response“ als Konzept für jenen Zeitraum, in welchem eisfrei gewordene Gebiete in Folge von Ausgleichstendenzen einer beschleunigten geomorphologischen Landschaftsentwicklung unterliegen. Dieser Zeitabschnitt endet, wenn die auftretenden Prozesse sich wieder im „Gleichgewicht eines nicht-glazialen Zustands“ befinden, also in einer Art und Weise ablaufen, als hätte es, bezogen auf die Prozessaktivität, keinen Einfluss einer Vergletscherung gegeben.

Slaymaker (2009) ortet weiterhin mangelnde Klarheit bezüglich der Unterscheidung zwischen „periglazial“, „proglazial“ und „paraglazial“. Er weist mit Nachdruck darauf hin, dass das Modell der paraglazialen Landschaftsentwicklung zeitlich definiert auf Landformen und Prozesse anzuwenden ist. Eine paraglaziale Landschaft befindet sich in einem Übergangsstadium von glazialen zu nicht-glazialen Prozessabläufen.

Die besonderen Umweltbedingungen, welche in Hochgebirgsräumen mit junger Vergletscherungsgeschichte herrschen, der beschleunigte Ablauf der dort angreifenden geomorphologischen Prozesse und die Sensibilität dieser Regionen für Änderungen der klimatischen Verhältnisse macht sie auch weiterhin zu einem bedeutenden Forschungsfeld in der Geomorphologie.

1. Einleitung

1.1 Voraussetzungen und Ziele

Die Geomorphologie, das Studium von der Formentwicklung der Erdoberfläche, ist eine komplexe und interdisziplinäre Wissenschaft. Um die exogene Landschaftsevolution beschreiben, erklären und quantifizieren zu können, bedient sie sich, neben anderen Disziplinen, im Besonderen dem Wissen von Physik, Chemie, Geologie, Biologie, Meteorologie und Klimatologie. In der Zusammenführung der Erkenntnisse dieser Disziplinen und ihrer Bedeutung für das Verständnis der komplexen Abläufe der Landschaftsentwicklung kommt der Geomorphologie besondere Bedeutung zu. Die verständliche Darstellung dieser komplizierten Abläufe im Allgemeinen, sowie die Aufarbeitung des gegenständlichen Diplomarbeitsthemas im Speziellen, erfordern die strukturierte Abgrenzung, Zuordnung und Verknüpfung der einzelnen Landschaften, Formen und Prozesse.

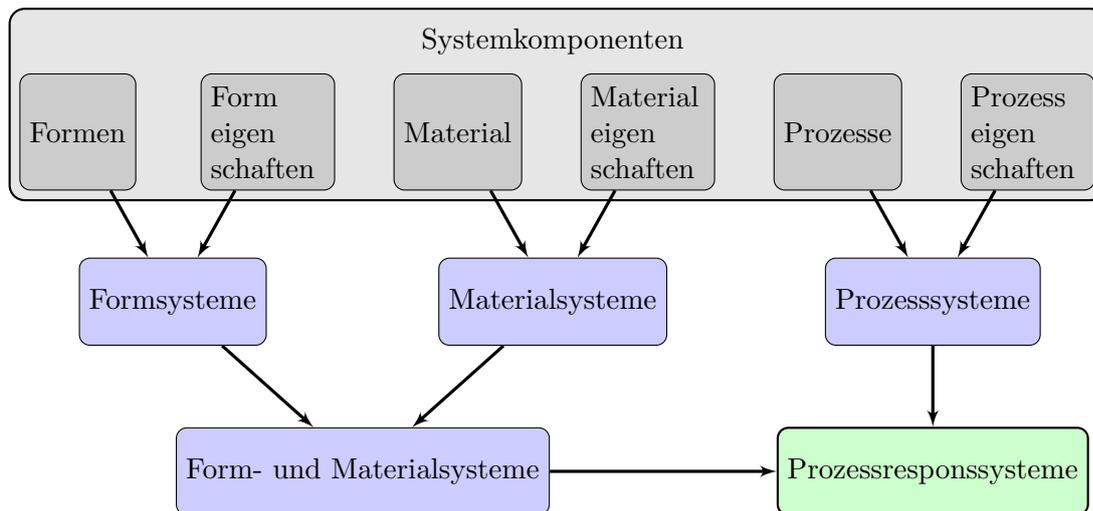


Abbildung 1.1: Systemtypen in der Geomorphologie (eigene Darstellung nach Ahnert, 2003)

Die Grundlage hierfür stellt der wissenschaftliche Systembegriff dar. Das System, als Grundkonzept aller Wissenschaften, besteht aus einzelnen Komponenten, welche funktional miteinander verknüpft sind. Existiert eine solche Verknüpfung über die Grenzen des Systems hinaus, wird also Energie oder Materie von außen aufgenommen oder nach außen abgegeben, spricht man von einem offenen System. Ist dies nicht der Fall, handelt es sich um ein geschlossenes System. In der Natur existiert der zweite Systemtypus praktisch nicht. Neben der qualitativen Betrachtung der Systemkomponenten und ihres Zusammenspiels ist die Beschreibung quantitativer Aspekte, in Form von Systemumsätzen, ein wichtiger Bestandteil der Systemanalyse. Systemumsätze werden in den Naturwissenschaften meist in Form von Masse- oder Energietransfer bzw. in Form von verrichteter physikalischer Arbeit angegeben.

Die „allgemeinen Systemtheorie“ (v. Bertalanffy, 1949) fasste erstmals die, für alle Natur-

wissenschaften in gleicher Weise gültigen, formalen Eigenschaften eines Systems zusammen. In den 1960er Jahren wurde die Systemtheorie von Chorley (1962) in die Geomorphologie übernommen. Die umgesetzte Energie spielt in der Geomorphologie nur eine sehr geringe Rolle, da diese Komponente eher ungeeignet erscheint, um geomorphologisch relevante Aussagen zu treffen. Denn kommt es innerhalb eines geomorphologischen Systems, oder zwischen Systemen, zum Energieaustausch, so ergibt sich fast immer auch ein Material- bzw. Massentransfer (ausgenommen ist die Strahlungsenergie). Dieser Massentransport führt unmittelbar zu einer Änderung der Formen an der Erdoberfläche und beschreibt auch die agierenden Prozesse. Daher stellt die Massenbilanz ein Hauptaugenmerk der modernen Geomorphologie und einen wichtigen Aspekt einer systemtheoretischen Betrachtung dar.

Unterschiedliche Systeme lassen sich nach Form (statische Systemkomponente) und Agens (dynamische Systemkomponente) unterscheiden. In Abbildung 1.1 sind grundlegende Systemtypen in der Geomorphologie dargestellt. Die abgebildeten Systemkomponenten und -typen können zu zwei Hauptgruppen zusammengefasst werden. Formen, Formeigenschaften, Material und Materialeigenschaften werden als statische Systemkomponenten bezeichnet und in statischen Systemen (Formsysteme, Materialsysteme, Form- und Materialsysteme) betrachtet. Prozesse und Prozesseigenschaften hingegen sind dynamische Systemkomponenten und werden entsprechenden Systemen zugeordnet. Ebenfalls zu den dynamischen Systemen gehören die Prozessresponsssysteme. Unter diesem Begriff werden Systeme zusammengefasst, welche sowohl statische, als auch dynamische Komponenten miteinbeziehen (Ahnert, 2003).

Eine systematische Betrachtung ist in der Geomorphologie immer auf einen definierten Raum bezogen. Systeme lassen sich daher auch anhand des Raumes, in dem sie ablaufen, definieren. Im Kontext sedimenthaushaltlicher Untersuchungen wird meist das hydrologische Einzugsgebiet zur Abgrenzung des Betrachtungsraumes herangezogen und als übergeordnetes System definiert. Das Einzugsgebiet wiederum kann in Subsysteme unterteilt werden. In Abbildung 1.2 ist eine Klassifikation alpiner geomorphologischer Systeme dargestellt (Caine, 1974). Der in blau gehaltene Abschnitt bezeichnet die Raumeinheit des hydrologischen Einzugsgebietes als offenes System mit seinen Subsystemen. Grau ist der Materialeintrag in das System, grün der Materialaustrag aus dem System dargestellt. Ebenfalls beschrieben, und durch Pfeile verdeutlicht, ist der generelle Verlauf des geomorphologischen Massentransports. Der Verlauf des Materialtransfers über die räumlich definierten Subsysteme eines Einzugsgebietes wird als Sedimentkaskade bezeichnet und stellt das Grundgerüst sedimenthaushaltlicher Untersuchungen dar. Jeder Stufe der Kaskade können Sedimentspeichertypen zugeordnet werden. Diese Speicher liegen entweder gekoppelt durch geomorphologische Prozesse und dem mit diesen verbundenen Massentransfer, oder entkoppelt vor. Eine Darstellung der Sedimentkaskade im Untersuchungsgebiet mit Fokus auf die Subsysteme Wand und Hang findet sich in Kapitel 3.7.

1. Einleitung

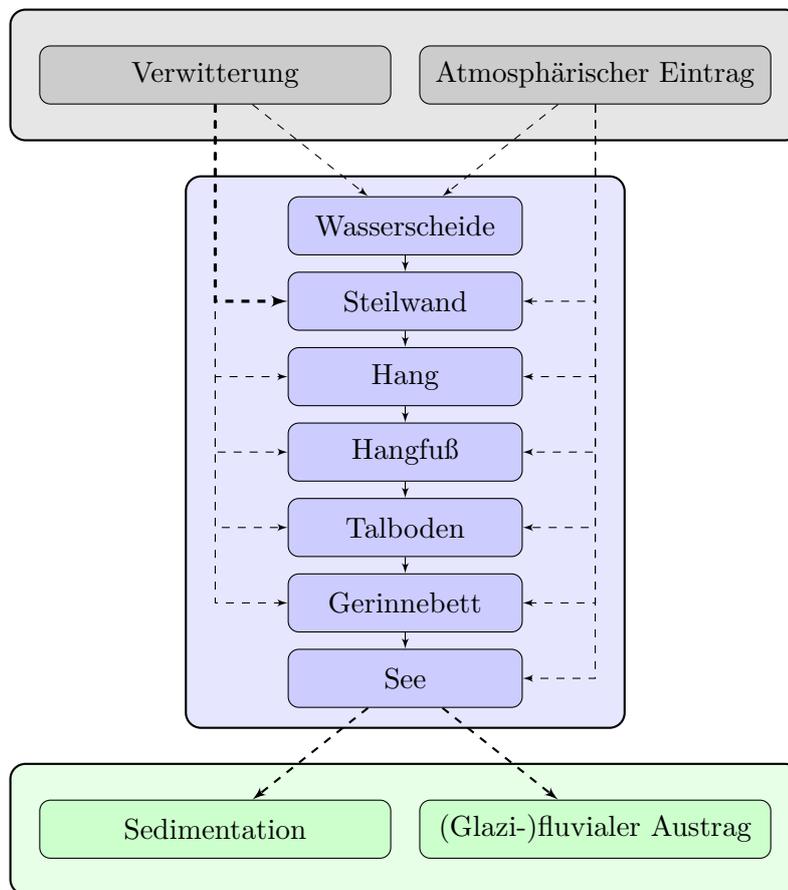


Abbildung 1.2: Alpine geomorphologische Systeme (eigene Darstellung nach Caine, 1974)

Ziel der Diplomarbeit ist es, das unmittelbare Einzugsgebiet des Sandersees einer „sedimenthaushaltlichen Betrachtung der Ablationsperiode 2006“ zu unterziehen. Die vorkommenden Formen sollen in diesem Zusammenhang beschrieben, die stattfindenden Prozesse für die Ablationsperiode 2006 quantifiziert werden. Das Untersuchungsgebiet wird hierbei als Prozessresponsssystem betrachtet.

Aufgrund der vorhandenen materiellen Ressourcen (Messgeräte der Universitäten Wien und Salzburg, etc.) und dem begrenzten zeitlichen Horizont der Untersuchungen, wurden bestimmte Prozesse priorisiert, um den Arbeitsaufwand auf ein realistisches Maßeinzugrenzen. Somit werden Massenbilanzen ausgewählter Prozesse im Gletschervorfeld der Pasterze vorgestellt. Eine wichtige Grundlage zur Priorisierung einzelner Prozesse liefert die Betrachtung des Untersuchungsgebietes als Sedimentkaskade. So sollen im Besonderen jene Prozesse quantifiziert werden, welche eine direkte Kopplung zum Sedimentspeicher Sander darstellen. Weitere Auswahlkriterien waren (1) Eine Betrachtung muss aufgrund der Methodik möglich und sinnvoll sein und (2) Eine Begehung des Prozessraumes muss möglich

sein (falls methodisch erforderlich). Folgende Prozesse wurden daher als unbedingt relevant erachtet:

- * (glazi-)fluvialer Transport von suspendierten Stoffen
- * (glazi-)fluvialer Transport von gelösten Stoffen
- * Transport von Lithosphärenmaterial durch Lawinen
- * Transport von Lithosphärenmaterial durch Muren

Alle oben angeführten Prozesse interagieren in direkter Weise mit dem Sedimentspeicher Sander. Weiters betrachtet wurde die Materialverlagerung im Untersuchungsgebiet durch Solifluktion und Sturzprozesse, da deren Größenordnung ohne großen Aufwand bestimmt werden kann. Die dritte Flussfracht, die Geschiebefracht, kann leider, obwohl hochinteressant, aufgrund der aufwändigen Methodik nicht untersucht werden.

In den Themenkomplex dieser Diplomarbeit wird außerdem die Abschätzung des derzeit (2006) am Sander abgelagerten Sedimentvolumens und seiner Zusammensetzung integriert. Geophysikalische Messungen zur Sedimentmächtigkeit am Sander wurden 2006 durchgeführt und von Geilhausen (2007) ausgewertet. Diese Daten werden übernommen und mit glazifluvialen Ablagerungsraten aus der Fachliteratur und eigenen Messergebnissen zu den oben angeführten Prozessen verglichen.

1.2 Gliederung und Aufbau

Eine Untersuchung des Sedimenthaushalts, welche über die glazifluvialen Prozesse hinausgeht, wurde am Sander bisher noch nicht durchgeführt. Für nur einen Diplomanden schien ein derartiges Unterfangen jedoch an Komplexität zu groß. Daher wurde das Thema anhand logischer Kriterien aufgeteilt und in zwei zusammenhängenden Diplomarbeiten behandelt. Auf diese Weise konnten die teilweise sehr aufwändigen Messungen und Aufzeichnungen zu zweit durchgeführt werden.

Den logischen Rahmen für die Aufteilung des Themas lieferte die Zuordnung der einzelnen geomorphologischen Prozesse zu Prozessgruppen.

Zur Einteilung der geomorphologischen Prozesse wurden im Laufe der Jahre zahlreiche unterschiedliche Konzepte publiziert (z.B. Hutchinson (1968), Varnes (1978), R. Dikau u. a. (1996), Caine (1996), Ahnert (2003)). Es wurde schließlich das Schema von Ahnert herangezogen. Die entsprechende Gruppierung der geomorphologischen Prozesse ist in Abbildung 1.3 dargestellt. Die Prozesse sind in zwei Hauptgruppen unterteilt: Prozesse, welche hauptsächlich zu flächenhaftem Materialabtrag führen, werden der Denudation (grau unterlegt) zugeordnet, Prozesse, welche hauptsächlich zu linienhaftem Abtrag führen, zählen zur Erosion (blau unterlegt).

1. Einleitung

Die erste Hauptgruppe (denudative Prozesse) beinhaltet zahlreiche Untergruppen (für eine Detailbeschreibung vgl. Kapitel 4). Die zweite Hauptgruppe (erosive Prozesse) ist durch fluviale bzw. glaziafluviale Prozesse belegt. Die Aufteilung des Themas auf zwei Diplomarbeiten erfolgte anhand dieser beiden Hauptgruppen. Teil 1 behandelt die fluvialen und glazifluvialen Prozesse mit Ausnahme des Transports von Geschiebe, der gegenständliche Teil 2 ausgewählte denudative Hangprozesse.

Der Vorteil des Konzeptes nach Ahnert besteht darin, dass die Prozesse nicht zwingend räumlich definierten Systemen, bzw. bestimmten Abschnitten einer Sedimentkaskade zugeordnet werden (Hangprozesse, etc.). Dies ist von Bedeutung, wenn, wie auch im gegenständlichen Fall, eine Erhebung der (glazi)fluvialen Prozessdynamik nicht nur in der Tiefenlinie am Talboden, sondern auch am Hang und Hangfuß stattfindet, in Bächen, welche in schwach ausgeprägten Tiefenlinien fließen. Somit ist eine Aufteilung des umfangreichen Diplomarbeitsthemas ohne besondere Ausnahmeregelungen anhand der denudativen und erosiven Prozesse möglich.

Nicht unerwähnt bleiben soll an dieser Stelle, dass auch das Prozesskonzept nach Ahner deutliche Schwächen aufweist. So könnten Muren und Lawinen aufgrund ihrer linienhaften Transportbahnen auch zu den erodierenden Prozessen gezählt werden. Außerdem wird die Unterscheidung zwischen den Begriffen Denudation und Erosion im Englischen anders gehandhabt als im Deutschen. Bei der Kategorisierung von geomorphologischen Prozessen müssen in jedem Fall Kompromisse eingegangen werden, da eine scharfe Abgrenzung der Prozesse zueinander in der Natur meist nicht vorhanden ist.

Die Gliederung wurde so gewählt, dass sie in Teil 1 und Teil 2 der sedimenthaushaltlichen Betrachtungen zum Gletschervorfeld der Pasterze die selbe Kapitelstruktur ermöglicht. Im Anschluss wird ein kurzer Überblick über die Kapitel beider Diplomarbeiten gegeben. Kapitel, welche nur von einem Diplomanden bearbeitet werden, sind in Form einer Zusammenfassung in der jeweils anderen Diplomarbeit ebenfalls enthalten.

Im *ersten Kapitel*, der Einleitung, werden Voraussetzungen zum allgemeinen Verständnis der durchgeführten Untersuchungen erläutert. Die Ziele der sedimenthaushaltlichen Betrachtung werden konkretisiert und die Struktur der Diplomarbeit wird dargelegt.

Das *zweite Kapitel* ist in der vorliegenden Arbeit nur als Zusammenfassung enthalten. Der vollständige Text findet sich in Teil 1 der Untersuchungen zum Sedimenthaushalt im Gletschervorfeld der Pasterze (Hartmeyer, 2008). Das Kapitel enthält eine Erörterung der Hintergründe zum Konzept des alpinen Sedimenthaushalts. Entwicklung des Konzepts, Modellvorstellungen und bedeutende wissenschaftliche Publikationen werden beleuchtet. Schließlich werden Probleme und Restriktionen bei der Durchführung sedimenthaushaltlicher Studien dikutiert.

Ein Überblick über das Untersuchungsgebiet wird in *Kapitel drei* gegeben. Die Vegeta-

tion, Geologie, Geomorphologie, sowie die Charakteristika des herrschenden Klimas werden beschrieben. Außerdem enthält das Kapitel einen historischen Abriss über die Präsenz des Menschen im Untersuchungsraum.

In *Kapitel vier* wird die Methodik zu den angewendeten Mess- bzw. Schätzverfahren besprochen. Die Unterkapitel zur Messung des Abflusses, der Schwebfracht und der Lösungsfracht sind in Form einer Zusammenfassung enthalten.

Kapitel fünf enthält die Ergebnisse der angewendeten Mess- und Schätzverfahren. Der Aufbau orientiert sich an Kapitel vier.

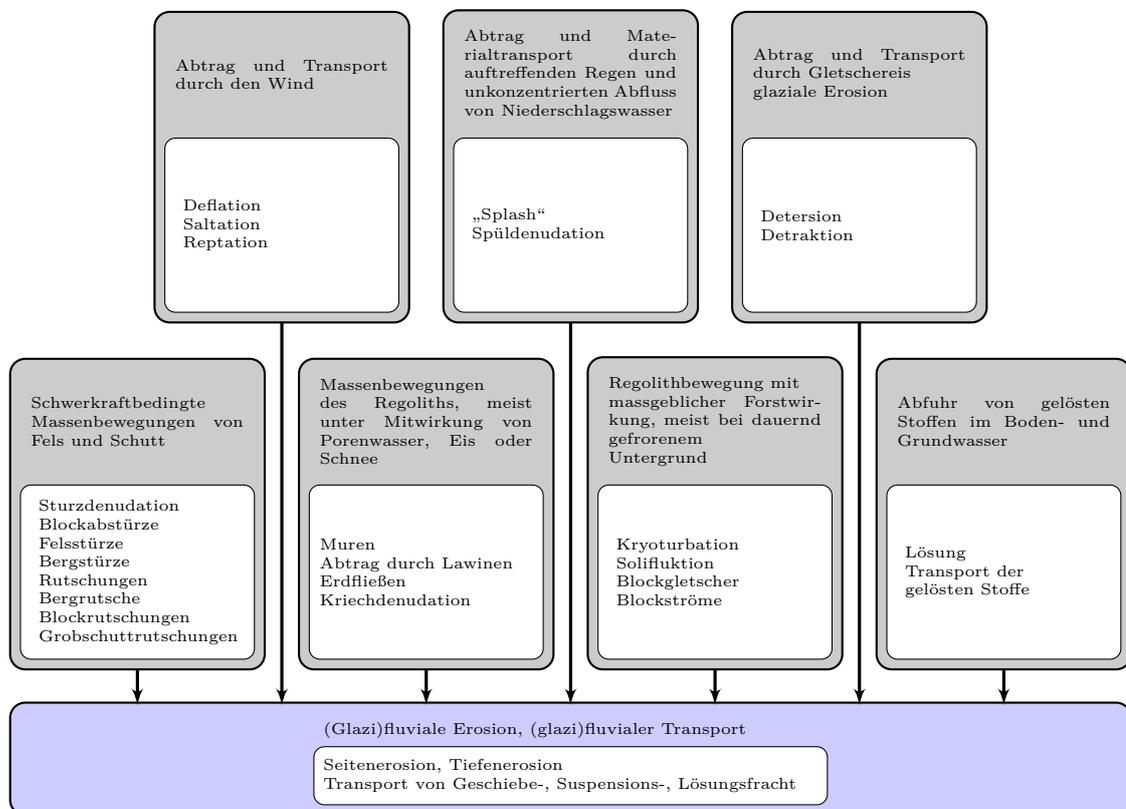


Abbildung 1.3: Schematische Darstellung der Einteilung geomorphologischer Prozesse (eigene Darstellung nach Ahnert, 2003)

Das *sechste Kapitel* beschreibt die im Rahmen der Diplomarbeit durchgeführte geomorphologische Kartierung. Es wird ein kurzer Überblick über die Entwicklung der geomorphologischen Karte gegeben. Die wichtigsten Konzepte werden besprochen und der angewendete Symbolschlüssel wird erläutert. Schließlich werden die Ergebnisse der Kartierung beschrieben. Die geomorphologische Karte selbst ist der Diplomarbeit beigelegt.

Dieses Kapitel fügt sich nicht unmittelbar in den konzeptionellen Aufbau der restlichen

1. Einleitung

Diplomarbeit, welcher nach der Vorgehensweise bei der Quantifizierung der Materialverlagerung ausgerichtet ist. Die geomorphologische Kartierung liefert wichtige Informationen zum Untersuchungsgebiet, zur räumlichen Verteilung und somit auch zur Quantifizierung der Prozesse, steht jedoch, als Themenabschnitt mit unabhängigen Methoden und Ergebnissen, für sich. Eine völlige Ausgliederung und Positionierung des Kapitels am Ende der Diplomarbeit schien jedoch nicht passend.

Im *siebenten Kapitel* werden die Ergebnisse der Mess- und Schätzverfahren aus beiden Diplomarbeitsteilen zusammengeführt und kritisch beleuchtet. In Verbindung mit Daten aus früheren Untersuchungen am Sander werden Bilanzen für die Zusammensetzung des rezent im Sanderbecken lagernden Sedimentvolumens und für die in der Ablationsperiode 2006 erfolgte Materialverlagerung im Untersuchungsgebiet erstellt. Die Ergebnisse werden einer kritischen Betrachtung unterzogen und Einschränkungen ihrer Gültigkeit werden aufgezeigt. Schließlich wird ein Ausblick auf zukünftige geomorphologische Forschungsfragen im Gletschervorfeld der Pasterze gegeben.

Kapitel 2

Alpiner Sedimenthaushalt

2.1 Definition (Zusammenfassung)

Der Begriff des Sedimenthaushaltes bzw. des Sedimentbudgets bezieht sämtliche Aspekte des Sedimenttransfers eines definierten Systems mit ein (Dikau, 2005). Als Untersuchungseinheit alpiner Studien zum Sedimenthaushalt werden in der Regel hydrologische Einzugsgebiete gewählt, da diese ein physikalisch klar definiertes und gleichzeitig natürliches System darstellen. Grundlegende Inhalte eines Sedimenthaushaltes sind die Identifikation und die Quantifizierung von Sedimentquellen und -senken, sowie von am Sedimenttransfer beteiligten Prozessen. Da jedoch nicht jeder Einfluss gemessen werden kann, ist ein Sedimentbudget immer als modellhafte, konzeptionelle Vereinfachung der natürlichen Situation zu sehen.

2.2 Alpine geomorphologische Prozesse (Zusammenfassung)

Geomorphologische Prozesse im Gebirgsraum zeichnen sich durch hohe Intensität und Frequenz, bedingt durch die in großem Maß vorhandene potentielle Energie, sowie durch große räumliche und zeitliche Variabilität aus. Diese Variabilität spiegelt sich in Prozessen und Prozessraten wider und resultiert in einer Vielzahl unterschiedlicher Sedimentspeicher. Die Quantifizierung, eine wichtige Voraussetzung für das bessere Verständnis alpiner Sedimentkaskaden, ist daher eine sehr komplexe Aufgabe. In der Praxis können Prozesse mit sehr unregelmäßigem Auftreten gar nicht, bzw. oft nur mit großem zeitlichen Aufwand erfasst bzw. gemessen werden.

2.3 Bedeutung der Sedimentspeicherung (Zusammenfassung)

In zahlreichen alpinen Einzugsgebieten besteht ein Ungleichgewicht zwischen Sedimentproduktion (Input) und Sedimentaustrag (Output). Dies bedeutet zum Einen, dass der

2. Alpiner Sedimenthaushalt

Sedimentaustrag nur in beschränktem Maße die tatsächlich im System verrichtete Arbeit widerspiegelt, zum Anderen, dass Sedimente in einem System, zum Teil in sehr großem Umfang, gespeichert werden können. Dem Umstand der Speicherung wird auch in der Massenbilanzgleichung eines Sedimenthaushaltes Rechnung getragen.

$$I \pm \Delta S = O \quad (2.1)$$

Diese ist in Gleichung 2.1 dargestellt. Der Input von Sediment geht als I in die Gleichung ein. O bedeutet Sedimentoutput und S steht für die Sedimentspeicherung.

2.4 Der alpine Sedimenthaushalt im wissenschaftlichen Diskurs (Zusammenfassung)

Jäckli (Jäckli, 1957) und Rapp (Rapp, 1960) legten den Grundstein für wissenschaftliche Untersuchungen zum alpinen Sedimenthaushalt. Jäckli (Jäckli, 1957) versuchte im bündnerischen Rheingebiet für alle wesentlichen, am Sedimenttransfer beteiligten Prozesse die Massenverlagerung pro Jahr zu errechnen. Rapp (Rapp, 1960) untersuchte über einen Zeitraum von neun Jahren die quantitative Bedeutung der einzelnen geomorphologischen Prozesse in Kärkevagge, und berechnete erstmals eine spezifische Massenverlagerung, um Einzugsgebiete unterschiedlicher Größe vergleichen zu können. Dies hatte durchaus seine Berechtigung, denn tatsächlich sind die Anwendungsmöglichkeiten von Sedimentbudgets in zeitlicher und räumlicher Hinsicht sehr variabel und es existiert keine einheitliche Untersuchungsgebietsgröße.

Die Quantifizierung des Sedimenthaushaltes wurde und wird in wissenschaftlichem Umfeld im Zusammenhang mit einer Vielzahl von Themen besprochen. Ein bedeutendes Anwendungsgebiet ist die Untersuchung von Gegensätzen in verschiedenen Umweltsystemen. Die Rolle des Menschen und sein Einfluss auf den Sedimenttransfer und damit einhergehende Erosionsprobleme sind Inhalt zahlreicher Arbeiten zum Sedimenthaushalt. Die Auswirkungen von Umweltänderungen im Zuge des globalen Klimawandels lassen sich mit dem Werkzeug des Sedimentbudgets sehr gut identifizieren und quantifizieren. Der intensive wissenschaftliche Diskurs brachte auch wesentliche Verbesserungen der Ergebnisse und damit einen weiteren Erkenntnisgewinn durch neue Messmethoden, wie die der geophysikalische Untergrunderkundung, mit sich.

Durch die fachliche Auseinandersetzung mit alpinen Sedimenthaushalten wurden neue Modellansätze, wie jener der paraglazialen Sedimentation, entwickelt (vgl. Kapitel 1 bzw. Hartmeyer (2008)). Im Rahmen solcher Überlegungen wurde man sich auch der großen Bedeutung des Beobachtungsmaßstabes, sowohl in räumlicher, als auch in zeitlicher Hinsicht, bewusst. Je nach gewählter Skala fungieren die Variablen eines Einzugsgebietes als Out-

put, Speicher oder irrelevante Komponenten. Da diese Komponenten sehr unterschiedliche Eigenschaften aufweisen, stellte Caine (Caine, 1974) den Sedimenttransfer in einem System als Kaskadenmodell interagierender Subsysteme dar, dass später von Barsch und Caine (Barsch u. Caine, 1984) noch erweitert wurde.

Materialverlagerungen werden im Rahmen eines Sedimentbudgets meist als Masseflüsse angegeben. Da im Zuge dieser Vorgänge ein Höhenunterschied überwunden wird, ändert sich auch die potentielle Energie der verlagerten Massen. In weiterer Folge kann man den Sedimenttransfer in einem System auch als verrichtete geomorphologische Arbeit angeben, da diese das Äquivalent zur aufgewendeten Energie darstellt, wie in Gleichung 2.2 abgebildet. E steht für die Energie, bzw. für die verrichtete Arbeit, m repräsentiert die Masse, g die Gravitationskonstante, h_1 stellt die Start-, h_2 die Endsehöhe des Prozessablaufes dar.

$$\Delta E = mg(h_1 - h_2) \quad (2.2)$$

Die verrichtete Arbeit wird, als Äquivalent zur Energie, in Joule angegeben. Die Erosionsrate wird als Leistung definiert (verrichtete Arbeit, bzw. die dazu benötigte Energie über die Zeit) und in Watt ausgedrückt.

2.5 Restriktionen und Probleme (Zusammenfassung)

Die Erfassung jener Prozesse, die den Sedimenttransport in einem System bestimmen, ist mit einer Reihe von Problemen verbunden, die im Wesentlichen auf zwei Umstände zurückzuführen sind:

Zum einen können auch mit moderner Messtechnik nicht alle Prozesse quantitativ erfasst werden. Zum anderen bedingt die hohe räumliche und zeitliche Variabilität der beteiligten Prozesse Schwierigkeiten bei der Errichtung eines effizienten Messnetzes und große Unsicherheiten bei der Inter- und Extrapolation der Messergebnisse. Vor allem diskontinuierliche Prozesse mit sehr hoher Widerkehrdauer lassen sich schwer erfassen und sind deshalb, im Vergleich zu kontinuierlich ablaufenden Prozessen, in quantitativen Untersuchungen unterrepräsentiert. Insbesondere Extremereignisse stellen ein großes Problem dar.

Die Qualität der Abschätzung von Extremereignissen hängt, unter anderem, von der Dauer der Beobachtungsperiode ab. Somit können unterschiedlich lange Untersuchungszeiträume die Messergebnisse von sedimenthaushaltlichen Studien deutlich beeinflussen.

Umfassende Untersuchungen von Sedimenthaushalten sind extrem zeitaufwändig und häufig sehr kostenintensiv. Oft werden daher bestimmte Komponenten des Sedimenttransfers ignoriert, da eine Erfassung mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht möglich wäre.

Die Erstellung eines Sedimentbudgets ist kein Routineprozess. Aufgrund der unter-

2. Alpiner Sedimenthaushalt

schiedlichen Art und Weise, in der Prozesse und Speicher in verschiedenen Systemen miteinander gekoppelt sind, kann ein Sedimentbudget nicht vorbehaltlos auch andere Einzugsgebiete übertragen werden. Diesem Umstand muss bei der Erstellung eines Sedimentbudgets Rechnung getragen werden.

Kapitel 3

Das Untersuchungsgebiet

3.1 Lage und Abgrenzung

Das Gletschervorfeld der Pasterze, dem längsten Gletscher Österreichs, liefert den räumlichen Rahmen für die sedimenthaushaltlichen Untersuchungen der vorliegenden Diplomarbeit. Das Untersuchungsgebiet liegt unmittelbar südlich des Alpenhauptkammes, im Kärntner Teil der Hohen Tauern und ist Teil des Nationalparks Hohe Tauern. Das Kernstück des Untersuchungsgebietes bildet der „Sandersee“, eine glazifluviale Schwemmfläche und ein bedeutender Sedimentspeicher im Gletschervorfeld der Pasterze.

Das Untersuchungsgebiet sedimenthaushaltlicher Betrachtungen wird für gewöhnlich durch ein hydrologisches Einzugsgebiet definiert. Für das im Rahmen dieser Diplomarbeit erstellte Sedimentbudget wurde eine möglichst enge Abgrenzung vorgenommen. Auf diese Weise wurde der Zeit- und Kostenaufwand minimiert und die Durchführung der Felddaufnahmen durch zwei Personen in einer Saison ermöglicht. Es wurde ausschliesslich das direkte hydrologische Einzugsgebiet des Sandersees untersucht. Dieses wurde folgendermaßen definiert:

Enthalten sind die angrenzenden Hangflanken bis zur lokalen Wasserscheide, der von der Pasterze kommende Gletscherbach und der Sander selbst. Im Nordosten des Untersuchungsgebietes bilden die Bauwerke der Franz-Josefs-Höhe sowie deren Zufahrtstrasse, ca. auf halber Höhe des Hanges, auf 2360 m gelegen, die Begrenzung des Untersuchungsgebietes. Es kann angenommen werden, dass es zu keinerlei relevantem Materialeintrag aus dem Gelände oberhalb dieser anthropogenen Barriere kommt. Diese Annahme stützt sich auf die Tatsache, dass oberhalb dieser Bauten keine unmittelbaren Anzeichen für geomorphologisch relevante Prozesse, welche die künstliche Barriere überwinden, und zu einem relevanten Materialeintrag in den Sander führen könnten (Muren, Steinschlag, Grundlawinen), gefunden wurden.

Abbildung 3.1 zeigt einen Ausschnitt der ÖK 50 Nr. 153 (Großglockner). Das Untersu-

3. Das Untersuchungsgebiet

chungsgebiet ist grün umrandet.

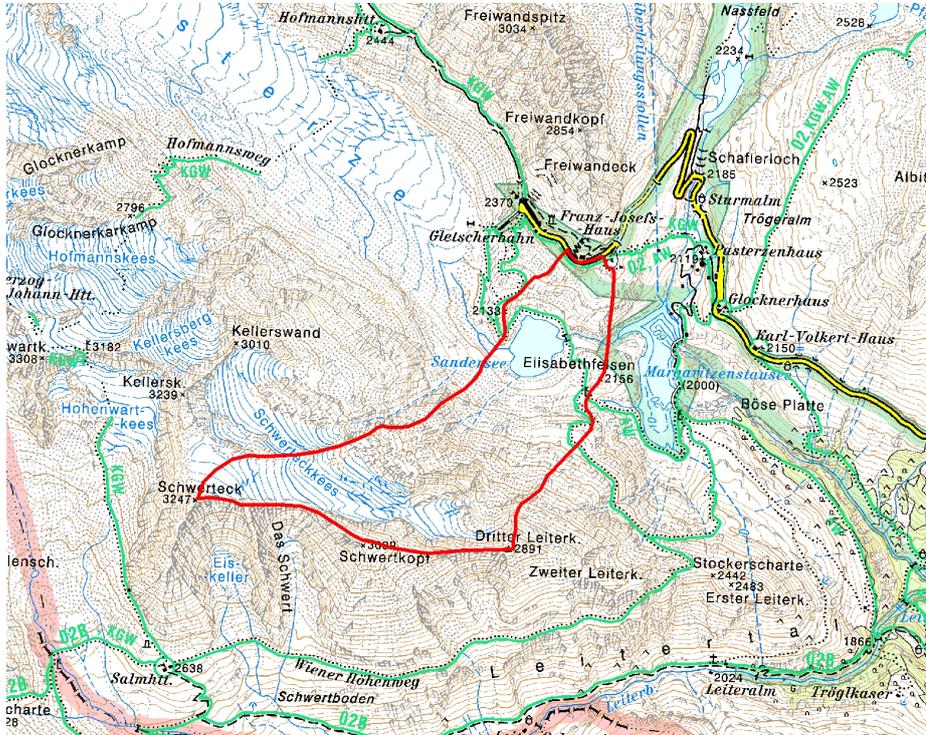


Abbildung 3.1: Abgrenzung des Untersuchungsgebietes (rot)

3.2 Historischer Überblick

3.2.1 Die Besiedelung

Schon in der Altsteinzeit, in der letzten Zwischeneiszeit und in wärmeren Phasen der Würmeiszeit drangen Menschen auf der Jagd in die Hochgebirgstäler der Hohen Tauern vor. Nach dem langsamen Rückzug der Gletscher der letzten Eiszeit stellten die Bergwiesen oberhalb der Waldgrenze in dem damals vorherrschenden warmen und trockenen Klima idealen Lebensraum für Steinböcke, Gämsen und Wildschafe dar. Dieser Wildreichtum lockte zwischen 10.000 und 5.000 v. Chr. (Mittelsteinzeit) Jäger und Abenteurer ins Hochgebirge (Dopsch u. Spatzenegger, 1991).

Der Übergang zu Ackerbau und Viehzucht kennzeichnet den Beginn der Jungsteinzeit (5.000 bis 2.000 v. Chr.). Aus dieser Zeit stammen Relikte erster bäuerlicher Niederlassungen in österreichischen Hochgebirgsregionen. Die Fluren oberhalb der Waldgrenze wurden damals bereits als Weiden für Ziegen und Schafe genutzt.

Zu einer Besiedelung der Region um die Hohen Tauern kam es während der Kupferzeit (ab ca. 4.000 v. Chr.). Treibende Kraft war die Suche nach Metallen. In der folgenden

Bronzezeit (2300 bis 800 v. Chr.) wurden weiterhin Erzlagerstätten abgebaut. Siedlungen lagen meist auf geschützten, talnahen Anhöhen. Passübergänge über die Hohen Tauern spielten jedoch für den Tauschhandel bereits eine grosse Rolle. In der Eisenzeit (ab 800 v. Chr.) verlor der Kupferbergbau an Bedeutung und die Siedlungsdichte wurde geringer. In der jüngeren Eisenzeit (400 v. Chr. bis Christi Geburt) wurde die Besiedelung wieder dichter und aus dieser Zeit gibt es auch erste Hinweise auf die ethnische Zugehörigkeit der in der Tauernregion lebenden Gruppen. Zunächst handelte es sich hauptsächlich um Kelten und Räter. Die keltischen Stämme nördlich und südlich der Hohen Tauern (heutiges Salzburg, Kärnten und Osttirol) vereinigten sich schliesslich zum „Königreich“ Noricum. Die Tauernübergänge waren zu dieser Zeit für den Warenaustausch mit Rom von grosser Bedeutung. Noricum wurde 45 v. Chr. als Provinz Norikum dem Römischen Reich einverleibt. Rund 500 Jahre herrschten die Römer über die Tauern. Sie kümmerten sich wenig um die unwirtlichen Gebirgsregionen selbst. In den Tälern legten sie ein gut ausgebautes Strassennetz für Truppen und Nachschub an. Regionalwege führten über den Felbertauern und das Hohtor. Die Blütezeit endete mit den Markomannenkriegen in der zweiten Hälfte des zweiten nachchristlichen Jahrhunderts. Es folgte eine Periode der Unsicherheit und des allgemeinen Niedergangs. Die Herrschaft der Römer war vorbei. Ab dem 4. Jahrhundert n. Chr. verbreitete sich nach und nach das Christentum. Immer wieder verwüsteten einfallende Völkerschaften die Siedlungen der ansässigen Bevölkerung und dezimierten diese stark.

Im 8. Jahrhundert kam es zur Eingliederung der Tauernregion in das Reich von Karl dem Grossen. Bis 976 gehörte die gesamte Tauernregion dem Herzogtum Bayern an, sie wurde jedoch in der Folgezeit in mehrere Herzogtümer und einzelne Gaue gespalten. Die Regionen südlich und nördlich der Hohen Tauern blieben in den kommenden Jahrhunderten politisch getrennt und waren in Grafschaften wechselnder Grösse und mit unterschiedlichen Besitzern unterteilt.

Im 15. Jahrhundert kam es zu einer neuerlichen Blütezeit der Tauernregion. Wieder war der Bergbau der Auslöser. Rauriser Tal, Gasteinertal und das obere Mölltal wurden zu einem europäischen Eldorado. Über die Tauernpässe gelangten kostbare Lebensmittel, Stoffe und Kunsthandwerksprodukte in die Region.

Die allgemeinen religiösen und sozialen Spannungen des 16. Jahrhunderts machten auch vor der Tauernregion nicht halt. Die wirtschaftliche und religiöse Unterdrückung, in Form von Dienstleistungen und Abgaben, lastete schwer auf den Bewohnern und führte immer wieder zu Aufständen. Die Bauernunruhen setzten sich aufgrund des Bevölkerungswachstums im 17. Jahrhundert fort. Die ländlichen Güter wurden auf die zunehmende Bevölkerung aufgeteilt, und damit immer weiter unterteilt und reichten bald nicht mehr aus, um die auf ihnen lebenden Bauern zu ernähren.

Die Aufklärung brachte Künstler, Gelehrte und, im Rahmen der neu entdeckten Naturwissenschaften, gross angelegte zoologische, botanische und biologische Exkursionen ins

3. Das Untersuchungsgebiet

Tauerngebiet. Der Beginn des 19. Jahrhunderts brachte mit der napoleonischen Ära wieder Kriegswirren über das Land. Schließlich wurden jedoch sowohl Kärnten als auch Tirol und Salzburg dem österreichischen Kaisertum unterstellt. Ab 1820 wurden die Hohen Tauern für den Fremdenverkehr entdeckt. Trotzdem blieb das Tauernland mit seinen wenigen Bergwerks- und Hüttenbetrieben wirtschaftliches Krisengebiet. Die Verwaltung war von der absoluten Zentralmacht des Metternichsystems geprägt. Das Revolutionsjahr 1848 machte die bäuerliche Bevölkerung zu Grundeigentümern und der Fremdenverkehr gewann mehr und mehr an Bedeutung. Die aufgrund der Klimaverhältnisse im 19. Jahrhundert weit hinabreichenden Gletscherzungen waren die Hauptattraktion. Die Welt der Dreitausender wurde, angetrieben von den Alpinvereinen, erschlossen.

Anfang des 20. Jahrhundert kam es durch die steigende Mobilität, Sommer- und Wintertourismus und den Eintritt in die Informationsgesellschaft zum endgültigen grossen Umschwung in der Tauernregion, ähnlich wie auch in vielen anderen Fremdenverkehrsgebieten in dieser Zeit. Die Interessen der Befürworter des Massentourismus und der Naturschützer prallten aufeinander. Ab 1920 wurden zahlreiche Energieprojekte, die auf die Nutzung der Wasserkraft abzielten, realisiert und zwischen 1930 und 1935 wurde die Großglockner Hochalpenstraße errichtet.

3.2.2 Die Großglockner Hochalpenstraße

Die Großglockner Hochalpenstraße führt über einen bereits seit Jahrtausenden bekannten Alpenübergang, das Hochtor (2508 m). Der Auftrag zum Entwurf der Hochalpenstrasse erging bereits 1924. Der Architekt Franz Wallack wurde mit der Konstruktion einer 3m breiten Schotterstrasse, mit der Option zur Erweiterung auf 5m, beauftragt. Die Höchststeigung sollte 12%, zur Edelweisspitze 14% betragen. Unter dem wachsenden Druck der Weltwirtschaftskrise beschloss der Salzburger Landtag 1929 den Bau der Strasse, um die steigende Arbeitslosigkeit einzudämmen. Am 30. August 1930 wurde mit den Bauarbeiten begonnen. In 26 Baumonaten wurden 870.000m³ Fels und Erde bewegt, 116.000m³ Mauerwerk geschaffen und 67 Brücken gebaut. 3200 Arbeiter leisteten 1,8 Millionen Arbeitsschichten. Am 22. September 1934 überquerte der Salzburger Landeshauptmann Franz Rehrle noch auf der Bautrassse als erster Autofahrer die Hohen Tauern. Vor der Eröffnung wurden auch die Zubringerstraßen nach Fusch und Heiligenblut erweitert. Die Baukosten beliefen sich zur Fertigstellung auf umgerechnet 53,5 Millionen Euro (Hutter u. Beckel, 1988).

Vor Beginn des zweiten Weltkriegs überquerten jährlich durchschnittlich 370.000 Besucher die Hochalpenstrasse. Mit Beginn des Krieges versiegte der Besucherstrom und von 1940 bis 1944 besuchten nur 27.000 Personen die Glocknerstraße. Während dieser Zeit wurde die Straße durch unsachgemäße Befahrung (Panzerfahrzeuge), mangelnde Wartung und Schneeräumung sowie Unwetter stark in Mitleidenschaft gezogen. Nach Kriegsende wur-

de die Straße saniert und ab 1949 stiegen die Besucherzahlen wieder drastisch an. Die Menschenmassen machten einen Ausbau dringend erforderlich. Die Hochalpenstraße wurde verbreitert und die Kurvenradien wurden vergrößert. Ausserdem wurde die Parkplatzzapazität erhöht. Nach dieser umfangreichen Modernisierung wurden weitere notwendige Massnahmen, wie Lawinen- und Steinschlagverbauungen, zum Schutz der Touristen und der Infrastruktur umgesetzt.

Heute belegt die Großglockner Hochalpenstraße mit 900.000 Besuchern im Jahr hinter Schloss Schönbrunn Platz zwei unter Österreichs meistbesuchten Sehenswürdigkeiten.

3.2.3 Die Entstehung des Nationalparks

Das Untersuchungsgebiet liegt im Nationalpark Hohe Tauern. Die Idee für einen Nationalpark in den österreichischen Alpen wurde erstmals 1909 in Deutschland geboren. Er sollte eigentlich im Raum Schladming in den Niederen Tauern entstehen, jedoch waren die Forderungen der dortigen Grundbesitzer zu hoch. Die Hohen Tauern wurden als Alternative vorgeschlagen. Weiteren Bemühungen kam zunächst der zweite Weltkrieg in die Quere. Trotzdem erwarben Naturschutzvereine, alpine Vereine und Privatpersonen Gebiete in der Tauernregion, um eine kommerzielle Nutzung zu verhindern (Graner, 2004).

Besonders die grandiose Naturlandschaft um den Großglockner war von zahlreichen und teilweise wahnwitzigen Erschließungsüberlegungen bedroht. Der österreichische Alpenverein erwarb 1918 40km² Fels- und Eisregion im Kärntner Teil der Glocknergruppe, einschließlich der Pasterze und dem Untersuchungsgebiet dieser Diplomarbeit. Nach Fertigstellung der Großglockner Hochalpenstraße wurde eine Verlängerung samt Seilbahn auf den Gipfel des höchsten Berges Österreichs angedacht. Projekte wie letzteres konnten jedoch aufgrund des Widerstandes der Naturschützer und des Grundbesitzers Alpenverein verhindert werden.

Die grandiose Naturlandschaft war auch durch die geplante Nutzung der Wasserkraft zur Stromgewinnung bedroht. Der Bau des Margaritzenspeichers und des Speichers oberhalb von Kaprun lieferte jedoch auch wertvolle Beiträge zum Wiederaufbau und schuf zahlreiche Arbeitsplätze. Die Standseilbahn von der Franz-Josefs-Höhe zur Pasterze wurde mit Zustimmung der Kärntner Naturschutzbehörde, aber unter großen Protesten der Naturschützer und unter Enteignung des Grundbesitzers, dem Österreichischen Alpenverein, gebaut.

Salzburg und Kärnten stellten ab 1959 große Gebiete ihres Anteils an den Hohen Tauern unter Naturschutz, darunter auch Großglockner, Pasterze und Gamsgrube. Mit dem europäischen Naturschutzjahr 1970 kam schliesslich die Wende im Kampf um den Nationalpark und 1971 unterschrieben die drei Landeshauptleute in Heiligenblut eine Vereinbarung, welche die rechtlichen Grundlagen und die Bedingungen für die Einrichtung eines Nationalparks enthielt und legten so den Grundstein für den Nationalpark Hohe Tauern. 1972 wurde in Mallnitz eine Nationalparkkommission eingesetzt, um Planung und Aufklärungsarbeit zu

3. Das Untersuchungsgebiet

leisten. Überzogene Gebietsabgrenzungen und Schutzvorschriften und ungeschickte Aufklärungsarbeit einerseits sowie Erschließungspläne der Gebirgslandschaft von Tourismusmanagern andererseits führten vor allem in den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts zu weiteren Problemen und Streitigkeiten. Anfang der 1980er Jahre erkannte man schliesslich das touristische Potential der Nationalparkidee und verzichtete auf weitere Erschließungen.

Die Gefahr von dieser Seite war somit gebannt und es blieben nur noch die Nutzungsansprüche der Energiewirtschaft. Schließlich machte Kärnten einen Alleingang und stellte seine Anteile an Glockner- und Schobergruppe unter das am 1. Juli 1983 in Kraft getretene Nationalparkgesetz. Nach ersten Unstimmigkeiten wurde hierauf auch im Salzburger Landtag das Salzburger Nationalparkgesetz beschlossen und trat am 1. Jänner 1984 in Kraft. Das Interesse am Bau des „Kraftwerks Dorfertal“ verhinderte jedoch weiterhin, dass auch Tirol das Nationalparkgesetz verabschiedete, und somit kam es vorerst nicht zum angestrebten Ziel eines drei Bundesländer übergreifenden Nationalparks Hohe Tauern.

Schließlich lehnte die Kalser Bevölkerung am 20. September 1987 den Bau des Speicherkraftwerks mit grosser Mehrheit ab. Am 9. Oktober 1991 wurde auch vom Tiroler Landtag das Nationalparkgesetz beschlossen und es trat am 1. Jänner 1992 in Kraft.

3.3 Der Sandersee und seine Umgebung

3.3.1 Der Sandersee

Das Kernstück des Untersuchungsgebietes stellt der sogenannte „Sandersee“ dar. „Sander“ leitet sich von dem isländischen Wort „Sandur“ oder „Sandr“ ab, was so viel wie „Schotter- und Sandflur im Vorfeld von Gletschern“ (Krainer u. Poscher, 1992) bedeutet. Da der Sander bis Mitte der neunziger Jahre bei sehr hohen Abflüssen des Gletscherbaches von der Pasterze, welche vornehmlich im Sommer auftreten, überschwemmt wurde und sich ein flacher See ausbildete, trägt das Gebiet heute den Namen „Sandersee“. Entstanden ist der heutige Sander in den letzten Jahrzehnten infolge des Rückzugs der Pasterze. Er liegt im Bereich des „Unteren Pasterzenbodens“, der in den sechziger Jahren des letzten Jahrhunderts allmählich eisfrei wurde. Die Senke zwischen Elisabethfelsen und der Gletscherzunge bzw. dem, ebenfalls in den sechziger Jahren eisfrei gewordenen Felsriegel, stellt ein natürliches Sedimentationsbecken dar, in dem die gesamte von den Schmelzwässern der Pasterze angelieferte Geschiebefracht sowie ein beträchtlicher Teil der Suspensionsfracht abgelagert wird (Krainer u. Poscher, 1992). Der Sandersee hat einen Durchmesser von ca. 400 m und eine Fläche von 120.560m².

Im Bereich des Zuflusses ist ein sehr flaches Delta, mit dem Charakter eines Prodeltas, ausgebildet. Die abgelagerten Korngrößen zeigen eine deutliche Abnahme vom Zufluss bis zum Ausfluss. Im Deltabereich handelt es sich um sandige bis feinkiesige, im Ausflussbereich

um tonige bis siltige Ablagerungen. Im tonig-siltigen Bereich, der sich 2006 über den gesamten Sander, abgesehen vom Delta, erstreckte, handelt es sich um thixotrope Sedimente. Diese besitzen die Eigenschaft, sich unter Einfluss von Erschütterungen oder Vibration zu verflüssigen. In den flachen Flussarmen und teilweise auf den wasserfreien Bereichen, sind stark asymmetrische, zungenförmige Strömungsrippeln ausgeprägt. (Krainer u. Poscher, 1992)

3.3.2 Die Entstehung des Sanders

Im Holozän kam es, verglichen mit früheren erdgeschichtlichen Perioden, nur zu sehr geringen Klimaschwankungen. Trotzdem unterlag und unterliegt die Pasterze auch nach der letzten Eiszeit ständigen Längen- und Volumsänderungen. Im Holozän kam es zu 10 bis 12 Gletscherhochständen, die in etwa mit jenem der kleinen Eiszeit zu vergleichen sind (Wakonigg u. Lieb, 1996). Der Untere Pasterzenboden, zwischen Elisabethfelsen und Felsriegel, war dadurch abwechselnd eisbedeckt und eisfrei. Es ist daher anzunehmen, dass es schon einige Male Vorläufer des heutigen Sandersees gab. Im Zuge des Gletscherrückganges nach der kleinen Eiszeit wurde bereits 1878 die Spitze des Elisabethfelsens eisfrei. 1956 befand sich der Eisrand am heutigen Ausfluss des Sandersees. Der Sandersee entwickelte sich in weiterer Folge und wurde im Jahr 1958 erstmals erwähnt. Im Originalbericht der Gletschermesser dieses Jahres ist von einem nur wenige Quadratmeter großen Teich am Eisrand die Rede. Bereits zu dieser Zeit wurde festgestellt, dass der Gletscherbach in der kleinen neuen Schwemmfläche mäandrierte und dort bei hohen Abschmelzraten einen See bildete. 1959 wurde dieser Sedimentationsbereich erstmals als „Sandersee“ bezeichnet.

„In der Folge kam es ... zu einem bis 1967 sehr raschen, später jedoch deutlich verlangsamten Zurückweichen des Eisrandes der Pasterze und einer damit verbundenen allmählichen Vergrößerung des Sandersees“ (Lieb, 1997).

1958 hatte der See eine Fläche von 3.885m². Seine annähernd maximale Ausdehnung erreichte er schliesslich 1979 mit ca. 121.500m². Ab diesem Jahr bildete die Pasterzenstirn nicht mehr die Begrenzung des nordwestlichen Seeufers sondern setzte sich mehr und mehr vom Sander ab. Dadurch kam es nur noch zu geringfügigen Vergrößerungen durch die Ablagerung von Sedimenten. In Abbildung 3.2 ist die Flächenentwicklung des Sanders von 1956 bis 1979 graphisch dargestellt.

In Abbildung 3.3 ist der Verlauf der Flächenzunahme des Sandersees von 1962 bis 1983 anhand von Orthophotos visualisiert. Von 1983 bis 1999 vergrößerte sich die Fläche des Sanders kaum noch, es sind jedoch andere deutliche Veränderungen am Sander und seiner Umgebung zu erkennen (Zurückweichen der Pasterzenzunge, Abtrag der glazialen Sedimente, fehlende Ausbildung des Sandersees).

Heute fließt der Gletscherbach orographisch rechts am Felsriegel vorbei und mündet

3. Das Untersuchungsgebiet

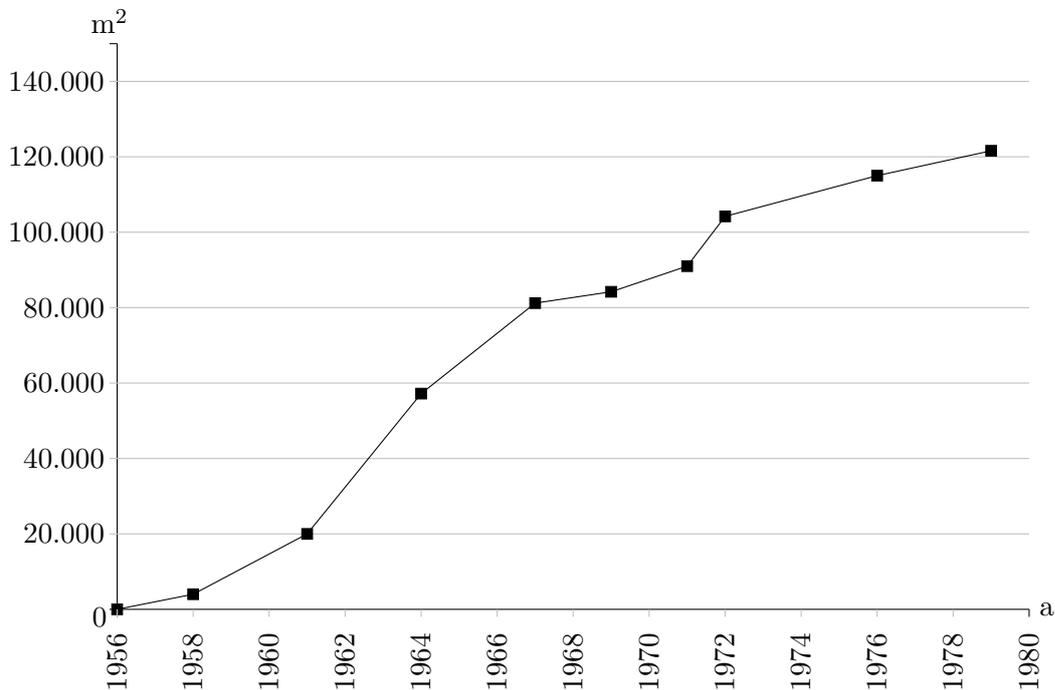


Abbildung 3.2: Die Flächenentwicklung des Sanders von 1956 bis 1979 (eigene Darstellung nach Slupetzky u. a. (1997))

dann in den Sander. Das war jedoch nicht immer die einzige Entwässerungslinie der Pasterze. Von 1964 bis 1975 existierte ein Schmelzwasserbach, der am Fuss der von der Franz-Josefs-Höhe abfallenden Hänge floss und über eine Felsschwelle im Bereich des Felsriegels etwa 400 m nordöstlich des heutigen Gerinnebettes direkt in den Sandersee entwässerte. Heute gibt es diese Bäche nicht mehr, der Gletscher ist bereits zu weit abgeschmolzen, um die inzwischen zu hoch gelegenen Gerinnebette noch mit Schmelzwasser zu versorgen. Die von ihnen hinterlassenen Schwemmfächer sind aber noch deutlich zu sehen.

Untersuchungen zur glazifluvialen Massenverlagerung im Gletschervorfeld der Pasterze, speziell im Bereich des Sandersees, wurden von Krainer u. Poscher (1992), sowie von Lieb (1997) und Slupetzky u. a. (1997) insgesamt über mehrere Jahre hinweg betrieben bzw. dargestellt. Zusätzlich werden vom Betreiber des Margaritzenspeichers, der Kraftwerksgruppe Glockner - Kaprun, kontinuierlich Daten zum Abfluss und Sedimenttransport des Gletscherbaches aufgezeichnet, welche jedoch leider nicht öffentlich zugänglich sind. Laut Krainer u. Poscher (1992) können die Abflusswerte des Pasterzenbaches im Sommer zwischen $70\text{m}^3/\text{s}$ (Hochwasser 1987) und weniger als $10\text{m}^3/\text{s}$ liegen. Im Tagesgang fallen die höchsten Abflusswerte auf den Zeitraum zwischen 15 und 16 Uhr. Krainer u. Poscher (1992) geben für den Schwebfrachtgehalt des Gletscherwassers im Sommer $0,5\text{g/l}$ als Durchschnitt und 5g/l als Maximalwert an. Täglich werden 164t Schwebfracht und geschätzte 60t bis

3. Das Untersuchungsgebiet

100t Geschiebe angeliefert. Jährlich werden rund 40.000t Sedimente im Gletschervorfeld der Pasterze abgelagert. Diese Menge wurde jedoch bereits 1990 nicht mehr dauerhaft abgelagert. Bereits damals schien der Sandersee fast „voll“ zu sein. Laut Krainer u. Poscher (1992) kam es während ihrer Untersuchungen im Zeitraum 1989/90 zur Ablagerung der gesamten eingetragenen Geschiebefracht und ca. 20% der eingetragenen Schwebfracht im Sander. Durch den sommerlichen Rückstau des Gletscherbaches kam es zur Ablagerung der Fracht im entstehenden Sandersee, aber im anschließenden Herbst, nach verschwinden des Sees, zu einem verzögerten Austrag. Von 25.300t Schwebfracht, die dem Sandersee von September 1989 bis August 1990 zugeführt wurden, wurden 19.100t im gleichen Zeitraum wieder ausgetragen.

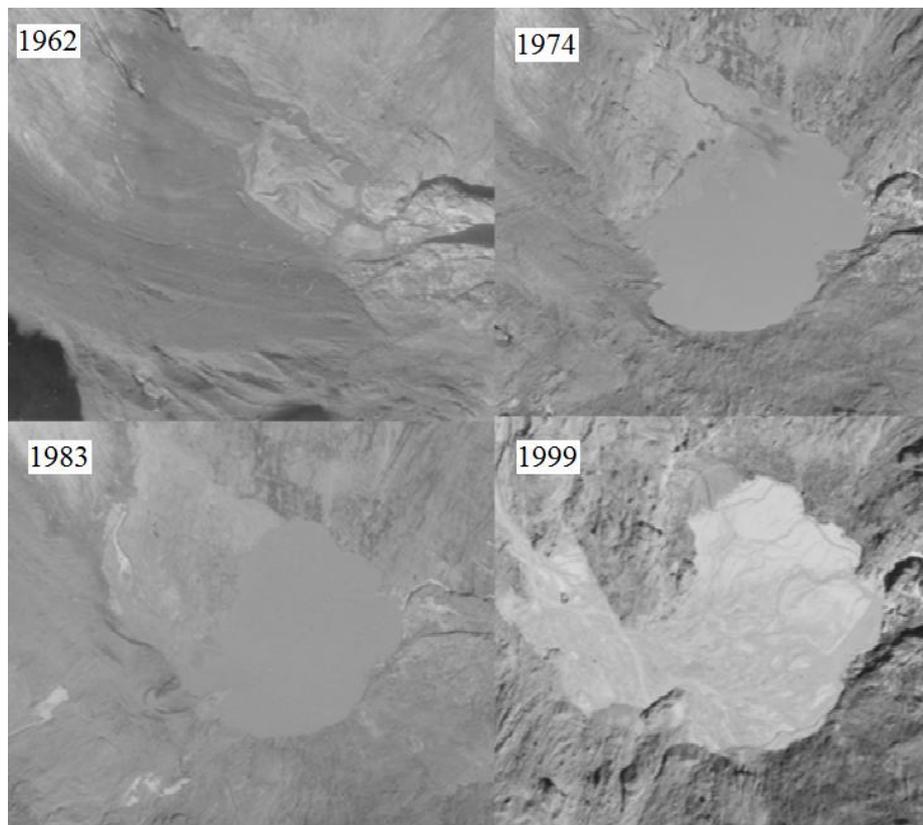


Abbildung 3.3: Die Entwicklung des Sanders von 1962 bis 1999

Zur Mächtigkeit der im Sander gespeicherten Sedimente finden sich in der Literatur unterschiedliche Angaben, welche im Kapitel 5 genauer erörtert werden. Komponenten des Sedimenthaushalts, welche nicht den glazifluvialen Prozessbereich betreffen, wurden im Umfeld des Sanders bisher noch nicht untersucht bzw. quantifiziert.

3. Das Untersuchungsgebiet

3.4 Der Margaritzenspeicher

Jener Teil der Sedimentfracht des Pasterzenbaches, welcher nicht im Sander zurückgehalten werden kann, wird im unterhalb gelegenen Speicher Margaritze abgelagert und führt zu einer langsamen Verlandung des Speichers.

Der Margaritzenspeicher liegt südlich des Sandersees und ca. 100 Höhenmeter tiefer, er wird vom Sander durch den Elisabethfelsen getrennt. 1951 und 1952 wurden die beiden Staumauern des Speichers errichtet. Das Einzugsgebiet des Speichers umfasst den Bereich des Mölltales mit dem Pasterzenkees und das benachbarte Leitertal. Die Möll macht etwa 40% der in der Kraftwerksgruppe Glockner-Kaprun abgearbeiteten Wassermenge aus. Das Wasser wird jedoch nicht beim Margaritzenspeicher selbst genutzt, sondern über den Möllüberleitungsstollen auf die Nordseite des Alpenhauptkammes geführt. Die Margaritze hat ein Fassungsvermögen von 3,5 Mio.m³ und gehört damit zu den kleineren Speichern in den Ostalpen. 950.000m³ werden bereits von glazifluvialen Sedimenten eingenommen (Quelle: Kraftwerksgruppe Glockner - Kaprun).

Durch den Gletscherbach gelangt ständig Sediment in den Speicher, besonders gross werden diese Mengen, wenn im Sandersee kein Material mehr zurückgehalten werden kann. Dies war seit Entstehung des Sanders bereits mehrmals der Fall. 1969 wurde erstmals eine Steinschlichtung am Ausfluss des Sanders angebracht, um weitere Sedimentation im Sander zu ermöglichen. Diese Maßnahme ist als kleine „Staumauer“ ausgeführt, welche aus Natursteinen und Beton besteht. 1982 wurde diese Sperre nochmals aufgestockt. Insgesamt wurde durch diese Massnahmen das Niveau der Sanderoberfläche von 2066,2 m üNN auf 2068 m um 1,8 m, angehoben. Dadurch entstand zusätzlicher Sedimentationsraum mit einem Volumen von ca. 150.000m³ (Slupetzky u. a., 1997). Seit Anfang der 90er Jahre ist der Sandersee wieder „voll“, der eigentliche „See“ der Sommermonate entsteht nicht mehr und es wird kaum noch Sediment zurückgehalten (Krainer u. Poscher, 1992). Eine weitere Erhöhung der Steinschlichtung ist nicht mehr möglich, da das Gebiet Teil der Kernzone des Nationalparks Hohe Tauern und des Sonderschutzgebiets „Großglockner-Pasterze“ ist. Daher werden eine Reihe anderer Lösungsansätze ausprobiert bzw. geplant.

Die gesetzlich geforderte Freihaltung der Grundablässe des Speichers erfordert eine regelmässige Entfernung bzw. Umschichtung der glazifluvialen Sedimente. Deshalb wurde der Speicher 1995 gespült, um den Gletscherschliff über die Möll auszutragen. Zu dieser Massnahme gab es, laut den Kraftwerksbetreibern, zum entsprechenden Zeitpunkt keine Alternative. Besonders die Fischbestände und die Fischerei der Mölltalgemeinden hatten mit den Folgen dieser Maßnahme zu kämpfen. Die Kraftwerksbetreiber verpflichteten sich daraufhin, andere Lösungsmöglichkeiten zu finden. Als kurzfristige Maßnahme wurde 1996 erstmals ein Saugbagger eingesetzt, um Sediment umzuschichten und so die Grundablässe freizuhalten.

Als langfristiger Lösungsansatz wird ein Transport des Sediments über eine Rohrleitung in den nahe gelegenen Speicher Nassfeld bzw. die Überleitung des Sediments in die grossen Speicher auf der Nordseite des Alpenhauptkammes (Stausee Wasserfallboden und Mooserboden) in Kaprun in Erwägung gezogen.

3.4.1 Die Pasterze

Die Pasterze ist der größte Gletscher der Ostalpen. Sie unterlag im Holozän deutlichen Grössenschwankungen und war auch schon bedeutend kleiner als heute. Holzfunde aus dem frühen Postglazial (vor 8000 bis 9000 Jahren) beweisen, dass damals auf heute noch vergletschertem Gebiet Bäume wuchsen. Der Name „Pasterze“ kommt aus dem Slowenischen und bedeutet „Kleine Weide“. Die Bezeichnung stammt aus der Zeit des Mittelalters, als der Gletscher ebenfalls deutlich geringere Ausmaße hatte als heute.

Im Holozän erlebte die Pasterze 10 bis 12 Gletscherhochstände. Das letzte dieser Maxima war jenes von 1852, welches während der sogenannten „Kleinen Eiszeit“ stattfand. Die Pasterze hatte damals eine Länge von 11,4 km, eine Fläche von 26,5km² und ein Volumen von ca. 2,5km³. Für die erste Hälfte des 17. Jahrhunderts ist ein Hochstand belegt der jenen der kleinen Eiszeit noch um einige Meter übertraf (Patzelt, 1995).

Bereits 1878 fanden auf der Paterze erstmals Standardmessungen zu der Länge, der Höhe und der Fliessgeschwindigkeit des Gletschers statt. Diese Untersuchungen wurden bis heute kontinuierlich fortgesetzt. Daher sind die weiteren Veränderungen des Gletschers sehr gut dokumentiert. Seit dem Hochstand der kleinen Eiszeit zog er sich ständig zurück. Trotz zweier Kälteperioden im 20. Jahrhundert, während derer zahlreiche Gletscher im Alpenraum vorstießen. 1985 betrug die Länge 9,0 km, die Fläche 18,9km³ und das Volumen 1,0km³. Von 1851 bis 1994 zog sich die Zunge der Pasterze um 1640m zurück, dies entspricht einer mittleren Längenänderung von 11,4m/a. Aufgrund der Klimaschwankungen und der deutlichen Klimaerwärmung in den letzten Jahrzehnten ist anzunehmen, dass dieser Durchschnittswert je nach Umweltbedingungen weit über- bzw. unterschritten wurde (Wakonigg u. Lieb, 1996). Tabelle 3.1 zeigt die Veränderungen der Pasterze von 1851 bis 2002.

Jahr	1851	1924	1969	1985
Länge	11.4km	10.3km	9.5km	9.0km
Fläche	26.5km ²	22.6km ²	19.8km ²	18.9km ²
Volumen	2.5km ³	1.9km ³	1.2km ³	1.0km ³

Tabelle 3.1: Veränderungen von Länge, Fläche und Eisvolumen der Pasterze seit 1851 (Wakonigg u. Lieb, 1996)

Von 1980 bis 1984 verlor die Pasterze 97 Millionenm³ Eis. Im Jahr 1984 tauchten die

3. Das Untersuchungsgebiet

ersten aperen Stellen im Hufeisenbruch, einer markanten, von der Pasterze überflossenen Felsstufe zwischen Nähr- und Zehrgebiet, auf. Seither apert der Bereich des Hufeisenbruchs immer weiter aus, was zu einer stetigen Verringerung des Eisnachschubes führt. Dies wirkt sich in bedeutender Weise auf die Gletscherzunge aus, deren Fliessgeschwindigkeiten in den letzten Jahren deutlich abgenommen haben. Von 1985 bis 1990 sank die Gletscheroberfläche jährlich um durchschnittlich 4,74m ein. Im Rekordsommer 2003 waren es 6,59m (Krainer, 2005).

Patzelt (2006) veröffentlichte im Gletscherbericht 2006 die neuen Ergebnisse zum Zustand der Pasterze:

„Die Pasterze ist im moränenfreien linken Zungenbereich 41,3m und im schuttbedeckten rechten Bereich 5,5m zurückgeschmolzen, woraus sich für das gesamte Zungenende der mittlere Längenverlust von 23,4m ergab (Berichter: Dr. Gerhard Lieb).“

3.5 Klimacharakteristika des Untersuchungsgebietes

3.5.1 Klima allgemein

Unter dem Klima eines Ortes versteht man seine typischen meteorologischen Bedingungen. Aus langjährigen Wetterbeobachtungen, die WMO (World Meteorologic Organisation) schreibt einen mindestens dreissig jährigen Beobachtungszeitraum vor, werden mit Hilfe statistischer Verfahren einfache Klimakenngrössen errechnet (Häckel, 1999).

Wetter und Klima in Österreich sind geprägt von häufigen Nordwestströmungen, die kalte und feuchte Luft vom Atlantik mit sich bringen. Die Alpen stellen ein bedeutendes Hindernis für diese Luftpakete dar und sind eine Hauptursache für die regional sehr unterschiedlichen klimatischen Bedingungen in Österreich.

Aufgrund dieser Variation kann Österreich in 9 Klimaräume unterteilt werden. Das Untersuchungsgebiet liegt im inneralpinen Bereich, südlich des Alpenhauptkammes. Dieser Klimaraum zeichnet sich durch unterschiedlich stark ausgeprägte Leewirkungen aus. Generell ist in der inneralpinen Zone ein deutliches Temperaturgefälle von Westen nach Osten bzw. Nordosten erkennbar. Die Leelagen profitieren von den ihnen vor gelagerten Gebirgszügen. Mit den absteigenden und sich erwärmenden Luftmassen kommt es zu einer Abnahme der Niederschlagsmenge, einer Verringerung der Bewölkung und zu einer höheren Sonnenscheindauer. Die Südseite des Alpenhauptkammes ist stärker kontinental geprägt als die feuchtere Nordseite (Harflinger u. Knees, 1999).

Der Sandersee liegt ca. 2070 m üNN und fällt damit in den Bereich des Hochgebirgsklimas, in die subalpine bis alpine Höhenstufe, bzw. in den Bereich der alpinen Baumgrenze. Als Hochgebirgsklima wird in Europa das Klima über 1000m bis 1500m Seehöhe definiert. Typisch sind kurze Sommer und lange Winter, sowie durch Strahlungslagen ge-

prägtes Regional- und Lokalklima.

Das Observatorium der ZAMG am Gipfel des Sonnblicks, auf 3106 m, liegt wenige Kilometer nordöstlich vom Untersuchungsgebiet. Außerdem befinden sich im direkten Umfeld des UG mehrere Totalisatoren und eine von der ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik) betreute Klimastation mit einem Datalogger für kontinuierliche Temperaturmessungen und einem Niederschlagsmesser. Diese befindet sich bei der „Sperrwärterhütte“ am Margaritzenspeicher. Die Daten dieser Station reichen alleine nicht aus, bzw. sind für sich genommen nicht verlässlich genug, um Aussagen über das Klima der Region Großglockner zu machen. Sie sind jedoch für die Abflussmodellierung des Jahres 2006 und für die Berechnung der glazifluvialen Massenbilanz dieser sedimenthaushaltlichen Untersuchung von großer Bedeutung.

Die meteorologischen Messreihen des Observatoriums auf dem Hohen Sonnblick sind weltweit einzigartig. Seit September 1886 werden hier regelmässig Messungen und Beobachtungen angestellt. Dies ist weltweit mit Abstand die längste Messreihe von einem über 3000 m hohen Berggipfel. Die Daten der folgenden Klimacharakteristik stammen von diesem Observatorium und den umliegenden Stationen der ZAMG und des Hydrographischen Zentralbüros (Lufttemperatur, Niederschlag und Schnee), jeweils aus den Jahren 1961 bis 1990 (Kaiser u. a., 2002).

3.5.2 Luftdruck

Zwischen Luftdruck und Seehöhe besteht ein exponentieller Zusammenhang, wobei der Luftdruck mit der Höhe sinkt. Bei konstanter Seehöhe zeigt der Luftdruck von allen Klimaelementen die geringste örtliche Variabilität. Trotzdem können an der Änderung des Luftdrucks wichtige Klimacharakteristika abgelesen werden. Die Minima und Maxima des Luftdrucks weisen auf wiederkehrende Tiefdruck- bzw. Hochdruckphasen, und somit im Jahresverlauf auf schlechte oder wechselhafte bzw. gute oder stabile Witterung hin. Die Minima des Luftdrucks liegen in den Tälern im April und bei Ende November/Anfang Dezember (sekundäres Minimum). Sie zeigen somit die zu diesen Zeiten (vor allem im Frühjahr) erfahrungsgemäß herrschenden wechselhaften Witterungsbedingungen an. Die Maxima liegen in den Tälern im September und Oktober und bei Ende Dezember/Anfang Jänner (sekundäres Maximum). In Gebirgslagen verschieben sich die Minima auf den kältesten Monat Februar, die Maxima auf den wärmsten Monat Juli. Die Jahresamplitude ist am „Hohen Sonnblick“ fast doppelt so gross wie in den Niederungen.

3.5.3 Luftfeuchtigkeit

Die Verteilung der relativen Luftfeuchtigkeit über die Seehöhe im Sommer ist invers zu jener im Winter. Im Jänner ist die relative Feuchte in den Tälern am grössten und nimmt bis zu

3. Das Untersuchungsgebiet

einer Höhe von 2.100 Metern ab, darüber steigt sie wieder an. Im Juli ist die Luftfeuchtigkeit in den Tälern geringer, auf den Bergen hingegen höher.

Im Untersuchungsgebiet liegt die relative Luftfeuchtigkeit im Jänner bei weniger als 70% (zum Vergleich: Heiligenblut: 72% bis 74%, Großglockner: 76% bis 80 %), im Juli bei 74% bis 76% (Heiligenblut: 73% bis 74%, Großglockner: mehr als 85%). Für die absolute Luftfeuchtigkeit ist die Seehöhe der prägende Einflussfaktor. Sowohl im Winter als auch im Sommer sind die Werte in den Tälern höher als auf den Bergen, da kalte Luft weniger Wassermoleküle halten kann als warme Luft.

3.5.4 Lufttemperatur

Die Höhe der Lufttemperatur im Jahresmittel ist hauptsächlich von der Seehöhe abhängig, hinzu kommen noch regionale Unterschiede, aufgrund der Lage nord- oder südseitig des Alpenhauptkammes und aufgrund der Effekte klimatischer Sonderlagen. Der Jahresgang der Temperatur verläuft im Untersuchungsgebiet in Form einer einfachen Welle. Abbildung 3.4 zeigt den Verlauf der Jahresmitteltemperatur an den Klimastationen in der Nähe des Untersuchungsgebietes.

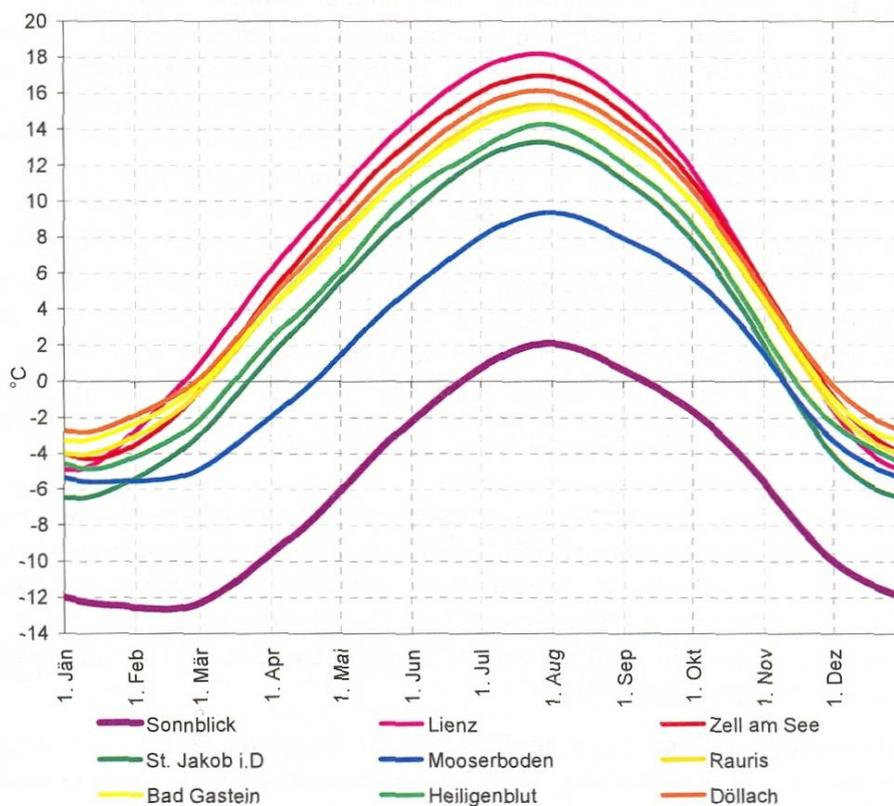


Abbildung 3.4: Der Jahresverlauf der Temperatur in den Klimastationen nahe dem Untersuchungsgebiet (Kaiser u. a., 2002)

Am kältesten ist es im Jänner, mit einer Mitteltemperatur von -5°C bis -6°C , am wärmsten im Juli mit 8°C bis 10°C . Die Jahresmitteltemperatur liegt bei 0°C bis 2°C . Der Unterschied zwischen den Mitteltemperaturen Jänner und Juli beträgt somit 13°C bis 16°C . Dieser bildet die Grundlage zur Berechnung der thermischen Kontinentalität. Sie gibt in Prozent die mittlere Jahresschwankung der Temperatur eines Ortes in Relation zu der auf der Erde maximal möglichen mittleren Jahresschwankung an, definiert durch Werchojansk in Ostsibirien ($65,5^{\circ}\text{C}$). Die thermische Kontinentalität beträgt im Untersuchungsgebiet 22% bis 24%. Dieser Wert ist unter Berücksichtigung der Seehöhe als verhältnismäßig gering einzustufen. Obwohl die meisten Regionen Österreichs kontinental geprägt sind, so ist diese Kontinentalität in den Hochgebirgen am geringsten, bedingt durch die Exposition zu den Westwinden und die dadurch verhinderte Bildung von stagnierenden Kaltluftseen und die geringere Aufheizung im Sommer. Der Gipfel des Großglockners weist, so wie andere exponierte Gebirgsregionen, eine thermische Kontinentalität von weniger als 22% auf. In den Tälern (z.B. Drautal) wird mehr als 34% thermische Kontinentalität erreicht.

Frostwechseltage sind Tage, an welchen der Gefrierpunkt mindestens einmal unter- bzw. überschritten wird. Sie zeichnen sich durch verstärkte Verwitterungs- und Erosionstätigkeit aus. Die Zahl der Frostwechseltage nimmt von den Tälern bis in eine Höhe von 1.100m - 1.300m zu, oberhalb dieses Bereichs jedoch wieder ab, da die Temperaturen hier häufiger den ganzen Tag unter Null liegen. Im Untersuchungsgebiet kommt es im Durchschnitt zu 100 bis 105 Frostwechseltagen im Jahr (zum Vergleich: Heiligenblut: mehr als 115, Grossglockner: weniger als 80).

3.5.5 Niederschlag

Die Verteilung des Niederschlags im Tauerngebiet wird durch die Seehöhe und regionale Faktoren wie Luv- oder Leelage bestimmt. Besonders bedeutend ist hier die Wirkung des Alpenhauptkammes als Wetterscheide. Im Norden des Alpenhauptkammes fällt bei weitem mehr Niederschlag als im Süden. Dies liegt an den in Österreich sehr häufigen Nordwestwetterlagen.

Generell nehmen die Niederschlagsmenge und auch die Niederschlagshäufigkeit mit der Seehöhe zu. Etwa 60% bis 70% des Jahresniederschlags fallen im Sommerhalbjahr. Der abschirmende Effekt des Alpenhauptkammes auf das Mölltal macht sich bereits im Untersuchungsgebiet, etwa 10 Kilometer südlich des Alpenhauptkammes gelegen, deutlich bemerkbar. Im Sommer fällt hier ca. 900mm bis 1.000mm Niederschlag. Auf gleicher Seehöhe auf der Alpennordseite sind es 1.100mm bis 1.200mm. Im Winter fallen im Untersuchungsgebiet ca. 600mm bis 700mm Niederschlag. An 130 bis 140 Tagen im Jahr fällt mindestens 1mm Niederschlag. Der Anteil des festen Niederschlags an der Jahressumme beträt 50% bis 60%. Abbildung 3.5 zeigt den Jahresverlauf des Niederschlages an den Klimastationen in

3. Das Untersuchungsgebiet

der Nähe des Untersuchungsgebietes.

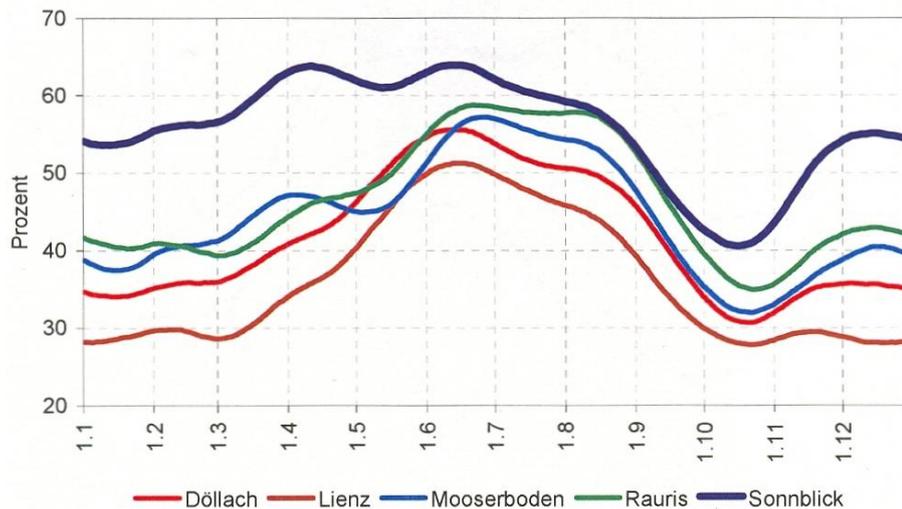


Abbildung 3.5: Der Jahresverlauf des Niederschlags an den Klimastationen in der Nähe des Untersuchungsgebietes (Kaiser u. a., 2002)

Die Verteilung der Neuschneesumme ist durch die Seehöhe geprägt. Im Gebirge ist die Neuschneesumme wesentlich höher als in den Tallagen. Dies liegt an der Temperaturabnahme und der allgemeinen Niederschlagszunahme mit der Höhe. Die durchschnittliche jährliche Neuschneesumme im Untersuchungsgebiet beträgt 600cm bis 800cm, die maximale Schneehöhe 150cm bis 250cm. Das Maximum der Schneehöhe verzögert sich in hochalpinen Lagen gegenüber Tallagen oft um mehrere Monate und liegt meist im Frühjahr. Das Untersuchungsgebiet wird 150 bis 180 Tage im Jahr von einer Schneedecke mit mindestens 1cm Schneehöhe bedeckt. Diese Werte sind allerdings mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, da die Ausaperung stark von lokalen Faktoren wie Hangneigung und Hangexposition abhängig ist.

3.5.6 Globalstrahlung und Sonnenscheindauer

Der Strahlungsgenuss auf horizontaler Fläche steigt, aufgrund der geringer werdenden Absorption durch atmosphärische Bestandteile, mit der Höhe an. Außerdem ist die Globalstrahlung, bedingt durch die steiler stehende Sonne, im Süden (Klagenfurt) höher als im Norden (Salzburg). Im gegliederten Gelände des Untersuchungsgebietes ist die Einstrahlung jedoch entscheidend von der Hangexposition und der Hangneigung abhängig.

Die Sonnenscheindauer spezifischer Gebiete ist von Exposition, Bewölkung und von Nebel- und Hochnebellagen stark beeinflusst. Auf den Berggipfeln ist die minimale relative Besonnung von April bis Juni, die Maximale von Spätsommer bis Oktober zu erwarten (Auer, 2002). Das Untersuchungsgebiet erhält im Jänner 50 bis 75 Sonnenstunden, im Juli

150 bis 175. Die Jahressumme der Sonnenscheindauer beträgt 1250 bis 1500 Sonnenstunden (Zum Vergleich: Hoffmannskees: weniger als 1000 Sonnenstunden/Jahr; Südhänge im Bereich Glocknerhaus: 1500 bis 1750 Sonnenstunden/Jahr). Die Sonnenscheindauer und die Globalstrahlung wirken sich in bedeutendem Maße auf das Abschmelzen der Gletscher aus. Besonders im Sommer, wenn die Albedo niedrig ist und ein Großteil der Strahlung vom verschmutzten Eis absorbiert wird.

3.6 Geologie

Der Franzose Belsazar Hacquet war der erste, der sich wissenschaftlich mit der Geologie der Hohen Tauern auseinandersetzte. Die erste geologische Karte des Glocknergebietes, im Maßstab 1:75.000, entstand in den 1850er Jahren unter Leitung des Geologen D. Stur. In den folgenden Jahrzehnten wurden die geologischen Forschungen unter Mitarbeit von österreichischen, deutschen und schweizer Geologen intensiviert, und es entstanden geologische Karten von Teilen der Hohen Tauern in immer größeren Maßstäben. Bereits von 1929 bis 1934 wurde eine geologische Detailkartierung des Glocknergebietes im Maßstab 1:25.000 erstellt. In den letzten Jahrzehnten wurde das geologische Bild weiter verfeinert, wobei die Forschungsarbeit hauptsächlich von den Universitäten Wien, Salzburg, Innsbruck und Tübingen geleistet wurde.

3.6.1 Tektonik

Die heutigen Alpen entstanden (bzw. entstehen) durch die alpidische Gebirgsbildung. Diese wurde (bzw. wird) durch die Kollision der afrikanischen mit der eurasischen Platte und den dazwischen liegenden Mikroplatten ausgelöst. Aufgrund starker Dehnungs- und Bruchtektonik kam es während der Jura (vor 208 bis 145 Millionen Jahren) zur Ausbildung des penninischen Ozeans. In den tiefsten Bereichen des Ozeans wurden jene Tiefseesedimente abgelagert, die heute als Kalkglimmerschiefer das Festgestein eines grossen Teiles des Untersuchungsgebietes bilden. Vor ca. 80 Millionen Jahren, in der Kreidezeit (145 bis 65 Millionen Jahre vor heute), setzte die erste Phase der alpidischen Gebirgsbildung ein. Ein Großteil der ozeanischen Kruste des penninischen Ozeans wurde im Zuge der stattfindenden Einengungstektonik subduziert. Die Gesteinsformationen die heute als Ostalpin bezeichnet werden befanden sich ursprünglich südlich des penninischen Ozeans und wurden im Zuge der Plattenkollision über die penninischen Einheiten geschoben und übereinander gefaltet. Ausserdem kam es im Rahmen der Subduktionsprozesse zu Hochdruckmetamorphosen (Tollmann, 1977).

Im Tertiär (vor 65 bis 1,64 Millionen Jahren) verlangsamten sich die Subduktionsprozesse während des Paläozäns, wurden aber während des Eozäns wieder stärker und begründeten so die zweite Phase der alpidischen Orogenese. Es kam zu einer starken Durchbewegung

3. Das Untersuchungsgebiet

und Deformation der Gesteine und zu einer Regionalmetamorphose sämtlicher Gesteine des heutigen Tauernfensters.

3.6.2 Das Tauernfenster

Das Untersuchungsgebiet liegt, lithologisch gesehen, im so genannten „Tauernfenster“. Diese Formation wurde vor ungefähr hundert Jahren erstmals erkannt. Sie stellt eine Schlüsselstelle im Aufbau der Ostalpen dar. Hier tritt das tiefste tektonische Stockwerk, das Penninikum zutage. Es handelt sich dabei um eine westalpine Gesteinseinheit, die in den Ostalpen von den ostalpinen Gesteinschichten bedeckt und nur stellenweise an der Oberfläche zu erkennen ist. Das Tauernfenster reicht mit einer Längserstreckung von ca. 160 km von der Brennerfurche im Westen bis zur Katschbergfurche im Osten. Es ist ca. 30 km breit und umfasst die Hohen Tauern, die Zillertaler Alpen und die Tuxer Alpen (Tollmann, 1977).

Im Jungtertiär führte der starke Druck der Südalpen gegen das Ostalpin zur Heraushebung des Tauernfensters. Die Ostalpinen Deckeneinheiten glitten hauptsächlich nach Westen und Osten ab und so wurden in Kombination mit Erosionsprozessen die Gesteinseinheiten des Penninikums freigelegt (Krainer, 2005).

Das Tauernfenster wird in die Gesteinseinheiten „Altes Dach“, „Zentralgneise“ und „obere Schieferhülle“ untergliedert. Die Gesteine wurden während der Spätphase der alpidischen Gebirgsbildung kuppelförmig herausgehoben. Dies geschah aufgrund isostatischer Ausgleichsbewegungen und der gegen Norden, sprich gegen das Ostalpin, drückenden Südalpen. Dementsprechend tauchen die Gesteine der penninischen Schichten an allen Seiten recht gleichmässig unter das Ostalpin ab. Die Gesteine des Penninikums reagierten, entsprechend ihren Eigenschaften, sehr unterschiedlich auf die Beanspruchung durch die alpidische Gebirgsbildung. Die Zentralgneise sind sehr starr, die Kalkglimmerschiefer der oberen Schieferhülle jedoch leicht verformbar.

Das Untersuchungsgebiet liegt, wie ein Großteil der Kärntner Hohen Tauern im Bereich der oberen Schieferhülle. Dies ist die jüngste Gesteinseinheit des Tauernfensters. Sie besteht aus metamorph überprägten klastischen und karbonatischen Meeresablagerungen und basischen Vulkaniten, die aus dem Zeitabschnitt zwischen Perm und Kreide (290 bis 65 Millionen Jahre vor heute) stammen. Sie lagerten sich zu dieser Zeit als Sedimente in den Urozeanen ab.

Die unteren Schichten, im Perm sedimentiert, werden als „Wustkogelserie“ bezeichnet und stellen eine Abfolge von feineren und gröberen Schichten aus ehemaligen Quarzkonglomeraten und Quarzsandsteinen dar. Die feineren Abschnitte werden dabei von Metaarkosen, Arkosandsteinen und phengitreichen Schiefen, die grobklastischeren Einheiten von Serpentin-, Amphibolit-, Marmor-, Graphitschiefer-, Aplit- und Turmalinschiefergeröllen gebildet. Den Abschluss der Wustkogelserie bilden meist helle Quarzite. Diese Gesteine wur-

3. Das Untersuchungsgebiet

den hauptsächlich in Senken und Becken abgelagert, die durch Bruchtektonik im Anschluss an die variszische Gebirgsbildung entstanden.

In der Trias wurde der Ablagerungsraum von einem flachen Schelfmeer, der Tethys, überflutet und es wurden hauptsächlich evaporitische Sedimente (heute Rauhwacke), Kalke, Bänderkalke, Dolomite, Hornsteinknollenkalke und eine Abfolge reich an Gips abgelagert. Diese Abfolge wird in den Hohen Tauern als „Seidlwinkltrias“ bezeichnet.

Mit Beginn der Jura setzten verstärkt tektonische Bewegungen ein und es bildete sich der „Penninische Ozean“. Es kam zu Sedimentation unter Bedingungen, die von flachmarin bis tiefmarin variierten. Entsprechend der unterschiedlichen Gesteinsausbildungen werden heute fünf Fazieszonen unterschieden: Hochstegenfazies, Brennkogelfazies, Glocknerfazies, Fuscherfazies und Klammkalkfazies. Die Gesteine des Untersuchungsgebietes zählen zur Glocknerfazies.

Die Glocknerfazies besteht aus Tiefseesedimenten die unter entsprechenden Bedingungen am Ozeangrund abgelagert wurden und eingeschalteten basischen Vulkaniten. Sie ist mehrere 1000 Meter dick. Die ursprünglich feinkörnigen, mergeligen Tiefseesedimente treten heute als Kalkglimmerschiefer zu tage. Die eingeschalteten Vulkanite sind Krustengesteine des ehemaligen Penninischen Ozeans und liegen als Grünschiefer, Prasinite, Serpentine, Metagabbros und Eklogite vor.

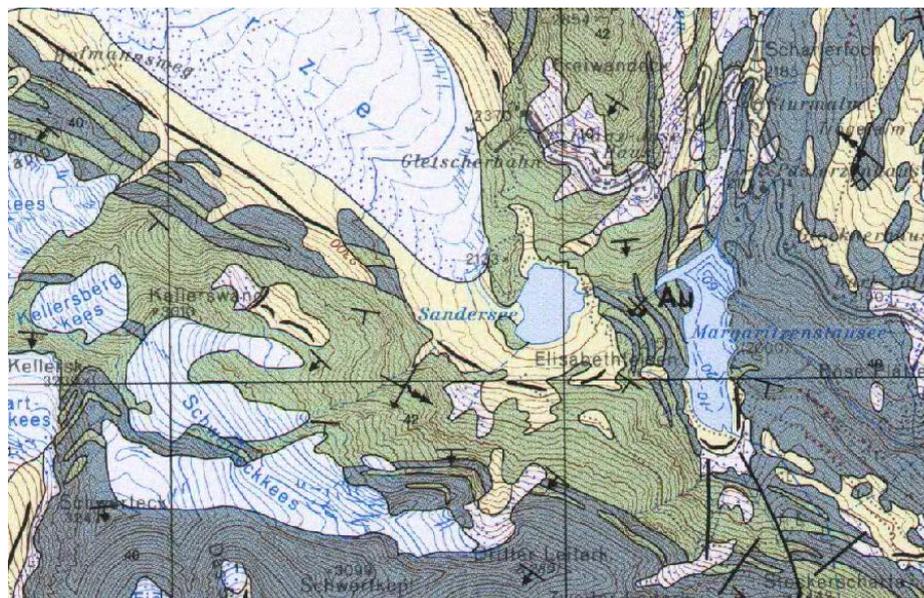


Abbildung 3.6: Ausschnitt der Geologischen Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Blatt 153 - Großglockner. Blau=Kalkglimmerschiefer (Nr.40), Grün=Amphibolit, Prasinit (Nr.42), Gelb=Moräne allg. (Nr.12)

3. Das Untersuchungsgebiet

3.6.3 Das Glocknerdeckensystem

Die Pasterze und das Untersuchungsgebiet liegen zum grössten Teil auf Gesteinen des Glocknerdeckensystems (Glocknerfazies) mit den dominierenden Gesteinen Prasinit, Amphibolit und Kalkglimmerschiefer. Lediglich der „Obere Pasterzenboden“ im Bereich des Johannisbergs berührt Gesteine der „Riffdecke“ des Venedigerdeckensystems. Örtlich (Fuscherkarkopf) finden sich Einschaltungen granatführender Gesteine (Granatmuskovitschiefer, Granatprasinite) (Schramm, 1996). Entsprechend der Lithologie bestehen die Lockergesteine, Geschiebe und Gerölle aus Prasinit, Amphibolit und Kalkglimmerschiefer. In Abbildung 3.6 ist ein Ausschnitt der „Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000“, Blatt 153 - Großglockner dargestellt.

Die Gipfel rund um das Untersuchungsgebiet, Fuscherkarkopf, Schwertkopf und Schwerteck, sind aus Kalkglimmerschiefer aufgebaut. Die Hangflanken, welche zum Sander hinabziehen, bestehen jedoch fast ausschließlich aus Prasinit. Im Süden und Südwesten des Sanders (Schwertkopf, Schwerteck) verläuft die Grenze ca. in Höhe des Schwerteckkeeses. In den Hängen unterhalb des Gletschers ist Prasinit aufgeschlossen. Im Norden des Sanders verläuft die Gesteinsgrenze zwischen Fuscherkarkopf und Freiwandspitz. Kalkglimmerschiefer findet sich im Osten und im Nordwesten der Schwemmläche (orographisch rechts der Pasterze). Teile des Elisabethfelsens und der östlich des Margaritzenspeichers verlaufenden Talflanken sowie die Hangbereiche unterhalb des Hofmannskeeses bestehen aus diesem Gestein. Bei Prasinit handelt es sich um ein dunkles, grünes und verwitterungsbeständiges Gestein. Kalkglimmerschiefer ist ein braunes und, aufgrund seiner Paralleltexur, wesentlich weniger stabiles Gestein. Die Haupttrichtung der Gesteinstrennflächen fällt nach SW ein. Daher stellt die SW-Seite des obersten Abschnittes des Mölltales (= orographisch rechts) die stabilere Talflanke dar.

3.7 Geomorphologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet ist von typischen geomorphologischen Formen des Hochgebirges geprägt. Es weist eine vertikale Erstreckung über ca. 1000m auf, vom Sandersee (2068m) bis zu den Graten des Schwertecks (ca. 3100m). Die von den Gletschern geschaffenen Formen prägen aber weiterhin das Landschaftsbild und beeinflussen die rezent ablaufenden Prozesse in hohem Maße.

Die umliegenden Berge und Höhenzüge, welche auch in den Eiszeiten frei von Gletschereis blieben, begrenzen das Untersuchungsgebiet in Form von scharfen Graten und spitzen Gipfeln. Das glaziale Trogtal der Pasterze ist gekennzeichnet durch übersteilte Hänge und einen weitläufigen Talboden. Dieser ist bedeckt von glazifluvialen Ablagerungen unterschiedlicher Kornfraktionen, durchbrochen von Erosionsrinnen, welche der Gletscherbach

3. Das Untersuchungsgebiet

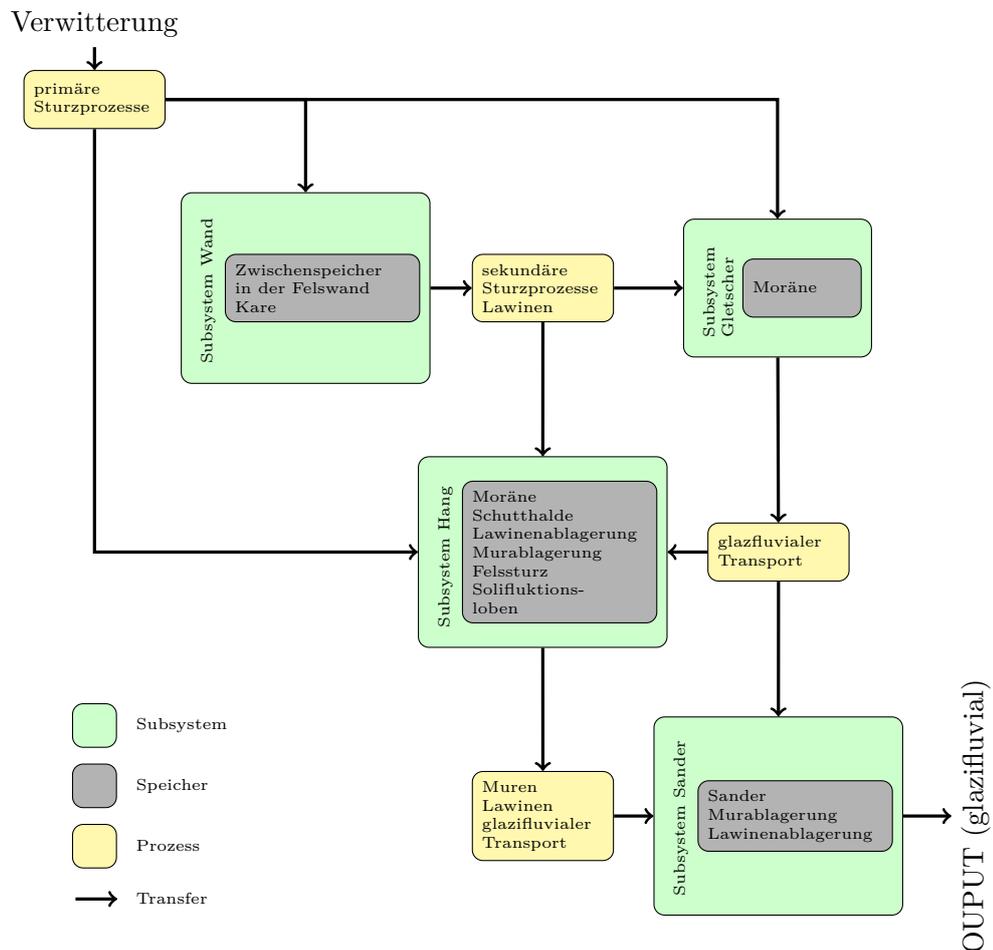


Abbildung 3.7: Die Sedimentkaskade des Untersuchungsgebietes (eigene Darstellung nach Schrott u. a. (2003); Götz u. a. (2010))

zu unterschiedlichen Zeiten schuf - dem Gletschervorfeld der Pasterze. Die Hänge sind orographisch links bis auf eine Höhe von ca. 2300 m von den Seitenmoränen der Pasterze bedeckt. Orographisch rechts schließen die Ablagerungen des Schwerteckkeeses unmittelbar an jene der Pasterze an, so dass nahezu der gesamte Hang von Moränenmaterial bedeckt ist, nur unterbrochen von Festgesteinsaufschlüssen. Der Sander selbst entstand in einem von der Pasterze erodierten Becken. Es wird seitlich von den Hängen, welche von Fuscherkarkopf bzw. Schwerteck herabziehen, begrenzt. Der Sander nimmt somit die Breite des gesamten Talbodens ein. Talein- und talauswärts wird die Begrenzung des Sanders von glazialen Rundhöckern gebildet. Der talauswärts, zwischen Sandersee und Margaritzensee gelegene, „Elisabethfelsen“ weist eine Höhe von 2156m auf, der taleinwärts gelegene „Felsriegel“ ist 2133m hoch. Sämtliche grössere Felsformationen im Untersuchungsgebiet bis auf eine Seehöhe von ca. 2300m weisen Anzeichen starker glazialer Erosion auf.

3. Das Untersuchungsgebiet

Die glaziale Prägung des Untersuchungsgebietes stammt aus der Vergangenheit und rezent kommt es zu einer intensiven Überprägung durch Sturzprozesse, Muren, Lawinen und Solifluktion. Das ehemals von Gletschern bearbeitete Gestein wird hauptsächlich durch Frost- und Temperaturverwitterung aufbereitet. Es kommt zu Steinschlag und zu Felsstürzen (im Untersuchungsgebiet findet sich einer). Die Moränenablagerungen an den Hängen und am Hangfuß, sind übersät von Sturzblöcken unterschiedlicher Größe. Die Überreste der Moränen aus der kleinen Eiszeit stellen große Mengen Material bereit, welches von den Gletscherbächen, die vom Schwerteckkees kommen, und von Muren und Lawinen in den Sander transportiert wird. Insbesondere die orographisch rechte Talflanke (Nordostexposition) ist von der Umlagerung des Moränenmaterials geprägt. Auf der gegenüberliegenden Seite (Südwestexposition) sind am Hang, abgesehen von Sturzmaterial aus einigen Felsbändern, keine rezenten Anzeichen intensiver Materialveragerung vorhanden. Der Großteil dieses Hangbereiches ist von Vegetation bedeckt. Teile des orographisch rechten Hangfußes weisen Anzeichen von Solifluktion auf, welche fast bis an den Sandersee heranreicht. Eine genaue Darstellung der auftretenden geomorphologischen Formen und Prozesse findet sich in der beiliegenden geomorphologischen Karte.

In Abbildung 3.7 ist ein konzeptionelles Schema der rezenten Sedimentkaskade des Untersuchungsgebietes dargestellt. Das Subsystem Gletscher steht sowohl für das Schwerteckkees als auch für die Pasterze.

Folge der Verwitterung sind primäre Sturzprozesse, die einen direkten Materialeintrag in das Subsystem Gletscher (Schwerteckkees) und in das Subsystem Hang darstellen, wo es zu einer Speicherung kommt. Im Subsystem Wand ist eine Zwischenspeicherung möglich, die zu einem verzögerten Austrag von Sturzmaterial in Form von Lawinen und sekundären Sturzprozessen führt. Ein direkter Materialtransfer vom Subsystem Wand in das Subsystem Sander (Talboden) findet im Untersuchungsgebiet nicht statt.

Im Subsystem Hang wird das Sturzmaterial in Form von Halden und Felssturzablagerungen (1 Felssturz kann im Untersuchungsgebiet nachgewiesen werden) gespeichert. Weitere Sedimentspeicher stellen umfangreiche Moränenablagerungen aus der kleinen Eiszeit und kleinräumige Ablagerungen von Lawinen- und Murmaterial dar. Im Hangfußbereich finden sich außerdem Solifluktionsloben. Zur Remobilisierung der gespeicherten Sedimente und einem Materialtransfer in den Sander (Talboden) kommt es durch glazifluvialen Transport, Muren und Lawinen. Der glazifluviale Materialtransport vom Subsystem Hang in das Subsystem Sander wird durch den Gletscherabfluss vom Schwerteckkees ermöglicht.

Vom Subsystem Gletscher (Pasterze) kommt es außerdem über das Hauptgerinne am Talboden zu einem intensiven glazifluvialen Materialeintrag in den Sander.

Im Subsystem Sander kommt es zu einer Speicherung der Materialeinträge aus Muren, Lawinen und glazifluvialem Transport (Geschiebefracht). Zu einem Materialaustrag aus dem Subsystem Sander und damit aus dem Kaskadensystem des Untersuchungsgebietes

tes kommt es ebenfalls über glazifluvialen Transport (Schweb- und Lösungsfracht). Das grobklastische Material verbleibt im Sander. Dieser stellt somit ein teilweise geschlossenes Subsystem dar.

Nicht dargestellt ist der Materialtransfer vom Subsystem Hang in das Subsystem Gletscher (Pasterze), da dieser nur außerhalb des Untersuchungsgebietes auftritt. Ebenfalls nicht im Schema enthalten ist der direkte glaziale Materialeintrag in Form von Moränen in das Subsystem Hang, da dieser rezent nicht mehr stattfindet.

3.8 Vegetation

Die Pflanzenwelt um die Pasterze und den Sandersee wird vom Substrat, dem Klima, der Morphologie und dem Menschen geprägt. Je nach Gestein bieten unterschiedliche Böden variierende Wachstumsbedingungen. Prasinite und kalkfreie Glimmerschiefer bilden saure Böden, Kalkglimmerschiefer verwittern zu pH - neutraler Unterlage.

Der Bereich des Untersuchungsgebietes wird von „oxiphiler“ und „basiphiler“ alpiner und subnivlaler Pioniervegetation besiedelt, je nachdem, ob es sich um Silikatrohböden (Südwestseite) oder kalkiges Substrat (Nordostseite) handelt. Für den Silikatschutt sind offene Kräuterfluren bezeichnend, die Steinbrecharten, großblütige Gemswurz und Hornkräuter beherbergen. Im Bereich der Kalkglimmerschiefer siedeln Grannenhafer, Gipskraut, Alpen-Leinkraut, Gipskraut, Steinbrech, Berglöwanzahn und verwandte Arten (Schiechl u. Stern, 1985).

Die kargen Feinsedimentböden in Pasterzennähe, wie sie auch auf dem Sandersee zu finden sind, sind sehr jung und nur Pionierpflanzen wie der Bach-Steinbrech schaffen es, sich unter diesen widrigen Bedingungen anzusiedeln. Der Sandersee und seine Umgebung liegt, nach Einteilung aus Sicht der Vegetationsgeographie, in der alpinen Höhenstufe. Typisch sind einzelne, klein gewachsene und verkrüppelte Bäume und Sträucher sowie alpine Matten.

Im Umfeld des Sandersees sind geschlossene Rasendecken nur an begünstigten Lokalitäten zu finden. Größtenteils findet man lückenhafte Rasenteppiche, durchbrochen von Blockschutt, verwitterndem Gestein und Rohbodenblößen. Speziell im Umfeld kleiner Bachzuflüsse ins Sanderbecken finden sich dicke Moospolster, Seggen und Binsengewächse, Alpen-Gänsekresse, Stern-Steinbrech und das fleischfressende Alpen-Fettblatt (Haßlacher, 1983).

Kapitel 4

Methodische Grundlagen

Die Prozesse des (glazi)fluvialen Prozessresponsystems prägen in hohem Maße die Tiefenlinien der Einzugsgebiete. In den Hang- und Steilwandbereichen haben sie jedoch nur geringen bis gar keinen direkten Anteil an der verrichteten geomorphologischen Arbeit. Diese Teile eines Einzugsgebietes und die auftretenden Prozesse werden im Subsystem der Hangentwicklung zusammengefasst (Ahnert, 2003). Hier wirken, je nach klimatischen und morphologischen Rahmenbedingungen, unterschiedliche Prozesstypen. Im Folgenden wird, in Anlehnung an das im Kapitel 1.2 kurz beschriebene Konzept der Prozesseinteilung nach Ahnert (2003), ein Überblick über die wichtigsten in einem glazifluvialen Prozessresponsystem auftretenden Prozesse und Formen gegeben. Die Methodik zu den im Rahmen der gegenständlichen Diplomarbeit quantifizierten Prozessen des Subsystems Hangentwicklung wird in weiterer Folge detailliert beschrieben.

Glazifluviale Prozesse transportieren in Bächen und Flüssen Material, welches sie an Ort und Stelle erodieren, bzw. welches aus dem Subsystem Hangentwicklung ausgetragen, und den Tiefenlinien der Einzugsgebiete zugeführt wurde. Zur Akkumulation des Materials kommt es in Abhängigkeit der Schleppkraft des Gerinnes entlang des Fließweges bzw. schließlich im Meer. Der Transport erfolgt in Form von Lösungsfracht und Feststofffracht. Auftretende Prozesse sind fluviale Erosion (Seitenerosion und Tiefenerosion), fluvialer Transport und fluviale Ablagerung. Typische resultierende Formen sind die Gerinnebette selbst, Flussterrassen und Schwemmfächer bzw. -ebenen (Alluvione).

Die Arbeit des glazifluvialen Prozesssystems wird, ebenso wie jene des fluvialen Systems, nach den Gesetzen der Hydraulik verrichtet, allerdings stammt der bei weitem größte Teil des Wassers nicht direkt aus Niederschlagsereignissen, sondern von schmelzendem Gletschereis. Der Abflussgang ist somit nicht in erster Linie von der Höhe und zeitlichen Verteilung des Niederschlags, sondern von der Temperatur abhängig. Außerdem geht die Formung der Landschaft anders vonstatten, wenn Eis eine wichtige Rolle spielt. Typische Formen

des glazi-fluvialen Prozessbereichs sind Kames, Kamesterrassen, Oser und Sander (Ahnert, 2003).

Schwerkraftbedingte Massenbewegungen von Fels und Schutt unterliegen, wie alle geomorphologischen Prozesse, der Wirkung der Schwerkraft, benötigen jedoch in der Regel kein Transportmedium.

Die Erdoberfläche ist ständig der Verwitterung ausgesetzt. So wird Festgestein für den Abtrag aufbereitet bzw. bereits umgelagertes Material weiter zerkleinert. Ein großer Teil der Umlagerung von durch die Verwitterung aufbereitetem Krustenmaterial wird im Subsystem Hangentwicklung durch schwerkraftbedingte Massenbewegungen von Fels und Schutt bewerkstelligt. Typische Prozesse sind jegliche Arten von Sturzdenudation (Steinschlag, Blockabstürze, Felsstürze, Bergstürze). Großmassenbewegungen aufgrund von Hanginstabilitäten, welche ebenfalls in diese Prozesskategorie fallen, sind, meist unabhängig von der Verwitterung an der Erdoberfläche, in besonderem Maße von Schwächezonen und Instabilitäten im Festgestein bzw. im Regolith abhängig. Typische Ereignisse sind Rutschungen und Bergrutsche. Außerdem zählen Blockrutschungen und Grobschuttrutschungen zu den schwerkraftbedingten Massenbewegungen von Fels und Schutt.

Regolithbewegung mit maßgeblicher Forsteinwirkung, meist bei dauernd gefrorenem Untergrund können auch als periglaziale Prozesse bezeichnet werden und sind durch ihren morphoklimatischen Kontext definiert. Das Wort „periglazial“ beschreibt die Eigenschaften von unvergletscherten kaltklimatischen Gebieten, die häufige Frostwechselphasen und eine große saisonale Frostbodentiefe aufweisen, bzw. deren Unterboden das ganze Jahr über gefroren bleibt. Gebiete mit periglazialem Klima und Formenschatz finden sich in den unvergletscherten, polnahen Bereichen der Kontinente, sowie in den periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge der Erde. Zu den periglazialen Prozessen und Formen zählen unter anderem Kryoturbation, Solifluktion, Blockgletscher und Blockströme.

Massenbewegungen des Regoliths, meist unter Mitwirkung von Porenwasser, Eis oder Schnee sind nicht nur von der Schwerkraft und der Verwitterung, sondern auch von einem Transportmedium bzw. von der Mitwirkung von Wasser in flüssigem oder festem Aggregatzustand abhängig. Typische Prozessformen sind Muren, Materialverlagerung durch Lawinen, Erdfließen und Kriechdenudation.

4.1 Geomorphologische Kartierung

Die im Rahmen der Diplomarbeit durchgeführte geomorphologische Kartierung wird ausführlich in Kapitel 6 beschrieben. Die Ausgliederung aus der Struktur der restlichen Metho-

4. Methodische Grundlagen

den und Ergebnisse gründet sich darauf, dass die geomorphologische Karte, als Themenabschnitt mit von der Quantifizierung der Sedimentflüsse unabhängigen Ergebnissen, für sich steht.

Andererseits sind einige Informationen aus der geomorphologischen Karte sehr wohl relevant für die Quantifizierung der Sedimentflüsse. Daher wird an dieser Stelle kurz die Bedeutung der im Rahmen der Kartierung gewonnenen Daten für die Erhebung des Materialtransfers im Untersuchungsgebiet erläutert.

Im Zuge einer geomorphologischen Kartierung werden relevante Formen und Prozesse identifiziert und ihre Lage und Verteilung im Untersuchungsgebiet erhoben. Diese Daten stellen wichtige grundlegende Informationen für die weitere Forschung dar. Konkret wurden im Rahmen dieser Diplomarbeit die Flächengrößen der Ablagerungen von Mur- und Massensturzereignissen, sowie die Fläche der von Solifluktionsloben bedeckten Bereiche des Untersuchungsgebietes mittels eines GIS aus der digitalisierten geomorphologischen Kartierung entnommen. Ohne Kenntnis dieser Flächen wäre eine Ableitung der Raten des Materialtransfers nicht möglich gewesen.

4.2 Ermittlung des Abflusses (Zusammenfassung)

Der Abfluss ist die am besten messbare Komponente der Wasserhaushaltsgleichung. (Schädler, 1991) Dieser Umstand lässt sich auch für die Quantifizierung des Sedimenttransfers nutzen, da ein großer Teil des jährlich in alpinen Einzugsgebieten verfrachteten Sediments durch fließendes Wasser umgelagert wird.

Als Abfluss wird jenes Wasservolumen bezeichnet, das pro Zeiteinheit einen definierten Querschnitt durchfließt. Als Maßeinheit werden meist Kubikmeter pro Sekunde (m^3/s) oder Liter pro Sekunde (l/s) verwendet. Der Abfluss kann mit zahlreichen Messmethoden ermittelt werden. Zu den wichtigsten gehören die Messung über Pegel und Messwehre, die Geschwindigkeitsmessung und die Verdünnungsmessung. Da es im Untersuchungsgebiet keine Pegelmessstelle gab, wurde auf die beiden letztgenannten Methoden zurückgegriffen.

Das Hauptgerinne des Untersuchungsgebietes, der Gletscherbach der Pasterze, wies Fließverhältnisse auf, die für Abflussmessungen mittels Verdünnungsverfahren nicht geeignet waren (geringe Turbulenz). Deshalb wurde auf die Geschwindigkeitsmessung zurückgegriffen. Bei diesem Verfahren wird über Fließgeschwindigkeit und Durchflussfläche der Abfluss ermittelt. Die Messung kann mit unterschiedlichen Instrumenten erfolgen. Die Fließgeschwindigkeitsmessungen zu dieser Diplomarbeit wurden mittels eines hydrometrischen Stangenmessflügels durchgeführt. Im Zuge der Messung werden die Umdrehungen des Flügels von einem Zählgerät ermittelt. Der über die Drehzahl und den Umlaufweg der Schaufel gemessene Weg pro Zeiteinheit muss aufgrund der in der Flüssigkeit auftretenden Widerstände mittels einer Eichkurve korrigiert werden.

Die Messstelle sollte im Idealfall in einer möglichst geraden Fließstrecke liegen und frei von Staueinflüssen, Inseln, Einbauten, Wasserwalzen und Pflanzenbewuchs sein. Außerdem sollte die Querschnittsform keine ausgeprägten Unregelmäßigkeiten aufweisen, sodass die Querschnittsfläche adäquat bestimmt werden kann. Die Fließ eigenschaften des Gewässers sollten laminar sein. Für die am Gletscherbach der Pasterze durchgeführten Feldmessungen befand sich eine geeignete Stelle am künstlich erhöhten Ausfluss des Sanders (Steinschichtung).

Im Rahmen der Feldmessungen wurden an 9 Tagen von Juni bis Oktober 2006 insgesamt 45 Einpunktmessungen durchgeführt. Die Messungen wurden so angesetzt, dass die zu erwartenden tageszeitlichen Schwankungen bestmöglich erfasst wurden.

Grundsätzlich kann zwischen der Integrations- und der Punktmessung unterschieden werden. Bei der Integrationsmessung erfolgt die Bestimmung der mittleren Fließgeschwindigkeit über eine gleichmäßige Bewegung des Flügels im Gerinnequerschnitt mit kontinuierlicher Messung der Umdrehungszahlen.

Bei der Punktmessung wird, je nach Messpunkten pro Lotrechter, zwischen Vielpunkt-, Zweipunkt- und Einpunktmessung unterschieden. Die Wahl der Methode hängt maßgeblich von der Gewässertiefe ab. Da die Messstelle, die für die Feldmessungen ausgewählt wurde, über die gesamte Breite nur eine sehr geringe Tiefe aufwies, kam die Einpunktmethode zum Einsatz.

Die Messungen wurden in jeweils 5cm vertikaler Entfernung von der Gerinnesohle im Abstand von ein, drei, fünf, sieben und neun Metern vom orographisch rechten Ufer an der ca. 10m breiten Messstelle durchgeführt. Aufgrund der hohen Konstanz der Fließgeschwindigkeit wurde die Dauer einer Einzelmessung auf 20 Sekunden festgesetzt. Trotz stark schwankender Abflüsse betrug die Gerinnebreite fast konstant 10m, die Wassertiefen variierten hingegen stark im Bereich zwischen ca. 5cm und ca. 50cm.

Aufgrund der idealen Messstelle, der laminaren Fließ eigenschaften des Gerinnes und der Wahl stabiler Instrumente wurden bekannte Fehlerquellen bestmöglich eliminiert.

Die Zuflüsse zum Hauptbach des Untersuchungsgebietes wiesen für Geschwindigkeitsmessungen ungeeignete Verhältnisse auf, deshalb wurden die Abflüsse mittels Verdünnungsmessungen, bzw. Gefäßmessungen ermittelt. Bei diesem Verfahren wird dem fließenden Wasser an einer „Impfstelle“ ein Markierungsstoff in bekannter Konzentration beigegeben. An der Messstelle wird die Konzentration des Tracers (bzw. deren Veränderung über die Zeit) gemessen und aus dem Verdünnungsverhältnis die Abflussmenge errechnet.

Als Markierungsstoffe eignen sich Elektrolyte, wie Natriumchlorid, welches bei den vorliegenden Messungen zum Einsatz kam, radioaktive Stoffe oder Farbstoffe in wässriger Lösung. Aufgrund des geringen Aufwands der Messung mittels Elektrolyten, kommt dieses Verfahren am häufigsten zum Einsatz. Die Messung des Tracers erfolgt hierbei über die Leitfähigkeit. Diese Messmethode setzt einen verhältnismäßig geringen Abfluss und gleich-

4. Methodische Grundlagen

zeitig eine sehr gute Durchmischung des Tracers voraus. Sie lässt sich hervorragend in Wasserläufen mit hoher Turbulenz, unregelmäßigem Durchflussquerschnitt und starker Geschieführung einsetzen. Der Wahl der Messstelle kommt große Bedeutung zu. Sie muss ausreichend weit von der „Impfstelle“ entfernt sein, um die erforderliche Durchmischung zu gewährleisten, bei zu großer Distanz jedoch wird die Intensität des Tracers zu gering und die Messung ungenau. Außerdem darf sich die Stoffmenge des Tracers von der „Impfstelle“ bis zur Messstelle nicht verändern, die Messsubstanz muss massenkonstant sein. Für die vorliegende Messung wurde das Verfahren der momentanen, im Gegensatz zur kontinuierlichen Tracereingabe, angewandt. Hierbei muss der gesamte Tracer zum selben Zeitpunkt in das Fließgewässer eingebracht werden.

Im Rahmen der Feldmessungen wurden an 3 Seitenbächen Salzverdünnungsmessungen mit einer Leitfähigkeitssonde durchgeführt. Ausgewertet wurden die Messungen durch Berechnung des Verhältnisses der Salzmenge zu dem Integral der Konzentrationskurve über dem Wert der Hintergrundkonzentration.

Die Abflüsse der Seitenbäche, welche für die Salzverdünnungsmethode zu geringe Schüttungen aufwiesen, wurden mittels Gefäßmessungen ermittelt. Bei diesem Verfahren wird das Wasser in einem Behälter gefasst, der entweder geeicht ist, oder mit einem Messgefäß entleert wird. Die Füllzeit wird mit einer Stoppuhr gemessen. Um eine ausreichende Messgenauigkeit zu gewährleisten und aufgrund der beschränkten Messgefäßgröße lässt sich dieses Verfahren nur bei sehr geringen Abflüssen anwenden.

4.3 Ermittlung der Lösungsfracht (Zusammenfassung)

Lösungsfracht ist im sedimenthaushaltlichen Kontext die über einen angegebenen Zeitraum summierte Menge ausgetragener gelöster Stoffe. Sie ist das Produkt aus Abflussmenge und Lösungskonzentration (Wilhelm, 1993).

Im Rahmen vieler Untersuchungen wird die Lösungsfracht aufgrund ihrer geringen quantitativen Bedeutung nicht ermittelt, gleichwohl sie eine wichtige Komponente des Sedimenttransfers darstellt.

Die Lösungsfracht in hochalpinen Einzugsgebieten entstammt im allgemeinen aus chemisch verwitterten Gesteinen, da in diesen Regionen anthropogene und organische Anteile keine Rolle spielen und die atmosphärisch durch Niederschlagswasser und Wind eingetragene Menge sehr gering ist.

Die Lösungsfracht kann mit unterschiedlichen Methoden bestimmt werden, prinzipiell ist jedoch eine Probenahme mittels Glas- oder Kunststoffflaschen nötig. Wildbacheinzugsgebiete bieten den Vorteil, dass durch das turbulente Fließen eine gute Durchmischung des Wassers und damit eine hohe Repräsentativität der an Einzelstellen entnommenen Proben gewährleistet ist. Im Zweifelsfall kann durch eine Voruntersuchung mittels Messung der

elektrischen Leitfähigkeit grob die Verteilung der gelösten Stoffe eruiert werden.

Eine derartige Voruntersuchung wurde auch im Rahmen der gegenständlichen Feldmessungen an den beiden Entnahmestellen im Hauptgerinne (Zufluss und Ausfluss des Sanders) durchgeführt. Während sich am Zufluss keine Unterschiede der Lösungskonzentration im Fließquerschnitt erkennen ließen, wurde am Ausfluss auf der orographisch linken Gerinnesseite eine große Schwankungsbreite der gemessenen Leitfähigkeitswerte festgestellt. Dies wurde auf einen knapp oberhalb der Messstelle einmündenden Seitenbach zurückgeführt. Die Probenahme am Sanderausfluss erfolgte daraufhin am orographisch rechten Ufer des Hauptgerinnes.

An den beiden Entnahmestellen des Hauptbaches wurden an 9 Geländetagen 59 Proben genommen. Der zeitliche Ablauf wurde so geplant, dass sowohl saisonale als auch tageszeitliche Schwankungen der Lösungsfracht möglichst gut identifiziert werden konnten.

In den Seitenbächen wurden während zwei Geländeaufenthalten 9 Proben entnommen. Aufgrund der untergeordneten Bedeutung der Seitenbäche in der Massenbilanz wurden keine Tagesgänge der Lösungsfracht erhoben.

Sämtliche Proben wurden händisch mittels chemisch unbehandelter Kunststoffflaschen aus dickem Polyethylen genommen. Die Flaschen wurden bis zum Rand gefüllt, um einen Gasaustausch mit der eingeschlossenen Restluft weitestgehend zu unterbinden. Die Auswertung der Proben fand mittels Flammenatomabsorptionsspektrometrie am physischen Labor des Geographischen Instituts der Universität Bonn statt. Die Atomabsorptionsspektrometrie (AAS) stellt eine sehr exakte und zuverlässige Methode zur quantitativen Analyse gelöster Stoffe dar. Das Verfahren beruht darauf, dass unterschiedliche Elemente in einer atomisierten Probelösung unterschiedliche Wellenlängen des eingestrahnten Lichts absorbieren. Das Ausmaß der Absorption steigt dabei, nach dem Lambert-Beer'schen Gesetz, direkt proportional mit der Konzentration des jeweiligen Elements. Mittels der AAS lassen sich auf diese Weise generell die Konzentrationen aller Metalle und Halbmetalle bestimmen.

Im Rahmen der Feldmessungen wurden außerdem 84 Proben mittels gravimetrischer Bestimmung (Eindampfen der Wasserprobe und anschließende Wägung der Trockenmasse) untersucht. Aufgrund großer Ungenauigkeiten mussten diese Ergebnisse jedoch verworfen werden.

4.4 Ermittlung der Schwebstofffracht (Zusammenfassung)

Die Feststoffe eines Gewässers bestehen aus dem Geschiebe, den Schwebstoffen und den Schwimmstoffen. Letztere sind meist organischer Natur und deshalb im Rahmen sedimenthaushaltlicher Betrachtungen nicht von Bedeutung. Geschiebe ist definiert als Gesteinsteile, die auf der fließenden Welle auf oder nahe der Gewässersohle gleitend, rollend oder springend fortbewegt werden. Schwebstoffe hingegen sind im Wasser in Schwebelage gehaltene Stoffe,

4. Methodische Grundlagen

die durch die Turbulenz im Wasser mehr oder weniger gleichmäßig verteilt sind. Demnach kann, je nach Abflussverhalten, ein und dasselbe Korn sowohl zur Schwebfracht als auch zur Geschiebefracht gezählt werden. Deshalb findet man gröbere, sandige Schwebstoffe meist nur in der Nähe der Gerinnesohle, während feinere Sedimente über den gesamten Fließquerschnitt gleichverteilt sind.

Generell kommt es durch alle Prozesse, welche Bodenerosion bewirken, zu Schwebstoffeintrag ins Gewässernetz, im Untersuchungsgebiet ist jedoch Glazialerosion die bei weitem bedeutendste Schwebstoffquelle.

Das Ziel von Schwebstoffmessungen ist die Bestimmung der Konzentration suspendierter Feststoffe in einem bestimmten Wasservolumen. Die zu diesem Zweck verwendeten Verfahren lassen sich in zwei grundlegende unterteilen: Die direkten und die indirekten Methoden. Letztere bestimmen die Schwebstoffkonzentration über die Trübung eines Gewässers mittels optischer, akustischer, Strahlungs- oder Lasermessungen, und wurden aufgrund des großen Aufwands und der hohen Kosten in dieser Diplomarbeit nicht angewendet.

Bei der direkten Schwebstoffmessung wird in einem Gefäß eine Wasserprobe entnommen, deren Feststoffmasse anschließend gravimetrisch oder volumetrisch bestimmt wird. Einpunkt- Vielpunkt- und Integrationsmessung lassen sich ähnlich wie bei der Abflussmessung unterscheiden. Im Rahmen der Feldmessungen kam hauptsächlich die Einpunktmethode zum Einsatz. Bei der Probennahme wurde nach Möglichkeit versucht, Fehlerquellen auszuschließen. Die 160 Proben aus dem Hauptgerinne wurden am Zufluss und Ausfluss des Sanders möglichst im Stromstrich und (abgesehen von den wenigen Tiefenmessungen) knapp unterhalb der Wasseroberfläche entnommen. Zusätzliche Tiefenmessungen am Sanderzufluss wurden nur vereinzelt zur Korrektur der Ergebnisse der Oberflächenproben gemacht. Der Zeitplan für die Probennahme wurde jeweils so festgelegt, dass saisonale und tageszeitliche Schwankungen der Schwebstoffkonzentration möglichst genau identifiziert werden konnten.

In den Nebengerinnen wurden 9 Proben entnommen, allesamt knapp vor der Einmündung in die Sanderfläche. Fast alle Proben wurden in Einliter-Polyethylenflaschen genommen. Aufgrund des höheren Aufwands und der möglichen Fehlerquellen wurden die Proben nicht an Ort und Stelle filtriert. Zur Bestimmung der Schwebstoffkonzentration wurde das einfachere aber ungenauere volumetrische Verfahren zugunsten der gravimetrischen Auswertung zurückgesetzt. Die abgesetzten Proben wurden mittels Pipettierung auf ca. 400 ml reduziert und anschließend im Trocknofen eingedampft. Die getrocknete Fracht wurde gewogen und die Masse auf die ursprüngliche Wassermenge der Proben hochgerechnet. Da bei diesem Verfahren im Ergebnis auch die Lösungsfracht enthalten ist, wurden sämtliche Ergebnisse um die Durchschnittswerte der AAS-Messungen der Lösungsfracht korrigiert. Über die am Sanderausfluss vorgenommenen Abflussmessungen konnte die im Labor bestimmte Schwebstoffkonzentration in die Schwebstofffracht umgerechnet werden.

4.5 Ermittlung des Materialtransfers durch Lawinen

In einem Hochgebirge in den mittleren Breiten fällt ein großer Teil des Jahresniederschlages in fester Form. Im Untersuchungsgebiet sind es 50% bis 60% und die durchschnittlichen jährlichen Neuschneesummen betragen 600cm bis 800cm. Ein Teil davon fällt im Sommerhalbjahr und schmilzt relativ rasch wieder ab. In den Wintermonaten jedoch wird der Niederschlag akkumuliert. Im Untersuchungsgebiet werden maximale Schneedeckenhöhen von 150cm bis 250cm erreicht. Ein Teil des akkumulierten Schnees geht bereits im Hochwinter, oft kurz nach intensiver Zufuhr von Neuschnee, in Form von Lawinen ab. Meist geschieht dies auf einer Gleitfläche aus Schnee, ohne Kontakt zum Untergrund. Ein Teil der alljährlichen Lawinen gleitet jedoch, insbesondere im Frühjahr, direkt auf der Geländeoberfläche ab, transportiert einen Teil der Lockersedimente mit und trägt somit zur Verlagerung von Lithosphärenmaterial bei.

4.5.1 Klassifikation

Jede Methode zur Einteilung von Lawinen beruht auf bestimmten Lawineneigenschaften, welche allesamt für die Betrachtung der geomorphologischen Relevanz von Lawinen von Bedeutung sind. Im Zuge einer Lawinenklassifikation müssen daher zuerst mögliche Lawineneigenschaften und deren Abhängigkeit von den Umweltbedingungen erörtert werden.

Größe, Position, Art und Frequenz von Lawinenabgängen werden hauptsächlich von klimatischen und topographischen Parametern kontrolliert (Luckman, 1977). Die relevanten Faktoren der Topographie sind Höhenlage, Hangexposition, Hangform und Hangneigung. Vier Geländetypen bieten besonders günstige Verhältnisse für Lawinenaktivität (Schaerer, 1972; Martinelli, 1974):

- * Offene Hangbereiche mit einer durchschnittlichen Hangneigung zwischen 28 und 55 °.
- * Große Rinnenbereiche mit ähnlichen Neigungseigenschaften, besonders in Verbindung mit Einwehungen.
- * Felswände mit Rinnen und Terrassen, an welchen Schnee akkumuliert werden kann.
- * Hänge im Lee, auf welchen große Schneemassen durch Windverfrachtung abgelagert werden.

Temperatur, Sonneneinstrahlung, Niederschlagsmenge, Niederschlagsintensität und Wind sind die klimatischen Faktoren, die sich auf den Schneedeckenaufbau auswirken. Zu Lawinenabgängen kommt es, wenn die Stabilität der Schneedecke nicht ausreichend gegeben ist. Basierend auf den Witterungsbedingungen lassen sich drei Szenarien unterscheiden, die Lawinenabgänge begünstigen:

4. Methodische Grundlagen

- * intensiver Schneefall und damit einhergehende plötzliche schwere Auflast auf die vorhandene Schneedecke.
- * Strukturelle Schwächezonen im Schneedeckenaufbau durch variierende Witterungsbedingungen während der Akkumulation.
- * Verlust der Kohäsion in der Schneedecke, meist durch Schmelzvorgänge.

Das erste Szenario tritt hauptsächlich im Hochwinter auf, das letzte vermehrt im Frühjahr. Zu strukturellen Schwächezonen im Schneedeckenaufbau kann es in beiden Fällen kommen. Daraus ergeben sich zwei Perioden der Lawinentätigkeit (Luckman, 1977):

- * Eine winterliche Phase der „direct action avalanches“
- * eine Frühlings- bzw. Sommerphase der „delayed action avalanches“

Direct Action Avalanches im Hochwinter sind meist Staublawinen oder trockene Schneebretter. Lawinen dieses Typs gehen zeitlich eng mit der Akkumulation der Schneemassen einher. Sie verrichten kaum direkte geomorphologische Arbeit, da der Kontakt zur Geländeoberfläche meist nicht gegeben ist und somit die erodierende Wirkung wegfällt. Indirekte Auswirkungen auf das geomorphologische Prozessgeschehen sind durch den bereitgestellten Schneenachschub für Gletscher und die hydrologischen Effekte der Schneeschmelze sowie durch Schädigung der Vegetationsbedeckung gegeben (Luckman, 1977).

Delayed Action Avalanches treten hauptsächlich während der frühjährlichen Tauphasen auf. Durch den Temperaturanstieg kommt es zu Schmelzvorgängen und zum Kohäsionsverlust in der durchnässten Schneedecke. Die entstehenden Nassschneelawinen sind meist nasse Schneebretter oder Lockerschneelawinen mit punktuelltem Anriss. Beide Typen können als Grundlawinen abgehen.

Klimatische und topographische Parameter beeinflussen auch Art und Beschaffenheit der Vegetationsbedeckung. Diese erhöht, ähnlich wie Felsblöcke und andere Hindernisse, die Rauigkeit der potentiellen Lawinenbahn. Je rauer diese ist, desto mehr Schnee muss fallen, um bedeutende Störobjekte zu bedecken.

4.5.2 Geomorphologische Aktivität

„Snow avalanches are one of the principal agents of debris transfer on steep slopes in mountain environments.“ (Luckman, 1977)

Der geomorphologische Effekt von Lawinen setzt sich zusammen aus der Umlagerung von Schnee und Lockermaterial und der Zerstörung der Vegetationsbedeckung. Die Umlagerung von Schnee und die daraus resultierenden Effekte, Schneenachschub für Gletscher und

hydrologische Auswirkungen im Rahmen der Schneeschmelze, sowie die Schädigung der Vegetationsbedeckung und resultierende Folgeerscheinungen werden als indirekte geomorphologische Effekte bezeichnet. Direkte geomorphologische Arbeit wird durch die Umlagerung von Lithosphärenmaterial in Form von Lockermaterial geleistet. Haben Lawinen unmittelbaren Kontakt zur Geländeoberfläche, zumindest in Teilbereichen des Anbruchsgebietes oder der Lawinenbahn werden sie als Grundlawinen bezeichnet. Aufgrund dieses Kontakts zur Geländeoberfläche können Grundlawinen große Mengen an Lockermaterial aufnehmen und transportieren. Lawinen ohne Kontakt zur Geländeoberfläche können, durch Sturzmaterial, welches auf der Schneedecke abgelagert wird ebenfalls direkte geomorphologische Arbeit leisten, wenn auch meist in geringem Umfang (Luckman, 1977).

„Most observed avalanche erosion has involved wet, spring thaw avalanches from gullies or cliffs moving over areas which have already melted or been blown clear of snow.“ (Luckman, 1977)

Grundlawinen sind meist nasse Schneeblätter oder Lockerschneelawinen mit punktuelltem Anriss. Grundlagen für die Bildung von nassen Schneeblättern sind die Akkumulation von entsprechenden Schneemassen und eine verhältnismäßig gleichförmige Hanggeometrie. Diese Lawinen gleiten in vielen Fällen schon in der Anrisszone direkt auf der Geländeoberfläche ab und führen bereits dort zu teils großflächigem Abtrag von Lockermaterial. Lockerschneelawinen gehen auch im sehr steilen und stark gegliederten Gelände (Rinnen, Gullies) ab. Die Anrisszone ist meist klein (punktueller Anriss), Schnee und Lockermaterial werden großteils in der Sturzbahn akkumuliert (Frutiger, 1988).

Die Dimension der direkten Materialverlagerung durch Lawinen wird hauptsächlich von 4 Faktoren beeinflusst (Luckman, 1977):

- * Art der Lawine und des Schneedeckenaufbaus: Zu Erosionstätigkeit kommt es, wenn Lawinen Kontakt zur Bodenoberfläche haben (Grundlawinen).
- * Vegetationsbedeckung: Die Bedeckung und Stabilisierung der Geländeoberfläche schützt vor Erosion. Zusätzlich hat hoch aufragender Bewuchs eine stabilisierende Wirkung auf die Schneedecke.
- * Verfügbares Material: Die höchsten Transportraten weisen Lawinen auf, deren Bahn von leicht erodierbarem Lockermaterial bedeckt ist. In vielen Fällen handelt es sich um Hangschutt oder Moränenablagerungen.
- * Magnitude und Frequenz: Größere Lawinen besitzen eine höhere Energie. Die destruktive Wirkung auf die Vegetationsdecke ist höher und es kann mehr Material, auch mit einem nach oben erweiterten Spektrum an Einzelblockgrößen, transportiert werden.

4. Methodische Grundlagen

Eine höhere Frequenz an Lawinenabgängen in derselben Bahn hat zusätzlich einen negativen Effekt auf die schützende Vegetationsbedeckung.

Der Einfluss der ersten drei angeführten Faktoren auf den Sedimentanteil von Lawinen ist größer, als jener des letzten Faktors.

Die zahlreichen Einflussfaktoren auf die Lawinentätigkeit und auf die geomorphologische Relevanz von Grundlawinen ermöglichen durch ihre komplexe Interaktion eine hohe annuelle und räumliche Variabilität der im Frühjahr zur Verfügung stehenden Schneemengen und damit der von Grundlawinen leistbaren geomorphologischen Arbeit.

Dies spiegelt sich auch in den Ergebnissen von Studien zur Erosionstätigkeit von Lawinen wider. Jäckli (1957) und Rapp (1960) versuchten in ihren Arbeiten erstmals, die geomorphologische Massenverlagerung in einem hydrologischen Einzugsgebiet möglichst vollständig zu quantifizieren. Aufgrund der Unterschiede der Charakteristika der Einzugsgebiete und der angewandten Methoden gehen die Angaben über die durch Grundlawinen geleistete geomorphologische Arbeit weit auseinander. Jäckli (1957) gibt eine jährlich transportierte Materialmenge von $104\text{t}/\text{km}^2/\text{a}$ an. Rapp (1960) hingegen beobachtete in Kärkevage nur eine Bewegung von $1.4\text{t}/\text{km}^2/\text{a}$. Rapp (1960), Luckman (1972) und Caine (1975) geben als wichtiges Ergebnis ihrer Studien die sehr hohe Variabilität der Lawinenablagerungen von Jahr zu Jahr und von Lawine zu Lawine an.

Referenz	Projektgebiet	Stichprobe	Ergebnis
ACKROYD 1986	Torless Range, Neuseeland	1 Lawine	300m^3 Sedimenttransport
GARDNER 1970	Lake Louise, Rocky Mtns., Kanada	3 Lawinen	2m^3 - 36m^3 Sedimenttransport
BELL et al. 1990	Kaghantal, Himalaya	2 Lawinen	6.5m^3 - 103m^3 Sedimenttransport
BECHT 1995	Horlachtal, Zentralalpen	30 Lawinen	0.1t - 676t Sedimenttransport/a
BEYLICH 2000	Austdalur, Island	2 Lawinen	135t Sedimenttransport/a
JOMELLI u. BERTRAN 2001	Massif les Ecrins, französische Alpen	25 Lawinen	$0.12\text{kg}/\text{m}^2$ - $1.7\text{kg}/\text{m}^2$ Sedimente an der Lawinenoberfläche

Tabelle 4.1: Ergebnisse ausgewählter Studien zum Sedimenttransport von Lawinen (aus Heckmann u. a. (2002), modifiziert). Ein direkter Vergleich der Ergebnisse ist aufgrund der unterschiedlichen Methodik (Ausgabe der Materialmenge in Volumen bzw. Masse) nicht möglich.

Heckmann u. a. (2002) untersuchten die Grundlawinentätigkeit in zwei Einzugsgebieten (Lahnwiesgraben, Reintal) in den bayerischen Alpen über drei Jahre hinweg. Die abgelagerten Lockermaterialmengen variierten beträchtlich. Im Lahnwiesgraben wurden zwischen 322t (2000) und 5t (2002) Lockermaterial abgelagert. Die Standardabweichung der von den einzelnen Lawinen abgelagerten Massen betrug 38,4t (2000), wobei das Spektrum von 0,3t bis 169,6t pro Lawine reichte. Im Reintal wurden zwischen 193t (2000) und 54t (2002) Material abgelagert. Die Standardabweichung der von den einzelnen Lawinen abgelagerten Massen betrug 12t (2000), wobei das Spektrum von 0,3t bis 51,3t pro Lawine reichte. Im Mittel führten die einzelnen Lawinen beider Einzugsgebiete zwischen 0,3t und 3,9t Sediment mit sich (Heckmann, 2006). Auch andere Autoren geben hohe Schwankungen des Sedimenttransports an (Tabelle 4.1. Ein wichtiger übergeordneter Faktor scheint die im Frühjahr zur Verfügung stehende Schneemenge zu sein (Becht, 1995).

Im Untersuchungsgebiet lassen Hangmorphometrie, Oberflächenbedeckung und Klimacharakteristika hohe Lawinentätigkeit erwarten.

4.5.3 Erosionseffekte und Landformen

Lawinen sind oberhalb der Baumgrenze in Hanglagen mit 28° bis 55° Neigung ein bedeutendes Transportmedium für Lockersedimente, während sie unterhalb der Baumgrenze hauptsächlich Einfluss auf die Hydrologie und die Vegetation haben (Luckman, 1977). Durch die Umlagerung von Sedimenten entstehen entlang der Transportwege typische Landformen. Diese werden, gegliedert nach Abschnitt der Lawinenbahn im Folgenden erläutert.

Eine Lawinenbahn lässt sich in drei Abschnitte mit unterschiedlicher Prozessausprägung gliedern:

- * Anrisszone
- * Transportbahn
- * Ablagerungszone

Grundlawinen erodieren in der Anrisszone und/oder in der Transportstrecke und deponieren Schnee und mitgeführtes Material in der Ablagerungszone. Ihre Bahnen lassen sich anhand der schneefreien Anrissbereiche und/oder Transportstrecken bei ansonsten schneebedeckten Hängen und anhand des Feststoffanteils der Ablagerungen identifizieren (Heckmann u. a., 2002).

Anriss und Transport

Das von Lawinen transportierte Material besteht aus der Lockermaterialauflage des Lawinenhanges (Böden, Schutt, Moränenmaterial, etc.) und aus Teilen der etwaigen Vegetationsbedeckung. Das Material wird in den basalen Teil der Grundlawine integriert oder

4. Methodische Grundlagen

schlicht an der Lawinenfront in den Ablagerungsbereich transportiert. Andauernde Lawinenerosion kann zur Zerstörung der Vegetationsbedeckung und zum Abtrag der oberen Lockermaterialhorizonte führen. Stark frequentierte Lawinenbahnen sind daher auch nach der Schneeschmelze im Gelände zu erkennen (Luckman, 1977).

Lawinen leisten direkte geomorphologische Arbeit durch die Umlagerung von Lockersedimenten. Es handelt sich dabei um bereits durch Verwitterung und andere Prozesse aufbereitetes Material. Es kommt somit zur Umformung von bereits existierenden Akkumulationsformen und zur Bildung neuer Ablagerungen. Das Ausmaß der Modifikation hängt von der Lawinenaktivität, dem zur Verfügung stehenden Material, den Geländecharakteristika und den anderen agierenden, landschaftsformenden Prozessen ab. (Luckman, 1977)

Neben der Erosion von Lockermaterial (Schutt, Böden) führt Rapp (1960) auch das Zurückweichen von Felswänden als Folge von Lawinenerosion an. Maßgebend für die Erosionswirkung auf Festgestein sind Art und Anteil des mitgeführten Sediments. Beim Kontakt von Schutt aus der Basis der Lawine mit dem Fels wird dieser abgeschliffen und kleinräumig abgesprengt. Es entstehen Kratzer und Rillen. Diese werden von Luckman (1977) als *avalanche chutes* bzw. *Rasskars* bezeichnet.

Ablagerung

Im Ablagerungsbereich kommt die Lawine, bedingt durch die sich verringernde Hangneigung, zum Stehen. Bozhinskiy u. Losev (1998) unterscheiden zwei grundlegende Formen von Lawinenschneeablagerungen (Bezeichnung nach Heckmann Heckmann u. a. (2002)):

- * „course deposit“: homogene, komprimierte Lawinenschneeablagerungen.
- * „angular blocks“: Die Ablagerungen bestehen aus verkeilten Schneeklumpen oder „Schneebällen“.

Beide Formen der Lawinenschneeablagerung werden auch von Grundlawinen erzeugt. Heckmann u. a. (2002) konnten in der dreijährigen Studie der Einzugsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal nur eine Lawinenschneeablagerung des zweiten Typs finden. Typ 1, „Course deposits“, eignen sich besser zur Quantifizierung der mitgeführten Sedimente, da die Blöcke an der Schneeoberfläche liegen und nicht zwischen den, zum Teil sehr stabilen und schweren, Schneeklumpen eingekeilt sind. Nach Abschmelzen des Lawinenschnees bleiben die Feststoffe zurück. Die Ablagerungen sind sehr heterogen und kaum bis gar nicht sortiert. Typisch sind kantige Blöcke in augenscheinlich instabiler Lagerung (Luckman, 1977).

Im Zusammenhang mit der Identifikation von Lawinenablagerungen stellt sich die Frage, inwiefern diese von den Akkumulationsformen anderer geomorphologischer Prozesse (insbesondere Sturzprozesse und MÜren) zu unterscheiden sind. Jomelli u. Bertran (2005) unter-

suchten hierzu vier Ablagerungsbereiche in den Alpen Neuseelands, die von unterschiedlichen Akkumulationsprozessen dominiert wurden:

„Statistical testing shows that on three of the fans all indices of particle size and roundness differ significantly according to the depositional process: snow avalanches produce the largest and most angular particles, streamflows the smallest and most rounded, with debris flows in between.“ (Jomelli u. Bertran, 2005)

Im Rahmen dieser Studie konnte auch eine Sortierung des Materials, geringere Blockgrößen mit größerer Entfernung vom Beginn der Ablagerungen, festgesellt werden. Die spezifische Lagerungsweise und Blockform ermöglichten ein Abgrenzen des von Grundlawinen transportierten Materials vom umgebenden Schutt auch nach der Schneeschmelze.

Rapp (1960) nennt die von Lawinenerosion überprägten Schuttkegel in Kärkevage „Boulder Tongues“. Dieser Begriff kann jedoch nicht ohne weiteres für die Ablagerungen außerhalb Skandinaviens angewandt werden (Luckman, 1977). Kegel, deren Ablagerungen aus der Interaktion mehrerer Prozesse stammen, werden als „hybrid fans“ bezeichnet (Jomelli u. Bertran, 2005). Diese finden sich auch im Untersuchungsgebiet in Form von kombinierten Mur- und Lawinenablagerungen.

4.5.4 Quantifizierung des Lockermaterialanteils in Lawinenablagerungen

Um die von Lawinen transportierten Schuttmengen abzuschätzen, bietet sich die gravimetrische Messung, die Wägung des im Lawinenkegel abgelagerten Gesteinsmaterials an. Da die Wägung des gesamten von einer Lawine abgelagerten Materials einen zu großen Aufwand bedeuten würde, werden Stichproben genommen und die Ergebnisse hochgerechnet. Je nach Autor sind unterschiedliche Methoden der Evaluierung publiziert. Rapp (1960) untersuchte von 8. Mai bis 22. Juni 1953 die Ablagerungen von 75 Lawinen in Kärkevage. Großblöcke wurden anhand ihrer Kantenlänge in zwei Gruppen unterteilt und einzeln gezählt und vermessen. Kleinere Blöcke wurden gezählt und mit einem zuvor empirisch bestimmten Koeffizienten multipliziert, um ihr Volumen zu erhalten. Feinmaterial wurde pro Lawine in drei Stichprobenflächen in Form von Quadraten mit je einem halben Meter Kantenlänge aufgenommen und gewogen. Die durchschnittliche Masse pro Flächeneinheit wurde anschließend auf die Gesamtfläche der Lawine hochgerechnet. Die Ergebnisse wurden schließlich in Volumseinheiten ausgegeben. Sie variierten zwischen $0,1\text{m}^3$ und 10m^3 transportiertem Lockermaterial pro Lawine.

Heckmann u. a. (2002) wendeten eine ähnliche, jedoch verfeinerte Methode an. Sie untersuchten in den Wintern 1999/2000 und 2000/2001 im Rahmen des SEDAG - Projektes die Quantität der geomorphologischen Arbeit von Lawinen in zwei Untersuchungsgebieten in den nördlichen Kalkalpen: Insgesamt wurden 95 Lawinenkegel untersucht, davon 46 im Reintal.

4. Methodische Grundlagen

Die Oberfläche der Lawinenkegel wurde in Abschnitte mit homogener Schuttbedeckung unterteilt. Von jedem Bereich wurde ein Quadrat von 25 cm Kantenlänge abgesteckt und die innerhalb des Quadrats an der Oberfläche befindlichen Feststoffe wurden entnommen. Mehrere derartige Stichproben vom selben Abschnitt wurden zu Vergleichszwecken nur zwei Mal genommen, wobei die Proben in beiden Fällen um ca. 60% voneinander abwichen.

Die Stichproben wurden getrocknet, gewogen und einer Korngrößenanalyse unterzogen. Um die organische Komponente (Wurzeln und andere Pflanzenteile) der Proben zu eliminieren wurde der Glühverlust bestimmt. Die erhobene Sedimentmenge pro Stichprobe variierte von 4g/m^2 bis 48kg/m^2 .

Die oben beschriebene Methode der Massenermittlung kann auf Lawinenschneeablagerungen des Typs „course deposits“ sehr einfach angewandt werden, da sich das transportierte Material fast ausschließlich an der Oberfläche der Ablagerungen sammelt. Heckmann u. a. (2002) prüften dies stichprobenartig mit einem Spaten nach und konnten keine relevanten Feststoffeinschlüsse unterhalb der Schneeoberfläche finden.

Bell u. a. (1990) verglichen in einer Studie im Himalaya Oberflächenproben von 30cm Kantenlänge mit würfelförmigen Proben von ebenfalls 30cm Kantenlänge aus der Schneematrix des selben Kegels. Die Würfel enthielten nur ca. 6,6% des Materials der Oberflächenproben. Demnach führt eine alleinige Beprobung der Oberfläche der Ablagerungen zu einer geringfügigen Unterschätzung des mitgeführten Materials.

Die Quantifizierung des von Lawinen mitgeführten Lithospärenmaterials im Untersuchungsgebiet erfolgte nach Heckmann u. a. (2002), wobei geringfügige Änderungen in der Methodik vorgenommen wurden.

Die Lawinenkegel im Untersuchungsgebiet wurden nach augenscheinlicher Intensität des Lithosphärenmaterialanteils an der Oberfläche in drei Zonen unterteilt.

- (1) Hohe Intensität
- (2) Mittlere bis geringe Intensität
- (3) Keine Intensität (keine sichtbaren Ablagerungen von Lithospärenmaterial an der Oberfläche)

Eine Differenzierung zwischen den Zonen erfolgte aufgrund der augenscheinlich geringeren Intensität der Lawinenschuttablagerungen in Zone 2. In Zone 3 wurden keine messbaren Ablagerungen von Lithosphärenmaterial identifiziert. In den Zonen 1 und 2 wurden quadratische Flächen mit einer Kantenlänge von 1m bzw. 2m zur Entnahme von Stichproben ausgewählt. Pro Zone und Lawinenkegel wurden 2 Stichproben genommen, wobei in Zone 2 jeweils 4m^2 beprobt wurden, da die Verteilung der Ablagerungen hier augenscheinlich inhomogener war.

Das Volumen der größten abgelagerten Blöcke wurde vor Ort abgeschätzt und ihre Masse wurde anschließend mit einer angenommenen Dichte von $2,8\text{t/m}^3$ errechnet. Blöcke mit einer Masse von weniger als 20kg (im Weiteren als Grobmaterial bezeichnet) wurden vor Ort mit einer Federwaage gewogen. Feineres Material (im weiteren als Feinmaterial bezeichnet) wurde, mitsamt der obersten Schneeaufgabe - um auch kleine Korngrößen zu erfassen, in verschließbare Behälter gefüllt. Um die organische Komponente (Wurzeln und andere Pflanzenteile) der Proben zu eliminieren wurde im laboreigenen Muffelofen für alle Stichproben die organische Komponente verglüht. Anschließend wurden die getrockneten Proben gewogen.

4.6 Ermittlung des Materialtransfers durch Muren

Eine Mure stellt ein besonderes Ereignis dar, in dessen Verlauf eine große Menge eines hochkonzentrierten Wasser-Feststoffgemischs ein Gerinnebett hinab fließt (Coussot u. Meunier, 1996).

Murgänge sind ein Gemisch aus feinem Material (Sand, Lehm, Ton) und/oder grobem Material (Schutt, Blockschutt), mit einem variablen Anteil an Wasser, das sich als schlammiger Brei hangabwärts bewegt, üblicherweise ausgelöst durch die Gravitationskraft und das Versagen instabiler Hangböschungen (R.Dikau u. a., 1996).

Muren findet man in fast allen Klimazonen. Sie treten hauptsächlich an Hängen mit geringer oder fehlender Vegetationsbedeckung und mit unverfestigter Schutt- bzw. Bodenaufgabe auf - wie sie häufig im Gebirge anzutreffen sind. Auslöser ist immer die Präsenz einer ungewöhnlich großen Menge an Wasser. Diese hat ihren Ursprung in Niederschlägen, rapidem Abschmelzen von Gletschereis oder Schnee, dem Ausbrechen gletscherinterner Wassertaschen oder GLOFs (Glacial Lake Outburst Floods). Als Voraussetzungen gelten eine entsprechende Hangmorphologie (große Hangneigung, Muldenlage) und die Verfügbarkeit von passendem Lockermaterial.

Ahnert (2003) zählt Muren zu den Massenbewegungen des Regoliths, meist unter Mitwirkung von Porenwasser, Eis oder Schnee. R.Dikau u. a. (1996) ordnen Murgänge den „mass movements“ zu, nach der Klassifikation des EPOCH Projektes (1991 - 1993). Hutchinson (1968) unterteilt die gravitativen Massenbewegungen in 8 Gruppen und zählt Murgänge zu „debris movements of flowlike form“.

4.6.1 Klassifikation

„Debris flows must be seen as intermediate phenomena between hyperconcentrated flows (intense bed load transport) and landslides separated from them by sharp transitions of some characteristics (celerity, deposit nature and flow type).“ (Coussot u. Meunier, 1996)

4. Methodische Grundlagen

Eine genaue Definition eines geomorphologischen Prozesses und damit seine Abgrenzung gegenüber anderen Prozessen, ist unerlässlich, um geomorphologische Formen im Gelände zuordnen und Untersuchungsergebnisse vergleichen zu können. Im Fall von Muren gestaltet sich eine derartige Abgrenzung schwierig, da zahlreiche eng verwandte Prozesse existieren. Eine klare Abgrenzung des Prozesses Mure ist dennoch über physikalische Gesichtspunkte möglich. Im Folgenden wird eine Definition des Murprozesses und weiters eine Klassifikation einzelner Murtypen basierend auf der Feststofffraktion und dem Wasser-Feststoff-Verhältnis (beides bestimmt in weiterer Folge die Fließeigenschaften des Gemischs) vorgestellt.

Unterschiede zwischen Murgängen und verwandten Massenbewegungen

Murgänge bewegen sich in einem dokumentierten Geschwindigkeitsfenster zwischen 0.5m/s und 30m/s (R.Dikau u. a., 1996). Rutschungen hingegen bewegen sich meist deutlich langsamer (weniger als einige cm am Tag), während Massensturzereignisse deutlich höhere Geschwindigkeiten erreichen.

Während Muren generell Verhalten eines viskosen Fluids eigen ist, kommt dies bei Hangbewegungen äußerst selten vor. Dementsprechend ergeben sich neben den Fließgeschwindigkeiten auch Unterschiede im Prozessablauf, der prozessimmanenten Materialdeformation und in der Ablagerungsstruktur.

Rutschprozesse nehmen ihren Anfang meist entlang von Flächen geringer Hangstabilität wie internen Rissen oder Störungen. Während des Prozesses kommt es zu relativ geringen Deformationen der Rutschmasse. Im Gegensatz dazu erscheint in Ablagerungen von Murprozessen die ursprüngliche Materialstruktur völlig zerstört. Die interne Deformation ist somit bei Murgängen deutlich höher. Des weiteren folgen Muren Entwässerungslinien mit hoher Geschwindigkeit über große Distanzen während Rutschungen an jedem Hang mit ausreichender Neigung auftreten können und meist verhältnismäßig kurze Strecken zurücklegen. An dieser Stelle muss jedoch erwähnt werden, dass Muren auch in Rutschereignissen ihren Ursprung haben können (Sheko, 1988). Der Übergang von einem Hangrutsch zu einer Mure ist entweder durch Zufuhr von Energie aufgrund eines steiler werdenden Hanges oder durch Erhöhung des Wassergehalts möglich.

Die Ausbildung von Loben, lateralen Levees, ausgeprägter Front und Fließkanälen wird hauptsächlich in Zusammenhang mit Murgängen beobachtet, jedoch können in seltenen Fällen ähnliche Formen (insbesondere Levees und Loben) entstehen, wenn Rutschmassen viskoses Fließverhalten zeigen. Diese weisen dann jedoch deutlich mächtigere Dimensionen auf (Coussot u. Meunier, 1996).

Unterschiede zwischen Murgängen und geschiebeführenden Hochwässern

Der Übergang zwischen Murgängen und verwandten Prozessen mit geringerem Feststoffanteil bis hin zu Reinwasserabflüssen erscheint fließend. Coussot u. Meunier (1996) postulieren jedoch eine klare Grenze zwischen Muren und Hyperconcentrated Flows: In Muren liegen die relativen Geschwindigkeiten von Wasser und Feststofffraktion nah beieinander. Die Gesamtmasse ist großen und annähernd gleichmäßigen Deformationen unterworfen, wobei sich ihre mechanischen Eigenschaften während der Beanspruchung durch Scherkräfte nicht signifikant ändern. Daher kann das Wasser-Feststoffgemisch von Murgängen, in einer ersten Annäherung, als viskoses Ein-Phasen-Fluid betrachtet werden. Im Gegensatz dazu bewegen sich die größeren Partikel in Wasser-Feststoffgemischen mit geringerem Feststoffanteil springend und rollend am Grund des Gerinnebettes, mit einer deutlich niedrigeren Durchschnittsgeschwindigkeit als das sie umgebende Medium aus Wasser und Suspension. Diese Prozesse sind somit als Zwei-Phasen-Gerinneabfluss zu betrachten. Fallweise kann auch bei Murgängen der Mittransport eines verschwindend geringen Anteils der Feststofffraktion in Form einer zweiten Phase, beobachtet werden.

Empirische Daten lassen vermuten, dass der Übergang zwischen Ein-Phasen-Fluid und Zwei-Phasen-Abfluss, bestimmt durch den Feststoffanteil im Medium, nicht fließend ist. Die Feststoffkonzentration in Hyperconcentrated Flows beträgt ca. 1% bis 25%, jene von Murgängen ca. 50% bis 90%. Coussot u. Meunier (1996) erklären den Sprung von 25% auf 50% mit der Annahme, dass bei gegebenen Feststoff- und Fließcharakteristika kein stabiles Fließmedium mit einer Feststoffkonzentration zwischen diesen Wertebereichen existiert. Vielmehr gibt es eine Schwelle, im unteren Bereich des beobachteten Feststoffanteils bei Murgängen angesiedelt, bei deren Unterschreiten die größten Partikel im Medium absinken und in weiterer Folge abgelagert werden, wodurch sich der Feststoffanteil verringert und die nächstkleinere Fraktion absinkt und abgelagert wird. Diese Kettenreaktion setzt sich fort, bis das Medium wieder fähig ist, zu erodieren. Im Bereich dieser resultierenden Feststoffkonzentration (zwischen 1% und 25%) stellt sich nun ein Gleichgewicht ein (Hyperconcentrated Flow, Zwei-Phasen-Abfluss).

Diese Unterschiede im Fließverhalten spiegeln sich auch in den Ablagerungen wider. Murakkumulationen finden sich unter anderem auch in verhältnismäßig steilen Hangbereichen. Sedimentation von Hyperconcentrated Flows und verwandten Prozessen ist hingegen erst bei deutlich flacheren Neigungsverhältnissen zu beobachten. Außerdem werden aufgrund der Zwei-Phasen-Charakteristik nur jene Korngrößen zur Ablagerung gebracht, welche nicht mehr in Suspension gehalten werden können. Kleinere Partikel werden bis zum neuerlichen Entzug von Energie weitertransportiert. Somit sind in Ablagerungen von Hyperconcentrated Flows und verwandten Prozessen meist nur spezifische Korngrößen zu finden.

4. Methodische Grundlagen

Aus den oben beschriebenen Sachverhalten leiten (Coussot u. Meunier, 1996) die Möglichkeit und Praxistauglichkeit der Klassifikation von Massenbewegungen anhand von Feststofffraktion und Wasser-Feststoff-Verhältniss ab. Dadurch lassen sich Murgänge von anderen Massenbewegungen differenzieren und auch in verschiedene Subtypen aufspalten. Einzelne Murtypen können anhand der beteiligten Feststofffraktion klassifiziert werden:

- feines, kohäsives Material
- granulare, kohäsionslose Materialien

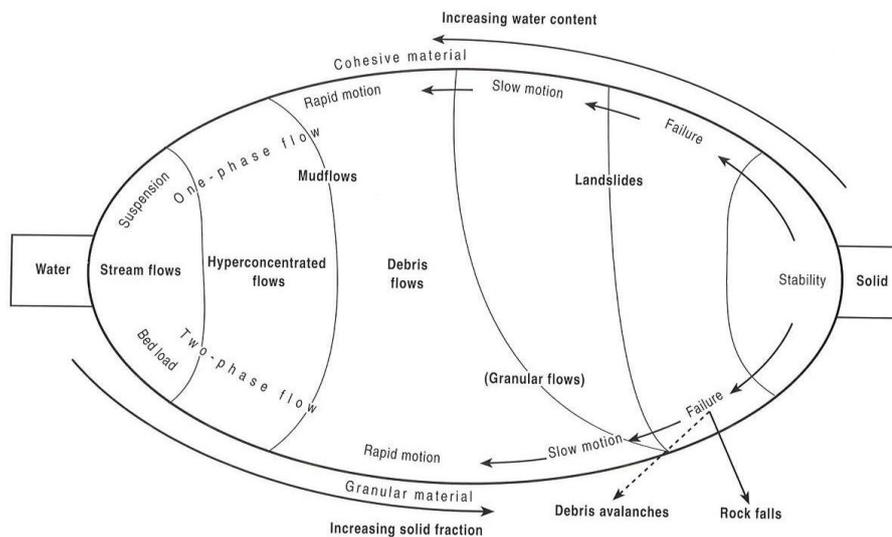


Abbildung 4.1: Darstellung einer Klassifikation von Massenbewegungen über Feststoffanteil und Feststoffeigenschaften nach Coussot u. Meunier (1996)

Granulare Murgänge werden im englischen als debris flows bezeichnet und sind in Hochgebirgsräumen weit verbreitet. Muren, deren Feststoffanteil aus feinem, kohäsivem Material besteht, werden im Englischen auch als mudflows bzw. im Deutschen als Schlammströme oder Schlammlawinen bezeichnet (Ahnert, 2003). Im Falle von kohäsivem Material kommt es vielfach zur Initialisierung an präexistenten Schwächezonen im Hang. Das zur Bildung dieses Murtyps notwendige Material findet sich selten in den von Grobschutt und Festgestein dominierten Hängen der Hochgebirge. In Abbildung 4.1 zist das Konzept einer Einteilung von Massenbewegungen, insbesondere Murgängen, anhand des Feststoffanteils und der Feststoffeigenschaften visualisiert.

4.6.2 Geomorphologische Aktivität

„..., debris flows are probably non-linear phenomena which, in some cases, can develop or not under very slight changes in initial conditions.“(Coussot u. Meunier, 1996).

Muren als geomorphologische Prozesse sind diskrete Ereignisse. Auslöser ist immer ein untypisch hoher Input an Wasser in das System. Dieser kann in der Natur durch Abschmelzen von Schnee oder Eis, durch Starkniederschläge oder durch das Ausbrechen von gletscherinternen Wassertaschen bedingt sein. Muren, welche durch hohe Abschmelzraten von Schnee oder Eis ausgelöst werden, können im Hochgebirge insbesondere im Frühjahr erwartet werden. Im Falle von niederschlagsinduzierten Ereignissen spielt neben dem Eintrag einer großen Wassermenge in verhältnismäßig kurzer Zeit auch die präexistente Durchfeuchtung des Substrats eine wichtige Rolle (Marchi u. a., 2002).

Die Auslöser (Trigger) von Murgängen wurden am Beginn des Kapitels bereits erwähnt, das tatsächliche Auftreten ist jedoch an die komplexe Interaktion mehrerer Parameter gebunden. Eine Vorhersage bzw. Abschätzung der Auftretenswahrscheinlichkeit gestaltet sich daher äußerst schwierig.

Am besten und häufigsten untersucht sind Murreignisse, die durch Niederschlag in flüssiger Form ausgelöst werden. Neben der Intensität und der Zeitdauer des Regens, spielen auch die vorangegangenen Niederschläge bzw. die bereits vorhandene Feuchtigkeit im Boden eine wichtige Rolle. Caine (1980) postuliert eine Schwelle an Intensität und Dauer des Niederschlags, bei deren Überschreiten es zum Versagen von Hangböschungen kommen soll, und gab diese in Form einer empirischen Gleichung an (4.1). Die zugrundeliegenden Daten stammen von 73 flachgründigen Rutschungen und Murgängen. I gibt die Intensität des Niederschlags in Millimetern an, D die Dauer des Niederschlags in Stunden:

$$I = 14.82 * D^{-0.39} \quad (4.1)$$

Marchi et al. (Marchi u. a., 2002) fanden eine ähnliche Schwelle für das Einzugsgebiet des Moscardo Tals in den italienischen Alpen (4.2):

$$I = 15 * D^{-0.7} \quad (4.2)$$

Sie sammelten ihre Daten über einen Zeitraum von neun Jahren intensiven Monitorings mit Hilfe von Ultraschallsensoren und Geophonen. 15 Murgänge gingen in diesem Zeitraum ab, wovon 14 von den installierten Messgeräten erfasst wurden. Die Messergebnisse wurden mit meteorologischen Daten korreliert, um die Schwelle zwischen jenen Wetterereignisse, welche einen Murgang auslösten (15 Events) und jenen, welche keinen auslösten (58 Events) zu definieren. Die erste Gruppe unterschied sich von der zweiten lediglich durch die Gesamtniederschlagsmenge und die maximale 60-Minuten-Intensität. Die Gleichung gibt somit die Kombination aus Dauer und Intensität von Niederschlagsereignissen an, die mindestens notwendig, aber nicht immer ausreichend für das Auslösen eines Murganges war.

Pelfini u. Santilli (2008) untersuchten den oberen Teil des Valle di Gallo in Norditalien. 239 Murevents im Zeitraum von 1875 bis 2003 wurden anhand dendrochronologischer

4. Methodische Grundlagen

Methoden (Identifikation von Schäden und Wachstumsstörungen an Bäumen in Folge von Murgängen) datiert. Für 12 Murkegel wurde das Wiederkehrintervall bestimmt. Diese wurden aufgrund signifikanter Unterschiede in der Murhäufigkeit pro Kegel in zwei Gruppen (A und B) unterteilt, wobei nur das Wiederkehrintervall von Gruppe A (4.1 Jahre) als aussagekräftig beurteilt wurde.

Im Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit kommt neben intensiven und/oder langanhaltenden Niederschlägen auch das rapide Abschmelzen von Schnee und/oder Gletschereis, bzw. das Ausbrechen von Gletscherinternen Wassertaschen als Auslöser für Murreignisse in Frage.

Muren stellen ein bedeutendes geomorphologisches Agens im Hochgebirge dar. Rapp (1960) identifizierte in Murgängen jenen gravitativen Prozess, der die meiste geomorphologische Arbeit leistete ($18\text{t}/\text{km}^2/\text{a}$ bzw. 70.000tm (Tonnenmeter vertikal)).

Murgänge zeigen ein über die Zeit stark inhomogenes Abflussverhalten, ein Umstand, der sich in der typischen Abfolge mehrerer periodischer Murstöße innerhalb weniger Minuten, unterbrochen von sehr geringem Zwischenabfluss, zeigt. Ein Murstoß setzt sich meist aus mehreren (zumindest aber zwei) Teilen mit unterschiedlichen mechanischen und physikalischen Eigenschaften zusammen. Der Murkopf zeigt das Fließverhalten eines hochviskosen Fluids und die Feststoffkonzentration kann bis zu 90% erreichen. Der Rumpf und das Ende der Mure weisen hingegen einen weit geringeren Feststoffanteil auf und entsprechen im Fließverhalten einem Zwei-Phasen-FLuid (Coussot u. Meunier, 1996).

Murgänge bewegen sich meist entlang bereits existierender Entwässerungslinien, wobei diese während des Prozesses in hohem Maße weiter erodiert werden. Im Verlauf der Murbahn lassen sich Anbruchgebiet, Transportstrecke und Ablagerungsbereich unterscheiden. In den ersten beiden Regionen wird Material hauptsächlich erodiert, als typische Formen sind steile, klar abgegrenzte Anbruchflächen und stark erodierte Transportbahnen im Gelände zu erkennen.

4.6.3 Erosionseffekte und Landformen

Die Unterschiede in der Feststoffkonzentration und den Fließeigenschaften lassen im Feld eine klare Abgrenzung von Murreignissen gegenüber geschiebeführenden Gerinneabflüssen zu. Im Verlauf eines Murstoßes kommt es in der Murbahn meist zu Erosion und Ablagerung zur selben Zeit. Während in der Tiefenlinie, entlang der Längsachse eines Murstroms, Material erodiert wird, kommt es an den Seiten der Mure zu einem Wasserverlust, was lokal zu einer erhöhten Reibung und in weiterer Folge zur lateralen Ablagerung von Murmaterial führt. Die entsprechenden Formen werden Murdämme (Ahnert, 2003) bzw. Levées genannt. Diese Wälle aus Murmaterial erreichen eine Höhe von einigen dm bis wenigen m. Muren bewegen sich meist in präexistente Tiefenrinnen, diese werden jedoch in hohem Maße

Erodiert bzw. umgeformt. Es kommt zur Aufnahme von Lockermaterial in den Murstrom.

Verliert der Murstoß aufgrund der sich verringernden Hangneigung an Energie, kommt es zur Ablagerung. Nachdem die Mure zum Stillstand gekommen ist, fließt das Wasser ab, wodurch kleine Partikel ausgewaschen werden. Die akkumulierten Formen (Loben) besitzen steile Ränder und sind gegenüber der Umgebung klar abgegrenzt. Die Ablagerungen bestehen aus klastischen Sedimenten in einer Matrix aus Feinmaterial. Muren sind während des Fließens hohen Scherkräften und starken Umlagerungsvorgängen ausgesetzt. Daher besitzen Murablagerungen in den meisten Fällen keinerlei interne Abfolge bzw. Schichtung. Große Blöcke finden sich jedoch eher im oberen Bereich der Matrix bzw. an der Front der Loben (R.Dikau u. a., 1996).

4.6.4 Quantifizierung der Materialverlagerung

Ein Murereignis an einem bestimmten Hang mit passenden topographischen Voraussetzungen ist von der Position und Verteilung oft kleinräumiger Niederschlagszellen über mehrere Stunden bzw. Tage hinweg abhängig. Eine Vorhersage von bestimmten Murereignissen gestaltet sich aus diesem Grund äußerst schwierig. Daher ist eine direkte Beobachtung meist nur durch Zufall möglich. Die einzige Möglichkeit Murereignisse direkt zu untersuchen stellt ständige Überwachung mit technischen Hilfsmitteln wie Geophonen, Ultraschallsensoren oder auch Videokameras dar (Marchi u. a., 2002). Ist derartiges Equipment aus Kostengründen nicht verfügbar bzw. ist die zur Verfügung stehende Zeit nicht ausreichend, um die Erfassung eines Murganges als diskretes Ereignis zu gewährleisten (für die Untersuchungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit trafen beide Punkte zu), so stehen zur Abschätzung der Murtätigkeit immer noch typische Erosions- und Sedimentationsformen sowie die Beurteilung von Auswirkungen auf Vegetation und die gegebenenfalls vorhandene Infrastruktur zur Verfügung.

Die einfachste Möglichkeit, den Massentransport von Muren abzuschätzen, stellt die Erhebung des Ablagerungsvolumens dar. Dies wurde auch im Rahmen der vorliegenden Diplomarbeit durchgeführt. Weiters ist die Kenntnis des Zeitraumes, in welchem die Mursedimente akkumuliert wurden, von Bedeutung, um die durchschnittliche Ablagerungsrate pro Zeiteinheit ableiten zu können.

Die Abgrenzung der Ablagerungsfläche auf aussagekräftigen Luftbildern in einem GIS ermöglicht die Abschätzung der Grundfläche der Ablagerungen. Über die im Feld erhobene durchschnittliche Ablagerungshöhe erfolgt die Berechnung des Materialvolumens. Alternativ können die Volumina auch über eine Vermessung im Gelände mit entsprechendem Gerät (Theodolit oder Maßband) erhoben werden. Zusätzlich können auf die selbe Weise fehlende Volumina in der Ablationszone (Anrissbereich, Transportstrecke) abgeschätzt werden (Rapp, 1960).

4. Methodische Grundlagen

Eine Unterscheidung der Ablagerungen mehrerer zeitlich unabhängiger Murgänge ist im Falle einer scharfen Abgrenzung der einzelnen Loben oder aufgrund unterschiedlicher Verwitterungszustände möglich. Daraus lässt sich eine relative Datierung der Murgänge ableiten. Eine absolute Datierung kann durch verschiedene Datierungsmethoden sowie Ereignisberichte und die Auswertung von Bildmaterial (auch Luftbilder) möglich sein (Pelfini u. Santilli, 2008).

Die Unterscheidung mehrerer Ereignisse im selben Ablagerungsbereich kann sich jedoch als schwierig erweisen, wenn diese nicht deutlich genug voneinander abgegrenzt sind. Ursache kann starke Verwitterung oder die Überprägung durch andere Prozesse sein. Ist eine Unterscheidung oder Datierung der Einzelereignisse nicht möglich, so kann alternativ der Ablagerungszeitraum für den gesamten Murkegel bestimmt werden, um auf diese Weise eine durchschnittliche Ablagerungsrate abschätzen zu können. Diese Vorgehensweise wurde auch im Rahmen dieser Diplomarbeit gewählt. Voraussetzung für diese Methode ist, dass der Murkegel als entkoppelter Speicher vorliegt, das Murmaterial also keiner weiteren Umlagerung mehr unterliegt. Dies trifft auf die Ablagerungen auf der Sanderfläche zu und aufgrund der bekannten Entstehungsgeschichte der Schwemmfläche, kann der Akkumulationszeitraum näherungsweise bestimmt werden.

Material	durchschn. Fließhöhe m	durchschn. Dichte über Gerinnebeanspruchung	Dichte aus Stichproben der Trockenmasse	berechnete durchschnittliche Dichte der gesättigten Ablagerungen
Sand-Geröll-Gemisch	0.05	2400	1870, 1930	2200
Sand-Geröll-Gemisch	0.06	2400	1940, 1850, 1830, 1930	2200
Lehm-Geröll-Gemisch	0.05	1400	1630, 1770	2100
Lehm-Geröll-Gemisch	0.08	2100	2050, 1910, 1680, 1770	2200
Sand-Geröll-Gemisch	0.07	2400	1920, 2260, 2050, 2460	2400

Tabelle 4.2: Vergleich der Dichte (kg/m^3) von experimentellen Murgängen und deren Ablagerungen (aus Iverson (1997), modifiziert)

Die Masse des bewegten Materials lässt sich über eine angenommene Durchschnittsdichte des Murmaterials errechnen. Eine nützliche Zusammenstellung hierzu liefert Iverson (1997) (Tabelle 4.2).

4.7 Ermittlung des Materialtransfers durch Sturzprozesse

Ahnert (2003) zählt Sturzprozesse zu den schwerkraftbedingten Massenbewegungen von Fels und Schutt, deren Auftreten auch ohne ein Transportmediums wie Wasser oder Schnee möglich ist. Der Materialtransport erfolgt ausschließlich durch die Gravitationskraft. Zur Ablösung von Einzelblöcken oder Materialpaketen kommt es meist an bereits vorgezeichneten Schwächezonen im Substrat. Sturzblöcke bewegen sich in Form von Fallen, Springen, Gleiten, Rollen oder trockenem Fließen, und befinden sich mindestens über einen Teil der Trajektorie im freien Fall.

4.7.1 Klassifikation

Eine Klassifikation kann z.B. anhand von Merkmalen wie Ablösemechanismus, Transportform oder bewegtes Volumen erfolgen. In der gegenständlichen Arbeit wird die Unterteilung anhand des Ablösemechanismus nach R.Dikau u. a. (1996) vorgestellt. Drei Typen von Ablösemechanismen werden unterschieden:

- * Kippen
- * Gleiten
- * Fallen

Kippen

„A topple consists of a forward rotation of a mass of rock, debris or soil about a pivot or hinge on a hillslope.“ (R.Dikau u. a., 1996)

Kippen als Ablösemechanismus von gravitativen Prozessen kann sowohl im Fels als auch im Lockermaterial auftreten. Ein Materialpaket löst sich durch Kippen vom Gesteins-, oder Lockermaterialverband ab, wobei die Rotationsachse im Bereich der Aufstandsfläche des Materialpakets liegt und hangparallel verläuft. Die Bewegungsform geht im weiteren Prozessverlauf von der Rotation in freien Fall über. Trifft das Materialpaket auf den darunterliegenden Hang, kommt es zur Auflösung des Verbands in kleinere Einzelteile, welche weiter hangabwärts fallen, rollen, springen oder gleiten. Die Rotation eines Materialpaketes als Ablösemechanismus wird dann möglich, wenn die Höhe des Verbands bei weitem größer ist als seine Breite und das Paket auf einem verhältnismäßig kleinen Sockel ruht. Weiters muss der Verband, im Falle von Festgestein, freistehend, also an allen Seiten außer der Basis vom übrigen Substrat gelöst sein. Gerät nun der Schwerpunkt über die Aufstandsfläche hinaus, kommt es zum Versagen des Materialpakets und zum Kippen (R.Dikau u. a., 1996).

Das Kippen von Fels- und Schuttpaketen ist häufig in Gebieten mit Schiefer- und Kalksteinsockel anzutreffen, kommt aber auch in dünn-schichtigen Sedimentgesteinen vor

4. Methodische Grundlagen

(R.Dikau u. a., 1996). Voraussetzung ist, neben einem entsprechend steilen Hang, eine besonders hohe Verwitterungs- und Erosionsrate, welche zum Abtrag des duktilen Sockels und somit zum Anschneiden des Steilhanges führt. Auslöser ist meist der Verlust des Gleichgewichts eines Gesteinspaketes in Zusammenhang mit Verwitterung und Erosion bzw. Dehnen und Schrumpfen von quellfähigem Material aufgrund der Änderung des Bodenwassergehaltes. Extreme Wetterereignisse sind nur selten Auslöser von Felskippen (R.Dikau u. a., 1996).

Ablagerungen von Felskippen lassen sich, wenn keine intensive Zerkleinerung und Umverteilung des Materials im Zuge des weiteren Sturzverlaufs stattgefunden hat, an der extrem chaotischen Ablagerung und im besten Fall an nur teilweise desintegrierten Felssäulen erkennen (R.Dikau u. a., 1996).

Gleiten

Im Gegensatz zu dem Term Kippen, der lediglich den Ablösemechanismus beschreibt, kann es sich bei Gleiten (wie auch beim Fallen) sowohl um die Art der Ablösung eines Materialpakets oder von Einzelfragmenten als auch um die Bewegungsform hangabwärts nach dem initialen Ablösen handeln. In beiden Fällen ist Gleiten die Bewegung von Material entlang einer Scherfläche.

R.Dikau u. a. (1996) sprechen von Gleiten als Ablösemechanismus im Festgestein oder Lockermaterial ausschließlich im Zusammenhang mit ganzen Materialpaketen, mit Ablöseflächen von wenigen Quadratmetern bis hin zu mehreren Hektar. Im Detail betrachtet wird jedoch auch ein einzelner Stein, im Moment der Ablösung vom umgebenden Substrat, abgleiten, sofern er auf einer ausreichend steilen Gleitfläche aufliegt und die Haftreibung überwinden kann. Diese hängt in erster Linie von der Neigung der Gleitfläche und von Faktoren ab, welche die Haftreibung verringern können (z.B. Wassereintrag). Kann die Haftreibung nicht überwunden werden, so bleibt der Block oder das Materialpaket an Ort und Stelle, oder er/es kippt, wenn sich der Schwerpunkt außerhalb der Auflagefläche befindet.

Gleiten als Ablösemechanismus ist vor allem bei größeren Materialmengen von Bedeutung. In erster Linie wird nach der Art der Gleitbewegung unterschieden. Rotiert das Materialpaket um eine horizontale, hangparallele Achse auf einer kreisfragmentförmigen Gleitfläche hangabwärts, spricht man von einer Rotationsbewegung oder Rotationsrutschung. Diese Form kann als einfache oder mehrfache (abgesetzte) Rotationsrutschung oder auch als Rutschungsfolge in Lockermaterial oder Fels auftreten (R.Dikau u. a., 1996).

Ursache ist im Lockermaterial meist ein zu hoher Porenwasserdruck aufgrund übermäßigen Wassereintrags (Starkniederschläge, Schneeschmelze) bei geringer Substratstabilisierung durch die Vegetationsbedeckung und entsprechenden topographischen Voraussetzungen. Die Geschwindigkeitsraten von Rotationsbewegungen können um mehrere Größenord-

nungen variieren.

Translationsrutschungen zeichnen sich durch eine Translationsbewegung entlang einer in erster Annäherung planaren Gleitfläche aus. Entsprechende Gleitflächen bilden sich hauptsächlich entlang von Schwächezonen im Hang, in Form von Klüften oder Störungen im Festgestein bzw. an Grenzflächen zwischen unterschiedlichen Materialien oder unterschiedlichen Lagerungsdichten im Lockermaterial. Das Abgleiten von einem Block oder einigen wenigen Blöcken mit niedriger Geschwindigkeit wird als Blockgleitung bezeichnet. Es tritt meistens an Störungszonen mit abruptem Wechsel von Substrateigenschaften auf. Der Term Felsgleitung bezeichnet die Ablösung von Festgesteinspaketen mit einem Volumen von bis zu mehreren Millionen Kubikmetern (Bergstürze) entlang steiler Gleitflächen, deren Neigung annähernd jene des Hanges erreichen kann. Eine genaue Definition der Bewegungsmechanismen ist schwierig, da diese sehr vielfältig sind und Felsgleitungen in unterschiedlichster Form auftreten können. Werden die Felsmassen stark beschleunigt kommt es zur Auflösung des Gesteinsverbandes und zur Etablierung anderer Bewegungsarten. Je nach Größe der Massenbewegung und Wasseranteil kommt es zum Beispiel zu Bergstürzen mit trockenem Fließen (rock avalanche) oder zu granularen Murgängen (R.Dikau u. a., 1996).

Fallen

„A fall is a free movement of material away from steep slopes, such as cliffs.“ (R.Dikau u. a., 1996).

Über folgende Charakteristika lässt sich „Fallen“ als Sturzprozesstyp beschreiben: Der Ablösebereich ist eine steile Felswand oder ein steiler Hang, aus der/dem unmittelbar einzelne Partikel oder auch eine große Zahl an Fragmenten abgelöst werden. Die Form der konkreten Ablöseoberfläche ist planar, keilförmig, abgesetzt oder senkrecht. Freie Fallbewegung ist mindestens über einen Teil der Trajektorien der Einzelfragmente vorhanden. Die weitere Entwicklung entlang der Trajektorien kann freien Fall, Zerbrechen der Partikel, Rollen, Springen, Gleiten oder trockenes Fließen beinhalten. Die Sturzpartikel besitzen über die gesamte Trajektorie eine hohe Geschwindigkeit (R.Dikau u. a., 1996).

Diese Kriterien treffen zwar unbedingt, aber nicht ausschließlich auf den Prozesstyp Fallen zu. Nach oben angeführter Beschreibung stellt Fallen einen Überbegriff dar, der auch die bereits beschriebenen Ablösemechanismen Kippen und Gleiten mit einschließt. Es handelt sich demnach nicht um einen Ablösemechanismus, sondern lediglich um eine Beschreibung des Bewegungsverhaltens (freier Fall) über einen Teil der Trajektorie. Diese schließt jedoch die Ablösemechanismen Kippen und Gleiten mit ein, da hier im weiteren Verlauf entlang der Trajektorie ebenfalls freier Fall auftreten kann. Fallen als Ablösemechanismus im engeren Sinne (die unmittelbare Ablösung von Fragmenten OHNE Gleiten oder Kippen) ist nur aus senkrechtem bzw. überhängendem Substrat ohne Aufliegen auf einer Stützfläche an der

4. Methodische Grundlagen

Basis des Sturzblockes möglich.

Fallen im Sinne einer Fortbewegungsart, dem freien Fall, kann in Kombination mit allen drei vorgestellten Ablösmechanismen, Fallen, Kippen, Gleiten, auftreten. Die Fallbewegung kann im weiteren Verlauf der Trajektorie, wie oben beschrieben, in Rollen, Springen, Gleiten oder Fließen übergehen. Diese Transformation ist, je nach Hangmorphologie, auch umgekehrt möglich. Weiters kann zwischen Einzelblockstürzen und Massenstürzen (Felssturz, Bergsturz) unterschieden werden.

4.7.2 Geomorphologische Aktivität

„In common with other gravitational movements, a fall occurs when the natural slope exceeds the limit of the balance of the materials composing it.“ (R.Dikau u. a., 1996)

Voraussetzung für das Auftreten von Sturzprozessen ist die vorangehende Etablierung von Schwächezonen im Fels durch endogene Prozesse, wodurch Angriffspunkte für Verwitterungsprozesse geschaffen werden, sowie eine ausreichend große Hangneigung.

Die Auslöser für das Ablösen von Materialfragmenten ohne Transportmedium ist dem Grunde nach Verwitterung in unterschiedlicher Form, unter der Voraussetzung, dass die stabile Lagerung nach Auflösung der Verbindung zum Festgestein nicht mehr gegeben ist und das abgelöste Materialfragment abstürzt. Führt Verwitterung alleine nicht zum sofortigen Abstürzen des Materials, so können Niederschlag, Erdbeben, etc. als weitere Auslöser (Trigger) fungieren. Felsstürze werden oft durch Anschneiden des Hangfußes durch einen Fluss oder die beschleunigte Rückverwitterung des Wandfußes an Quellaustritten verursacht (Ahnert, 2003).

Physikalische Verwitterung ist in Form von kryoklastischen (die Erweiterung von Rissen an potentiellen Ablöseflächen aufgrund von Gefrier-Tau-Zyklen von eingedrunenem Wasser) oder thermoklastischen (die Erweiterung von Rissen an potentiellen Ablöseflächen aufgrund von Temperaturunterschieden im Substrat) Phänomenen oder als Effekt von Wurzelwachstum ein wichtiger Faktor. Chemische Verwitterung tritt in Form von Lösung von Materialbestandteilen in diversen im Naturraum vorkommenden Säuren und als chemische Alterung auf.

Krautblatter u. Moser (2009) führten im Zusammenhang mit der Entwicklung eines nichtlinearen Modells zur Beschreibung des Zusammenhangs von Niederschlagsintensität und dem Auftreten von Sturzprozessen vier Jahre lang (1999 bis 2003) Messungen der Materialumlagerung durch kleinskalige Sturzprozesse durch. Untersuchungsgebiet war der Ablagerungsbereich unter einer 400m bis 600m hohen Felswand im Reintal, Wettersteingebirge. Zwei Typen von Auslösern zeigten einen besonders signifikanten Einfluss auf die Steinerschlagaktivität: intensive Regenfälle und Gefrier-Tau-Zyklen mit hohem Feuchtigkeitseinfluss, speziell im Falle einer Kombination mit direkter Sonneneinstrahlung. In den Frost-

wechselformen wurde um 2 bis 218 Mal so viel Sturzmaterial abgelagert, als in einem Referenzzeitraum mit trockenen und frostfreien Witterungsbedingungen. Intensiver Niederschlag in flüssiger Form führte zu einer Erhöhung der Ablagerungsrate um das 56.000 bis 40 Millionenfache.

Rapp (1960) fand hingegen keinen signifikanten Zusammenhang zwischen Niederschlag und dem Materialabtrag durch Sturzprozesse. Häufigkeitsmaxima von Blockabstürzen während bzw. nach Tauwetterperioden konnten jedoch beobachtet werden.

4.7.3 Erosionseffekte und Landformen

Die Erosion durch Sturzprozesse hat eine rückschreitende Entwicklung des gesamten betroffenen Hanges zur Folge. Die Ausbruchformen hängen vom Material (Fels, Lockermaterial) und den vorgefertigten Schwächezonen im Substrat ab. Im Festgestein werden durch den Abstand der Klüfte und ihre Lage zueinander die Position, Form und die Größe der Ausbruchsnischen und der Sturzblöcke bestimmt. Während des Sturzes können die Blöcke weiter zerkleinert werden. Nach der Ablösung von Felsstürzen bleibt im anstehenden Gestein meist eine auffällige Abrissnische zurück.

Die Ablagerungsformen reichen von der Präsenz von einzelnen Fragmenten im Auslaufbereich von Steilhängen oder Felswänden bis hin zu verfüllten Talböden. Typische Hangschuttkegel, wie sie unter massiven Festgesteinsabbrüchen zu finden sind, weisen eine Hangneigung von 21° - 38° auf und lassen eine gewisse Sortierung erkennen. Steine und kleinere Blöcke liegen im oberen Bereich der Schutthalde, relativ nahe an am Wandfuß. Je größer die Blöcke werden, desto höher die kinetische Energie, und desto näher am Hangfuß werden sie abgelagert. Ist der Ablösebereich schmal, so kommt es am Wandfuß zur Ausbildung von Schuttkegeln. (Ahnert, 2003)

Während sich Schutthalden aus den Ablagerungen zahlloser Einzelblockstürze zusammensetzen, bestehen Massensturzablagerungen in der Regel aus nur einem Ereignis. Die resultierenden Ablagerungsblöcke weisen eine ähnliche Größe und sehr ähnliche Verwitterungserscheinungen auf (Ahnert, 2003).

4.7.4 Quantifizierung der Materialverlagerung

Sturzprozesse sind diskrete Ereignisse in Raum und Zeit. Aufgrund dieses Sachverhaltes sind hohe Ansprüche an die Methoden der Quantifizierung zu stellen. Ereignisberichte sind meist nur Ausschnitte aus der mit zahlreichen Events gespickten Zeitskala für einen bestimmten Ort. Aus diesem Grund sind Chroniken bestenfalls zur Dokumentation außergewöhnlicher Sturzereignisse geeignet (Dussauge-Peisser u. a., 2002).

Die Quantifizierung des Materialtransfers durch Sturzprozesse kann über eine gravimetrische oder volumetrische Bestimmung der Materialdifferenz im Ablebereich oder im

4. Methodische Grundlagen

Ablagerungsbereich erfolgen. In beiden Fällen kommt zur Bestimmung einer Transportrate den Kenntnissen über den zur Ausbildung der beobachteten Materialdifferenz erforderlichen Zeitraum entscheidende Bedeutung zu.

gravimetrische Methoden

Krautblatter u. Moser (2009) führten eine Wägung des am Fuß einer Steilwand im Reintal (Wettersteingebirge) abgelagerten Sturzmaterials durch. Zur Quantifizierung wurden stabile Netze (acht Stück mit einer Gesamtfläche von 840m^2) als Sedimentfallen im Haldenbereich in unmittelbarer Nähe zur Felswand ausgelegt. Im Untersuchungszeitraum wurde das auf den Netzen abgelagerte Felsmaterial in 133 Einzelmessungen aus den Sedimentfallen entfernt und gewogen. Um auftreffende Steine am abrollen zu hindern, wurden 60cm hohe Stahlzäune am talseitigen Ende der Netze montiert. Mehr als 140.000kg Steinschlagmaterial wurde in den vier Jahren am Wandfuß abgelagert. Trotz der großen Masse eine, bezogen auf die enormen Ausmaße der Felswand und unter dem Umstand der verhältnismäßig gleichmäßigen Verteilung der Ablösevorgänge (kleinskalige Sturzprozesse), nur sehr geringe Oberflächenveränderung des Ablösebereichs (Krautblatter u. Moser, 2009).

Matsuoka (2008) verband die Sammlung von Sturzmaterial in der Halde mittels Sedimentfallen mit der farblichen Markierung von flächengleichen Rechtecken in der Felswand, um die Ablagerungen direkt einer spezifischen Ablösefläche zuordnen zu können. Auf diese Weise konnten spezifische Rückverwitterungsraten für die Felswand berechnet werden.

Volumetrische Methoden

Eine volumetrische Messung der Materialumlagerung durch Sturzprozesse ist über ein Monitoring der Ablösebereiche mittels eines terrestrischen Laserscanners möglich. Die zu unterschiedlichen Zeitpunkten erstellten Oberflächenmodelle können voneinander subtrahiert und so die Volumsänderung quantifiziert werden. Aufgrund des internen Fehlers und der limitierten Auflösung von TLS-Systemen sind dieser Methodik jedoch Grenzen gesetzt. Eine Identifizierung der oben beschriebenen sehr geringen Volumsänderungen durch Sturzprozesse im Reintal wäre mittels TLS nicht möglich gewesen (Krautblatter u. Moser, 2009).

Die im Rahmen dieser Diplomarbeit möglichen zeitlichen und finanziellen Aufwände berücksichtigend, wurden einfachere volumetrische Methoden angewendet. Über Hangrückverwitterungsraten aus der Literatur und die für primäre und sekundäre Sturzprozesse relevanten Ablösebereiche wurde die Größenordnung des Materialtransfers durch Sturzprozesse im Untersuchungsgebiet abgeschätzt. Die im Gelände klar abgegrenzten Ablagerungsvolumina eines Felssturzes wurden zusätzlich erhoben.

Hoffmann u. Schrott (2003) geben für die Felsflächen des Reintales im Wettersteingebirge (Wettersteinkalk) Hangrückverwitterungsraten von 0.1mm/a bis 1mm/a , mit einem

Mittelwert von 0.5mm/a an. Rapp (1960) gibt für Kärkevage (Nordschweden, Glimmerschiefer) Raten zwischen 0.04mm/a und 0.15mm/a an, mit einem Mittelwert von 0.06mm/a. Matsuoka (2008) beziffern die Hangrückverwitterungsraten an Felswänden im Engadin mit durchschnittlich 0.1mm/a, mit Extremwerten von 1.5mm/a bis 1.8mm/a.

Im Falle des zweiten und des dritten Beispiels handelt es sich um direkt gemessene Ablagerungsraten, während Hoffmann u. Schrott (2003) die Hangrückverwitterungsraten über eine Schätzung des Volumens der Sedimentspeicher am Wandfuß errechneten. Durch diesen Sachverhalt und die unterschiedliche Lithologie sind die großen Abweichungen der Ergebnisse zu erklären. Stürze von mittelgroßen bis kleinen Einzelblöcken, wie sie im Falle von Rapp (1960) und Matsuoka (2008) untersucht wurden, machen nur etwa 10% der langfristigen Hangrückverwitterungsraten aus. Saisonale oder sporadische Großblockstürze oder Massenstürze bestimmen die langfristige Evolution von Felswänden (Harris u. a., 2009).

Neben den Rückverwitterungsraten der Felswände wird für eine Abschätzung der Massenverlagerung durch Sturzprozesse auch die Ausdehnung der ablöserlevanten Flächen benötigt. Hierzu wurden Hilfe eines GIS folgende Analyseschritte durchgeführt: (1) Um die ablöserlevanten Flächen einzugrenzen wurde die Hangneigung als ein bestimmender Faktor für das Auftreten von Sturzprozessen herangezogen. Es wurden all jene Bereiche im Untersuchungsgebiet als Ablöseflächen deklariert, die eine Hangneigung aufweisen, die gleich oder größer als 40° ist. Der Schwellenwert wurde iterativ über einen Abgleich mit der Situation auf dem Orthophoto ermittelt. Der gewählte Schwellenwert von 40° liefert die besten Ergebnisse. Allerdings werden die Anbruchflächen am orographisch rechten Seitenhang unterschätzt.

Lediglich die Festgesteinsflächen aus der geomorphologischen Kartierung heranzuziehen wäre problematisch gewesen, da Sturzprozesse auch im Lockermaterial vorkommen. (2) Über den Kosinus-Satz (Gleichung 4.3) wurde die tatsächliche Ablösefläche aus projizierter Fläche (Höhenmodell) und Hangneigung errechnet.

$$\cos \alpha = \frac{\text{Ankathete}}{\text{Hypotenuse}} \quad (4.3)$$

Multipliziert man die Ablösefläche im Untersuchungsgebiet mit der durchschnittlichen jährlichen Hangrückverwitterungsrate, so erhält man das Volumen des durchschnittlich pro Jahr durch Sturzprozesse abgelösten Lithosphärenmaterials.

Massenstürze kommen in der Regel deutlich seltener vor, als Einzelblockstürze, machen jedoch einen relevanten Teil der Erosion von Felswänden aus. Die Ablagerungen von Massenstürzen sind aber im Gelände meist deutlich erkennbar. Daher ist es möglich, das Volumen dieser Formen in gleicher Weise wie die Murablagerungen (vgl. Kapitel 4.6.4) abzuschätzen.

Im Gelände oder mit Hilfe von Luftbildern bzw. Orthophotos wird die von den Ablagerungen bedeckte Fläche bestimmt. Die zur Abschätzung des Ablagerungsvolumens notwen-

4. Methodische Grundlagen

dige dritte Dimension in Form der durchschnittlichen Mächtigkeit der Ablagerungen muss im Gelände erhoben werden.

Die Ergebnisse einer volumetrischen Schätzung der Materialverlagerung können über die spezifische Dichte des Festgesteins in Massen umgerechnet werden. Die spezifische Dichte von metamorphen Gesteinen liegt zwischen 2.65t/m^3 und 3.05t/m^3 , bei durchschnittsdichten von 2.70t/m^3 bis 2.86t/m^3 (Smithson, 1971).

4.8 Ermittlung des Materialtransfers durch Solifluktion

Die Definition des Begriffes „Solifluktion“ hat eine lange und teilweise umstrittene Geschichte. Anderson (1906) prägte erstmals den Begriff der Solifluktion:

„slow flowing from higher to lower ground of masses of waste saturated with water (this may come from snow-melting or rain).“

Troll (1947) versteht unter Solifluktion ein Bodenkriechen, resultierend aus der Verlagerung der Bodenteilchen durch Forstwechselphasen (Kryoturbation). Jäckli (1957) reiht alle langsamen und flachgründigen Schuttbewegungen unter diesem Begriff ein. Als Ursache für Solifluktion führt er Eintrag von Schmelzwasser durch die Schneeschmelze, aber auch auftauendes Bodeneis sowie Frosthebung von Bodenpartikeln durch Kammeis, Eislinsen, und Schneedruck an. Ahnert (2003) unterscheidet zahlreiche Formen des flachgründigen Fließens, verwendet den Begriff Solifluktion jedoch nicht. Gelifluktion beschreibt er als langsames, hangabwärts gerichtetes, Fließen von wassergesättigtem Bodenmaterial über Dauerfrostboden.

In der gegenständlichen Arbeit wird Solifluktion nach Anderson (Anderson, 1906) verstanden. Solifluktion wird somit definiert als hangabwärtsgerichtetes flachgründiges und langsames Fließen von wassergesättigtem Lockermaterial sowohl über geforenem als auch über ungefornem Grund (auch wenn Anderson seine Definition von Solifluktion eindeutig aufgrund von Untersuchungen im periglazialen Raum formuliert, so ist eine Beteiligung von Dauerfrostboden nicht ausdrücklich enthalten).

Solifluktion ist an das Auftauen des Bodenfrostes gebunden. Jährliche Schwankungen der Mächtigkeit des bewegten Bodenhorizontes und der Bewegungsraten sind daher auf klimatische Einflüsse zurückzuführen. Entscheidende Faktoren sind (1) die Frostbodentiefe, welche von den herbstlichen Temperaturen, dem Einschneitermin sowie der Mächtigkeit und Dauer der winterlichen Schneedecke abhängig ist, und (2) die Auftaugeschwindigkeit des Frostbodens, welche durch die Frostbodentiefe sowie durch Temperatur und Schneefälle im Frühsommer bestimmt wird.

„Entscheidend für die Solifluktionsintensität sind also letztlich der Wassergehalt des Auftaubodens über gefornem Untergrund und die Dauer des wasserstauenden Frostbodens,

die wiederum vor allem von der Frostodentiefe abhängt.“ (Stingl u. a., 2010)

Aus der Interaktion dieser Einflussfaktoren lässt sich ableiten, dass generell in der früh-jährlichen Auftauschicht über Permafrostboden Idealbedingungen für das Auftreten von Solifluktion herrschen. Solifluktionstätigkeit findet daher in der fröhsommerlichen Auftauphase statt und es kommt innerhalb weniger Tage bzw. Wochen zu einem Bodenversatz von mehreren cm. Dieser ist in erster Linie auf Durchtränkungsfließen zurückzuführen, Frostkriechen/ Regelationsfließen und damit auch die Anzahl der Frostwechselphasen, spielen nur eine untergeordnete Rolle (Stingl u. a., 2010). Aufgrund des bedeutenden Einflusses des Wassergehalts der auftauenden Bodenschicht auf das Durchtränkungsfließen kann es auch in sehr flachen Hangabschnitten (Hangneigung bis zu unter 10°) zum Auftreten von Solifluktion in Folge starker Durchtränkung kommen.

Die Bewegungsraten der Solifluktion liegen meist bei wenigen cm/a (4-7cm/Jahr nach Rapp (1960); 5cm/Jahr nach Ahnert (2003)). Stingl u. a. (2010) führen mit 2-22cm/a etwas höhere Versatzraten an.

Als typische Formen infolge des Bodenfließens entstehen Solifluktionsloben. Als Richtwert für ihre Mächtigkeit können ca. 50cm gelten. (Ahnert, 2003).

4.8.1 Quantifizierung der Materialverlagerung

Die Solifluktionsbewegung wird meist über eine Messung des zeitlichen Versatzes von markierten Bodenpunkten vorgenommen. Die Markierungen können bemalte oder besprayte Steine oder Holzpflocke sein (Rapp, 1960). Letztere können in unterschiedliche Bodentiefen eingebracht werden, um Unterschiede in der Fließgeschwindigkeit in den Bodenschichten zu bestimmen. Bringt man die Marker jedoch zu tief ein, fußen sie unter Umständen bereits im stabilen Untergrund. Rapp (1960) gibt die Installation von Holzpflocken in 15cm bis 20cm und in 40cm bis 50cm Tiefe an. Die Marker wurden in Linienformation sowohl in als auch quer zur Fließrichtung ausgebracht. Mit einem Maßband wurden die Positionen der Markierungen einmal im Jahr, jeden Sommer, vermessen. Heutzutage stellt die Verortung mit modernen Mitteln (z.B. DifferentialGPS) eine praktikable Alternative zum Maßband dar. Aufgrund der geringen durchschnittlichen Bewegungsraten sind mehrjährige Messzeiträume notwendig.

In der Praxis ist es schwierig, kryogene Bodenbewegungsraten durch Kammeis und Frosthübe von der eigentlichen Solifluktion zu unterscheiden. Es kann davon ausgegangen werden, dass eine Messung der Bewegungsraten durch Solifluktion stets die Gesamtbewegung wiedergeben wird. Dies gilt speziell für Hochgebirgsräume, in welchen Frostwechselphasen auch im Sommer nicht ungewöhnlich sind und somit eine saisonal begrenzte Messung keine Alternative darstellt (Rapp, 1960).

Stingl u. a. (2010) setzen seit Mitte der 1990er eine neue vollautomatische Messeinrich-

4. Methodische Grundlagen

tung ein, mit deren Hilfe erstmals der genaue Zeitraum der jährlichen Solifluktion sowie der Anteil von Durchtränkungsfließen und Frostkriechen/ Regelationsfließen an der Gesamtbe-
wegung bestimmt werden konnte.

Da der Zeithorizont der gegenständlichen Arbeit weit enger gefasst war, konnte eine direkte Messung der Bewegungsrate von Solifluktionsloben nicht durchgeführt werden. Die Bewegungsgeschwindigkeit ist jedoch für die Benennung der durch Solifluktion verlagerten Volumina nicht von Bedeutung.

Eine grobe Abschätzung der durch Solifluktion bewegten Volumina kann unter Verwendung des Prinzips, welches im Zusammenhang mit den Murablagerungen bereits beschrieben wurde (vgl. 4.6.4), vorgenommen werden. Die von Solifluktion betroffene Fläche des Untersuchungsgebiets wurde im Rahmen der geomorphologischen Kartierung erfasst, und mit Hilfe eines GIS errechnet. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Solifluktionsloben wurde in einigen stichprobenartigen Feldmessungen bestimmt. Aus Fläche und Mächtigkeit der Loben konnte schließlich das bewegte Volumen errechnet werden.

Zur umrechnung des von Solifluktion betroffenen Bodenvolumens in Masse wurde nach Rapp (1960) eine durchschnittliche Bodendichte von 1.8g/cm^3 herangezogen.

4.9 Ermittlung des Sedimentvolumens des Sanders

Die Ermittlung des Volumens von Mur- und Felssturzablagerungen sowie von Soliflukti-
onsloben wurde bereits in den vorangehenden Kapiteln (4.6.4, 4.7.4, 4.8.1) beschrieben. In diesen Fällen konnte die Mächtigkeit der Sedimente problemlos mit einem Maßstab im Feld erhoben werden, da die Ablagerungen kleinräumig abgrenzbar waren und über die umlie-
gende Geländeoberfläche hinausragten. Im Falle von mächtigen Schutt- und Moränenab-
lagerungen am Hang sowie talfüllenden Sedimenten ist dies nicht möglich. Hier kommen andere Lösungsansätze zum Einsatz.

Hoffmann u. Schrott (2003) vergleichen die Modellierung von Sedimentmächtigkeiten basierend auf refraktionsseismischen Messungen mit jenen auf Basis einer polynomischen Regression der Felsverläufe, welche aus einem digitalen Höhenmodell mit einer Auflösung von 10m abgeleitet wurden. Die Werte der polynomischen Regression überschätzen die seismisch ermittelten Tiefen um den Faktor 2 bis 5. Schrott u. a. (2003) stellen einen ähnlichen Vergleich an. In engen Talbereichen mit besonders steilen Felswänden werden die Sedimentmächtigkeiten mit der polynomischen Regression teilweise um das Zehnfache überschätzt, während die Werte in Gebieten mit moderaten Talformen mit den aus der Refraktionsseismik gewonnenen Ergebnissen harmonisieren. Die zuverlässigeren Ergebnisse liefert demnach die Untergrunderkundung mittels geophysikalischer Methoden.

Am Sander wurde 2006 eine Untergrunderkundung mittels Gleichstromgeoelektrik, Bodenradar, Hammerschlagseismik und Radiomagnetotellurik durchgeführt. Die Ergebnisse

wurden von Geilhausen (2007) ausgewertet. Für die Ableitung der durchschnittlichen Sedimentmächtigkeiten am Sander stellte er die Ergebnisse der Radiomagnetotellurik (welche sich zu diesem Zeitpunkt noch im Versuchsstadium für tiefeingeschnittene Hochgebirgstäler befand) zugunsten der Gleichstromgeoelektrik, des Bodenradars und der Hammerschlagseismik zurück. Diese drei Erkundungsmethoden werden im Folgenden beschrieben.

4.9.1 Bodenradar

Geo- oder Bodenradarapparaturen emittieren hochfrequente elektromagnetische Wellen über eine Antenne in den Untergrund. Der elektromagnetische Impuls wird von Inhomogenitäten und Schichtgrenzen reflektiert und von einer zweiten Antenne empfangen. Die benötigte Zeit von der Emission des Signals bis zum Empfang wird gemessen. Während der wiederholten Messungen wird der Abstand zwischen den Antennen entlang eines festgelegten Profils schrittweise erhöht. Die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen im Boden wird über das Verhältnis Zeit/Antennenabstand errechnet. Sie hängt von den dielektrischen Materialeigenschaften des Untergrunds ab. Das Ergebnis ist ein zweidimensionales Abbild einer Schnittfläche durch den Untergrund.

Über die Frequenz der emittierten Wellen kann die räumliche Auflösung und die Eindringtiefe der Untersuchung gesteuert und an die jeweiligen Erkundungsziele angepasst werden. Mögliche Frequenzen reichen von 10MHz bis zu 1 GHz. Je höher die Frequenz, desto höher die Auflösung und desto geringer die Eindringtiefe. Weiters führt eine höhere Wellengeschwindigkeit zu einer Reduzierung der Auflösung. Um diese Parameter bereits im Vorfeld abschätzen bzw. festlegen zu können ist eine genaue Kenntnis des geomorphologischen Kontextes der Untersuchung notwendig.

Die erreichbare Eindringtiefe bei gegebener Frequenz hängt im Wesentlichen von der dielektrischen Konstante und der elektrischen Leitfähigkeit des Untergrundes ab. Je höher die Leitfähigkeit, desto geringer die Eindringtiefe. Dementsprechend führt hoher Wasser- bzw. Tongehalt zu einer deutlichen Verringerung der erreichbaren Tiefe. Reines Grundwasser oder auch Schmelzwasser von Gletschern enthält jedoch sehr wenig gelöste Stoffe, speziell Salze, was zu einer sehr geringen Leitfähigkeit und einem geringen Signalverlust führt. Die höchsten Eindringtiefen werden auf trockenem und schlecht leitendem Schutt (30 bis 60m) sowie in sandigem Untergrund (15 bis 30m) erzielt (Schrott u. Sass, 2008).

Vorteile dieser Methode sind die hohe räumliche Auflösung sowie die rasche Durchführbarkeit im Feld. Probleme können entstehen, wenn die dielektrischen Eigenschaften von aneinander angrenzenden Materialien sehr ähnlich sind. In diesem Fall kommt es zu keiner Reflexion der elektromagnetischen Wellen an der Materialgrenzfläche und die entsprechende Schichtgrenze ist auf dem Radargramm nicht zu erkennen. Ein weiteres Problem kann sich durch jenen Teil der Impulse ergeben, die nicht in den Boden, sondern in die Atmosphäre

4. Methodische Grundlagen

emittiert werden. Diese können von aufragenden Gegenständen wie Bäumen reflektiert werden und führen dadurch zu einem sehr hohen Rauschanteil im Radargramm bzw. können dieses sogar unbrauchbar machen.

Die Untergrunderkundung durch Georadar verspricht die besten Ergebnisse in Gebieten mit geringer Waldbedeckung, speziell in arktischen oder alpinen Zonen oberhalb der Waldgrenze mit geringer Bodenentwicklung.

4.9.2 Gleichstromgeoelektrik

Unter dem Begriff Geoelektrik wurde ursprünglich die Änderung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe entlang eines eindimensionalen senkrechten Profils verstanden. Um den Widerstand zu messen wird eine konstante Spannung über zwei Elektroden in den Boden eingebracht und die resultierende Spannung wird an zwei weiteren Elektroden gemessen. Dadurch erhält man den scheinbaren Widerstand im Untergrund. Die Position der Einspeisungselektroden bleibt konstant in der Mitte des Profils, während die Abnahmeelektroden Schritt für Schritt zu beiden Seiten entlang des Profils auseinandergesetzt werden. Diese Messmethode wird als Schlumberger-Anordnung bezeichnet. Die Eindringtiefe des elektrischen Feldes hängt vom Abstand der Elektroden zueinander ab. Je weiter die Einspeisungselektroden von den Abnahmeelektroden entfernt sind, desto größer die Eindringtiefe.

Eine Weiterentwicklung ist die zweidimensionale Geoelektrik. Eine Kontrolleinheit schaltet bei dieser Applikation automatisch zwischen zahlreichen Konfigurationen mit 50 oder mehr Elektroden um. Ergebnis ist das Abbild einer Schnittfläche durch den Untergrund in scheinbaren Widerständen. Die tatsächlichen Widerstände werden durch eine Nachbearbeitung mit geeigneter Software errechnet. Über eine schrittweise Iteration wird die Abweichung zwischen den gemessenen scheinbaren Widerständen und den über ein Untergrundmodell simulierten Widerständen minimiert.

Die zweidimensionalen Messungen können ebenfalls in Schlumberger-Anordnung ausgeführt werden. Diese liefert besonders für Untergrundinhomogenitäten im Randbereich gute Ergebnisse. Die Wenner-Anordnung zeichnet sich durch ein gutes Signal/Rausch-Verhältnis aus und ist für die Detektion von horizontalen Schichtfolgen zu favorisieren. Die Dipol-Dipol-Anordnung ist besonders für die Abgrenzung von räumliche begrenzten Objekten im oberflächennahen Bereich zu empfehlen (Schrott u. Sass, 2008).

Der Abstand zwischen den Elektroden kann bei der 2D-Geoelektrik über eine große Bandbreite den Anforderungen der Erkundung angepasst werden und zwischen wenigen Zentimetern und mehreren hundert Metern liegen. Dies ermögliche eine Variation der Eindringtiefe von einigen Dezimetern bis hin zu hunderten von Metern. Bezüglich Topographie, Untergund und Vegetation sind den Anordnungen keine Grenzen gesetzt. Im Falle von sehr

grobblockigem Untergrund kann der Anschluss der Elektroden über nasse Schwämme erfolgen, bzw. können die Stahlspieße auch mit einem Hammer ins Festgestein geschlagen werden. Die besten Ergebnisse werden auf lehmigem und verhältnismäßig nassem Untergrund erzielt.

Da die gemessenen Widerstände bei geoelektrischen Erkundungen immer die eines gewissen Untergrundvolumens und nicht die eines spezifischen Punktes im Untergrund sind, ist es kaum möglich, scharfe Abgrenzungen von Objekten zu erkennen. Dies gilt besonders für große Eindringtiefen, da das Volumen pro gemessenem Widerstandswert mit der Tiefe zunimmt. Daher ist eine klare Abgrenzung zwischen Sedimenten und unterlagerndem Festgestein nur dann möglich, wenn ein großer Unterschied in der elektrischen Leitfähigkeit besteht. Ein weiterer Schwachpunkt der Gleichstromgeoelektrik ist die starke Überlappung der Widerstandsbereiche für spezifische Substrate. Die Widerstandswerte von nahezu allen Untergrundeinheiten können z.B. aufgrund des Wassergehalts um mehrere Magnituden variieren. Daher ist eine Zuordnung eines gemessenen Widerstandes zu einem bestimmten Substrat nicht direkt möglich.

Gleichstromgeoelektrik wird in geomorphologischem Kontext hauptsächlich und sehr erfolgreich für die Untersuchung von Rutschungen und von Permafrost eingesetzt.

4.9.3 Refraktionsseismik

Grundlage aller seismischen Messungen ist die Anregung elastischer Wellen zur Durchdringung des Untergrundes. Durch das an die Oberfläche zurückkehrende seismische Echo können Rückschlüsse auf die Untergrundstrukturen gezogen werden. Das ist möglich, da (1) seismische Wellen an Grenzflächen, die durch einen Wechsel des Materials und Störungszonen oder Einlagerungen im Gestein entstehen, reflektiert, gebeugt und gestreut werden und (2) die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen materialspezifisch ist. Je dichter das Material ist, desto schneller breiten sich seismische Wellen aus (Schrott u. Sass, 2008). Daher kann durch die Bestimmung der jeweiligen Wellengeschwindigkeiten und der Laufzeiten der Wellen ein Untergrundmodell erstellt werden, das Struktur und Material der Schichten sowie deren Grenzflächen widerspiegelt.

Zwei Typen von seismischen Wellen bewegen sich durch den Untergrund: (1) P(rimär)-Wellen, welche durch eine Deformation des Substrats parallel zur Ausbreitungsrichtung charakterisiert sind und (2) S(ekundär)-Wellen, welche den Untergrund normal zum Bewegungsvektor deformieren.

Eine grundlegende Voraussetzung für eine erfolgreiche seismische Untergrunderkundung sind die größere Dichte und damit die höheren Wellengeschwindigkeiten tieferliegender Substratschichten. Bei der Refraktionsseismik werden ausschließlich die ersteintreffenden P-Wellen berücksichtigt. Daher ist es notwendig, dass die seismischen P-Wellen der tiefer-

4. Methodische Grundlagen

liegenden Schichten die Geophone in einer gewissen Distanz vom Ausgangspunkt vor jenen aus darüberliegenden Schichten erreichen, um registriert zu werden.

Die Wellen werden durch eine seismische Quelle angeregt, wie etwa Sprengstoff, Fallgewichte oder Vibratoren. In geomorphologischen Untersuchungen wird meist mit einem 5kg schwere Vorschlaghammer auf eine metallene Schlagplatte auf der Bodenoberfläche geschlagen. Das seismische Echo wird von zahlreichen Geophonen gleichzeitig aufgezeichnet. Diese sind entlang einer vorher festgelegten Auslage positioniert, jener Linie, entlang der ein seismisches Untergrundprofil erstellt werden soll. Die Aussendung und Erfassung der seismischen Wellen geschieht mehrmals hintereinander, wobei der Anregungspunkt jedes Mal entlang der Trasse versetzt wird. Im Fall von zweidimensionalen Messungen, wie auch am Sander durchgeführt, werden die Geophone auf einer Linie in äquidistanten Abständen zwischen 1m und 5m platziert. Ein Vorschlaghammer als Quelle der seismischen Wellen reicht aus, um Messdistanzen von ungefähr 50m und selten mehr als 90m zu bedienen. Dies ermöglicht eine Erkundungstiefe von ca. 10m bis 30m (Schrott u. Sass, 2008).

Folgende Aufgaben können mit seismischer Untergrunderkundung gelöst werden:

- * Erkundung regionaler und lokaler geologischer Strukturen des Untergrundes
- * Erkundung von Verwerfungen, Störungen, Klüften
- * Erkundung von Schichtgrenzen (insbesondere Aquifere und grundwasserstauende Horizonte)
- * Hohlraumerkundung

Die Anbringung der Geophone in der Geländeoberfläche kann, je nach Substrat, schwierig sein. Blockgletscher und Halden mit grobem Schutt stellen in dieser Hinsicht ein Problem dar. Die Ankopplung an besonders große Blöcke oder ans Festgestein muss meist mit Hilfe von Bohrlöchern für die Geophone erfolgen.

Die unmittelbare Nähe von Fließgewässern, starker Wind und aufprallende Regentropfen können starke Störungen in den Aufzeichnungen der Geophone verursachen, so dass die Ergebnisse der Untergrunderkundung unbrauchbar werden.

Die Interpretation der Seismogramme kann ebenfalls Probleme verursachen, da Wellengeschwindigkeiten oft nicht spezifisch für ein bestimmtes Material sind. So gibt es z.B. eine deutliche Überlappung der Geschwindigkeitsbereiche von Festgestein und Sedimenten.

Das Volumen von Sedimentspeichern kann neben den bereits erwähnten Methoden auch über die Materialein- und -austragsraten verbunden mit der Kenntnis des Zeitraumes, in dem diese Aktivitäten stattfanden, berechnet werden. Meist sind jedoch die Änderungen der Prozessraten über einen repräsentativen Zeitraum nicht bekannt, sondern nur der

4. Methodische Grundlagen

Materialein- und -austrag zu einem bestimmten Zeitpunkt bzw. während eines kurzen Zeitfensters. In diesem Fall gelten die Ergebnisse dieser Methode nur unter der Prämisse, dass die Materialverlagerungsraten über den gesamten Entwicklungszeitraum des Speichers im Durchschnitt gleich waren, sind also sehr spekulativ.

Kapitel 5

Ergebnisse

5.1 Abfluss (Zusammenfassung)

Im Rahmen der Feldmessungen wurden während sechs Geländeaufenthalten 65 Abflussmessungen durchgeführt. 45 davon erfolgten im Hauptbach mittels hydrometrischem Messflügel, 10 in den größeren Nebengerinnen mittels Salzverdünnungsverfahren und weitere 10 in den kleineren Seitenbächen mittels Messgefäßen.

Die Messungen im Hauptbach fanden am Sanderausfluss statt und zeigten, sowohl im Tagesverlauf als auch saisonal, sehr stark schwankende Abflüsse zwischen $2\text{m}^3/\text{s}$ und $15\text{m}^3/\text{s}$. Die Wassertiefe am Messpunkte erreichte Werte zwischen 10cm und 50cm. Am Zufluss zum Sander betrug sie bis zu 3m.

Die Ursache für die hohe Amplitude der Messwerte liegt in der Dominanz der glazialen Einflussfaktoren. Über 24km^2 des 34km^2 großen Einzugsgebietes des Hauptgerinnes sind vergletschert. Das Zungenende der Pasterze befindet sich nur wenige hundert Meter vom Sanderzufluss entfernt, sodass die glaziale Charakteristik des Abflussverhaltens kaum von tributären Zuflüssen oder Zwischenspeichern verändert wird. Zusätzlich bestehen die eisfreien Bereiche zu einem großen Teil aus nackten Felswänden, die das glaziale Abflussregime kaum beeinflussen. Die Wasserverfügbarkeit hängt somit hauptsächlich von der Schmelzrate im von Gletschern bedeckten Bereich des Einzugsgebietes ab.

Die Lufttemperatur gilt als der bedeutendste alleinstehende Einflussfaktor auf den Gletscherabfluss alpiner Gletscher. Auch wenn der Abfluss keine einfache, lineare Funktion der Lufttemperatur ist, ergaben die Feldmessungen doch einen hochsignifikanten Zusammenhang, der in Form einer Exponentialfunktion ausgedrückt werden kann. Die einbezogenen Temperaturwerte stammen von einer Messstation beim Sperrwärterhaus des Margaritzen-speichers, nur ca. 1km Luftlinie vom Sander entfernt.

Der Gletscherabfluss wird neben der Lufttemperatur noch von weiteren meteorologischen Faktoren gesteuert. Wolkenbedeckung führt am Tag zu geringerer Sonneneinstrah-

lung und damit zu geringerem Abschmelzen der Gletscher. In der Nacht verhindert eine Wolkendecke jedoch ein weiteres Absinken der Lufttemperatur und begünstigt somit Abschmelzvorgänge. Niederschläge in flüssiger Form werden fast unmittelbar abflusswirksam, in fester Form erhöhen sie jedoch die Albedo des Gletschers entscheidend und verringern die Abschmelzrate. Weiters beeinflussen interglaziale Wassertaschen und die Regelation, das druckbedingte Schmelzen von Eis an der Gletschersohle, den Gletscherabfluss. Die beschriebenen meteorologischen Einflüsse spiegeln sich hervorragend in den gemessenen Tagesganglinien am Sanderausfluss wider.

Die Jahresganglinie des Abflusses eines glazialen Einzugsgebietes zeigt üblicherweise einen erhöhten Abfluss während der Ablationsperiode (ca. Mai bis Oktober) mit einem Peak zur Schneeschmelze im Frühjahr und einem Peak zur höchsten Gletscherschmelze im Sommer bzw. Spätsommer, und einen geringen Restabfluss während der Akkumulationsperiode (November bis April). Die Messungen des Abflusses wurden nicht kontinuierlich über die Ablationsperiode verteilt, sondern während der sechs Geländeaufenthalte genommen. Eine Darstellung der jahreszeitlichen Abflussschwankungen nur durch Messergebnisse ist daher nicht möglich. Aufgrund des hochsignifikanten Zusammenhangs zwischen Lufttemperatur und Gletscherabfluss schien es daher sinnvoll, den Abfluss mittels der durchschnittlichen Tagestemperatur zu rekonstruieren. Die so generierte Abflussganglinie zeigt den erhöhten Abfluss während der Ablationsperiode (80% des Schmelzwassers fließen zwischen Mai und Oktober ab) und einen Peak Ende Juli, während der höchsten Gletscherschmelze. Die Ganglinie scheint also prinzipiell sinnvolle und verlässliche Ergebnisse zu liefern. Da die Kurve ausschließlich über die Lufttemperatur rekonstruiert wurde, wird der nivale Charakter des Abflussregimes jedoch nicht erfasst. Dies ist möglicherweise der Grund, warum 2006, mit einem Jahresabfluss von ca. 100 Mio.m³, hinter dem Trend steigender Abflüsse der Jahre 1970 bis 1994 etwas zurückbleibt, obwohl dieses Jahr eine höhere Durchschnittstemperatur aufweist als fast alle Jahre des Vergleichszeitraumes.

5.2 Lösungsfracht (Zusammenfassung)

Wasser kommt in der Natur nicht in chemisch reiner Form vor. Es enthält daher immer eine gewisse Menge an gelösten Stoffen. Es lassen sich organische und anorganische Stoffe unterscheiden. Im sedimenthaushaltlichen Kontext sind die organischen Bestandteile jedoch nicht von Interesse. Die gelösten Stoffe können weiters in Hauptinhaltsstoffe, Begleitstoffe und Spurenstoffe aufgeteilt werden, wobei im Rahmen dieser Untersuchung nur die beiden erstgenannten berücksichtigt wurden.

Der Hauptanteil der gelösten Inhaltsstoffe stammt in glazialen Einzugsgebieten aus der chemischen Verwitterung von Festgestein und Gletscherschliff, atmosphärischer Eintrag - er wird hauptsächlich über Niederschlag in Form von Aerosolen eingebracht - ist von weitaus

5. Ergebnisse

geringerer Bedeutung.

Die Intensität der chemischen Verwitterung hängt maßgeblich von der Gesteinsart, dem Relief und von Temperatur und Niederschlag ab. Außerdem stellt sich die Frage, wie lange und in welchem Verhältnis das Schmelzwasser in direktem Kontakt zum Festgestein steht. Der Einfluss von Boden und Vegetation ist in glazialen Einzugsgebieten von geringer Bedeutung. Generell weisen glaziale Schmelzwässer eine deutlich höhere Lösungskonzentration als Niederschlagswasser, im globalen Vergleich aber dennoch sehr niedrige - wenn auch hoch variable - Gesamtkonzentrationen auf.

Mittels Atomabsorptionsspektrometrie wurden 68 Proben, davon 59 im Hauptbach, analysiert. Die durchschnittliche Lösungskonzentration im Hauptgerinne lag bei 23,5mg/l, mit einer Schwankungsbreite von 16mg/l bis 32mg/l. Die Durchschnittskonzentration der Nebenbäche lag bei 35,4mg/l mit einer Amplitude von 21 bis 41mg/l. Generell wiesen alle Wasserproben des Hauptbaches und alle der Nebengerinne, jeweils für sich, eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung auf. Auffällig war in sämtlichen Gerinnen der hohe Anteil an Kalzium, der höchstwahrscheinlich auf den Kalkglimmerschiefer im Untersuchungsgebiet zurückzuführen ist.

Mittels Lösungskonzentration und Abfluss kann die Lösungsfracht, die pro Zeiteinheit transportierte Masse gelöster Stoffe, berechnet werden. Zu bemerken ist, dass der Zusammenhang zwischen Lösungskonzentration und Abfluss ein inverser ist (ABB. 5.10), was einerseits durch die differierenden Anteile an subglazialen (höhere Lösungskonzentration) und supraglazialen (geringere Lösungskonzentration) Wässern, andererseits durch die höhere Wahrscheinlichkeit für direkten Felskontakt bei niedrigeren Fließgeschwindigkeiten, zu erklären ist. Der Zusammenhang zwischen Abfluss und Lösungsfracht ist direkt proportional, der oben erwähnte Verdünnungseffekt wird somit durch die größere Wassermenge kompensiert.

Im Tagesverlauf waren bei Schönwetter im Hauptbach charakteristische Schwankungen der Lösungskonzentration zu beobachten. Stieg am Morgen der Abfluss an, ging die Lösungskonzentration zurück, am Abend konnte der umgekehrte Effekt beobachtet werden. Bei aufgrund von Schlechtwetter eher gleich bleibendem Abfluss konnten ebenfalls Schwankungen der Lösungskonzentration beobachtet werden, was wahrscheinlich auf das zeitlich variable auftreten von Niederschlägen zurückzuführen ist. Die tägliche Schwankungsbreite der Lösungsfrachtwerte im Hauptgerinne lag zwischen 30g/s und 100g/s. Derartige Berechnungen konnten mangels ausreichender Beprobung für die Nebengerinne nicht angestellt werden.

Zur Berechnung der jahreszeitlichen Schwankungen der Lösungsfracht, wurde, aufgrund des hoch signifikanten Zusammenhangs zwischen Abfluss und Lösungsfracht, die in Kapitel 5.1 erwähnte Jahresganglinie des Abflusses herangezogen. Entsprechend der großen Schwankungsbreite dieser Abflusskurve, ist auch die Amplitude der Lösungsfracht im Jah-

resverlauf sehr groß. Im Winter werden pro Tag nur eine halbe bis eine Tonne gelöster Stoffe ausgetragen, im Sommer sind es an Schönwettertagen hingegen 15t bis 20t.

Die Gesamtsumme an gelöstem Material, welches jährlich aus dem Untersuchungsgebiet ausgetragen wird, beträgt 2500t. Bei einer Einzugsgebietsgröße von 34km² ergibt sich dadurch ein spezifischer Austrag von 75t/km²/a. Da einige Einflüsse zwar identifiziert, jedoch nicht gemessen werden konnten, ist insgesamt anzunehmen, dass durch diese Zahl der tatsächliche Austrag unterschätzt wird.

17 Probenpaare wurden gleichzeitig am Sanderzufluss und am Sanderausfluss genommen, was es ermöglicht, den Lösungshaushalt des Sanders zu bestimmen. Die durchschnittliche Lösungskonzentration am Zufluss betrug 22,75mg/l, jene am Ausfluss 23,22mg/l. Die Lösungskonzentration erhöhte sich somit auf der 400m langen Fließstrecke durchschnittlich um 0,47mg/l, was einerseits durch den Zufluss von stärker mineralisiertem Wasser aus den Seitenbächen, andererseits durch die geringfügige Lösung von Gestein zu erklären ist.

Da die Unterschiede der Lösungskonzentration zwischen Zufluss und Ausfluss sehr gering ausfallen, kann davon ausgegangen werden, dass die Lösung von Gestein im Untersuchungsgebiet selbst für den Massenhaushalt von geringer Bedeutung ist.

Neben der Rate der Materialumlagerung durch einen Prozess (verlagerte Masse pro Zeiteinheit, z.B. t/a), kann auch die pro Zeiteinheit verrichtete „geologische Massenverlagerung“ nach Jäckli (Jäckli, 1957) angegeben werden. Da es sich bei allen in dieser Arbeit beschriebenen Abläufen um geomorphologische Prozesse handelt, neben der Zugehörigkeit einzelner Prozesse ebenfalls zu anderen Disziplinen, wird auf den folgenden Seiten von „geomorphologischer Massenverlagerung“ gesprochen.

5.3 Schwebstofffracht (Zusammenfassung)

In alpinen, glazial geprägten Systemen spielt der Schwebstofftransport eine bedeutende Rolle. Glazialerosion, die große Steilheit der Hänge und hohe die Fließgeschwindigkeit und Turbulenz der Fließgewässer sind hierfür die wichtigsten Gründe. Die intensive Glazialerosion und die daraus resultierenden großen Mengen an Gletscherschliff bedingen einen hohen Feinanteil der Schwebstofffracht.

Im Rahmen der Feldmessungen wurden 169 Proben im Hauptgerinne genommen, in den Seitenbächen wurden aufgrund der geringen Bedeutung für den Massenhaushalt nur wenige Messungen durchgeführt.

Die Ergebnisse der Messungen im Hauptgerinne zeigen einen direkt proportionalen Zusammenhang zwischen Schwebstoffkonzentration und Abflussmenge. ABB. 5.15 Die Werte schwankten zwischen 0,1g/l und 0,15g/l bei Abflüssen von 2m³/s bis 4m³/s und 0,1g/l und 2,6g/l bei Abflüssen von 10m³/s bis 12m³/s. Der Tagesmittelwert lag während der Ablationsperiode bei 0,43g/l. Die Schwebstofffracht ergibt sich aus der Multiplikation von

5. Ergebnisse

Schwebstoffkonzentration und Abflussmenge. Der Zusammenhang ist daher ebenfalls direkt proportional und korreliert höher als bei Schwebstoffkonzentration und Abfluss. ABB 5.16 Die Zusammenhänge sind generell nicht linear, bei hohen Abflüssen steigen die Konzentrationen stärker an, als bei niedrigen. Die klare funktionale Verbindung ist von sehr komplexem Charakter, wie die signifikanten Abweichungen in beiden Kurven, die auf unterschiedliche Materialverfügbarkeit zurückzuführen sind, zeigen. Die Sedimentverfügbarkeit ist von der subglazialen Verteilung des Sediments, von der saisonal variablen Ausprägung der subglazialen Abflussbahnen und von hydraulischen Variablen abhängig. Der Tagesgang der Schwebstofffracht verläuft analog zu jener des Abflusses. Der Höchstwert des Schwebstoffgehalts fällt dabei jedoch meist nicht mit dem täglichen Abflusspeak zusammen, sondern geht ihm etwas voraus. Dies ist auf den so genannten Hysteresiseffekt zurückzuführen. Ursache sind Entleerungseffekte im Gletscher, die subglazialen Sedimentressourcen werden zu einem großen Teil entleert, bevor das Tagesmaximum des Abflusses erreicht ist. Die Folge ist, dass die Sedimentkonzentration während steigender Abflüsse höher ist, als während sinkender.

Aufgrund der Abhängigkeit der Schwebstofffracht vom Abfluss ergeben sich entsprechend hohe intraannuelle Schwankungen. An einem Wintertag werden nur rund 50 kg an Schwebstoffen ausgetragen, im Sommer liegen die Tageswerte bei bis zu 1.500t. Von Mai bis Oktober werden rund 95% der Jahresschwebstofffracht ausgetragen. Austragesstärkster Monat des Jahres 2006 war der Juli mit rund 18.000t, was ca. 38% des Jahresaustrags entspricht.

Schwebfrachtmessungen wurden in geringer Zahl in den sechs größten Seitenbächen durchgeführt. Der Schwebstoffgehalt betrug bei allen Messungen ca. 0.1g/l und wies somit keine signifikanten Konzentrationsunterschiede auf. Der Jahreseintrag an Schwebstoffen aus den Seitenbächen in die Sanderfläche betrug nur etwa 150t, etwa 0.3% des Gesamtschwebstoffaustrags. Im Jahr 2006 wurden rund 50.000t Sediment in Suspension aus dem Untersuchungsgebiet ausgetragen. Der signifikante Zusammenhang zwischen Abfluss und Schwebstofffracht ermöglicht eine Berechnung des Jahresschwebstoffaustrags über die Jahresabflussganglinie. Da diese Kurve jedoch über die mittleren Tagestemperaturen errechnet wurde, unterschätzt der oben angegebene Wert aller Wahrscheinlichkeit nach den tatsächlichen Schwebstoffaustrag. In der Abflussganglinie werden Schneeschmelze, Starkregenereignisse und die Ausspülung von subglazial angesammeltem Sediment im Frühjahr, nicht berücksichtigt.

Der Sander ist augenscheinlich ein mächtiger Sedimentspeicher. Um zu klären, ob auch aktuell noch Schwebstoffe abgelagert werden, wurden im Rahmen der Diplomarbeit 58 Probenpaare zur gleichen Zeit am Zufluss und am Ausfluss genommen. Wie bereits beschrieben, war die Verteilung der Schwebstoffkonzentration im Gerinnequerschnitt am Ausfluss, bei einer Wassertiefe von maximal 50cm, ausgesprochen homogen. Am Zufluss weist der Haupt-

bach jedoch eine Tiefe von mehr als 3m auf. Aus diesem Grund wurden am Zufluss, zusätzlich zu den oberflächennahen Proben, sporadisch auch Wasserproben aus 1m, 1.5m und 2m Tiefe genommen. Den Ergebnissen dieser Tiefenmessungen folgend, wurden die Ergebnisse der Auswertung der Oberflächenproben um 10% nach oben korrigiert. Der anschließende Vergleich der Probenpaare ergab, dass am Sanderausfluss um eine durchschnittlich um 0.8% geringere Schwebstoffkonzentration gemessen wurde. Diese geringe Abweichung legt den Schluss nahe, dass sich der Schwebstoffhaushalt der Sanderfläche über den Untersuchungszeitraum hinweg im Gleichgewicht befand. Die Ergebnisse zeigen jedoch sehr wohl intersaisonale Änderungen im Schwebstoffhaushalt. Es ergibt sich ein Muster, nach dem am Ende der Ablationsperiode, aufgrund der sinkenden Abflüsse, Schwebstoffe auf der Sanderfläche abgelagert werden, welche im Frühjahr durch die steigenden Abflüsse ausgetragen werden.

5.4 Lawinen

Geomorphologisch relevante Lawinentätigkeit ist im Untersuchungsgebiet auf den orographisch rechten Seitenhang des Sanders beschränkt. Am orographisch rechten Hangfuß wurden im Frühjahr 2006 Ablagerungen von Grundlawinen identifiziert. Neben der Exposition Richtung Nordost, durch welche eine mächtigere winterliche und auch frühjährliche Schneedecke bedingt ist, begünstigen auch die größere Hangneigung und die geringere Vegetationsbedeckung das Auftreten von Lawinen gegenüber dem orographisch linken Hang. Die Ablagerung von großen Einzelsturzböcken mit Volumina von jeweils mehreren Kubikmetern im Hangverlauf hingegen bedeutet eine erhöhte Geländerauhigkeit, wodurch die winterliche Schneedecke stabilisiert wird.

Im orographisch linken Hangbereich bzw. am Hangfuß fehlen geomorphologische Formen, welche auf die Verlagerung von Lithosphärenmaterial durch Grundlawinen schließen lassen. Die auf dem Großteil des Hanges vorkommenden langstieligen Gräser können Grundlawinen begünstigen, da sie, flach auf den Boden gedrückt, für den Schnee eine ideale Gleitfläche darstellen. Weitere, sporadisch auftretende Vegetation, wie Zwergsträucher und Büsche stabilisieren hingegen die Schneedecke.

Im Rahmen des ersten Geländeaufenthalts der insgesamt über eine Sommersaison verteilten Messungen, welcher Mitte Mai erfolgte, wurden am orographisch linken Seitenhang keine Lawinenkegel aus Altschnee angetroffen. Aufgrund der Südwestexposition dieses Hangbereiches scheint jedoch ein vollständiges Abschmelzen etwaiger Schneeakkumulationen vor dem Zeitpunkt des ersten Feldaufenthaltes plausibel. Die frühjährliche Vegetationsbedeckung war auf dem orographisch linken Hang fast flächendeckend in Form von alpinen Gräsern vorhanden. Es waren keine Erosionserscheinungen, wie eine flächenhafte Zerstörung der Grasnarbe, zu erkennen. Weiters konnten keine Ablagerungen von Lawinenschutt

5. Ergebnisse

identifiziert werden.

Am orographisch rechten Seitenhang des Sanders wurden im Mai zwei Lawinenkegel aus Altschnee (LK1 und LK2) kartiert. Beide befanden sich im Auslaufbereich von Tiefenlinien am Hang, welche deutlich durch die linienhafte Erosion von Bächen, Muren und Lawinen geprägt sind und überlagerten dementsprechend unmittelbar zwei Murkegel.

Das von den Grundlawinen abgelagerte Material besteht hauptsächlich aus remobilisiertem Schutt, welcher von Murablagerungen am Hang, Sturzhalden und Moränen stammt. Der Anteil an organischem Material ist aufgrund der sehr geringen Vegetationsbedeckung (hauptsächlich Pionierpflanzen wie Flechten, Moose und einzelne Gräser) äußerst klein.

Die im Frühjahr untersuchten Lawinenablagerungen reichten etwa 100m bis 120m in die Sanderfläche hinein. Dies ist ca. 5 Mal weiter als die unterlagernden Murkegel. Der Altschnee war zum Zeitpunkt der Geländearbeiten auf den äußersten 10m bis 50m der Ablagerungen bereits abgeschmolzen. Der in diesen Bereichen auf der Sanderfläche abgelagerte Schutt wurde jedoch aufgrund der Lagerung und Position (so weit im Zentrum der Sanderfläche konnten keine Ablagerungen anderer Herkunft entdeckt werden) mit großer Sicherheit als rezente Lawinenablagerung identifiziert. Der auf den Altschneekügeln liegende Schutt wurde ebenfalls ausschließlich den Lawinen zugeordnet. Der nachträgliche Eintrag von Sturzmaterial auf die Lawinenkegel, durch Steinschlag aufgrund der frühjährlichen Frostwechselfperiode, wurde als vernachlässigbar gering angenommen.

Lawinenkegel 1 (LK1) nimmt auf dem Sander eine Fläche von ca. 6.000m² ein. Davon entfallen 1.400m² auf Ablagerungszone 1, 2000m² auf Zone 2 und die restlichen 2.600m² auf Zone 3. In Zone 1 wurden ca. 4.8t, in Zone 2 ca. 2t Material kleiner Korngrößen sedimentiert. Zusätzlich wurden im gesamten Akkumulationsbereich ca. 2.1t Blockschutt abgelagert. Von den spätwinterlichen und frühjährlichen Grundlawinen des Jahres 2006 wurde am LK1 eine Sedimentmenge von ca. 9t akkumuliert.

Lawinenkegel 2 (LK2) hat eine Fläche von ca. 5.500m² und bedeckt damit eine etwas kleinere Fläche als LK1. 1.600m² wurden der Zone 1 zugeordnet, 1700m² der Zone 2. Der Sedimenteintrag Anfang 2006 war mit insgesamt ca. 11t höher als auf LK1. Etwa 6.4t entfallen auf Zone 1, ca. 4.4t davon waren Grobmaterial, ca. 2t Feinmaterial. 2.1t Sedimente fanden sich auf Zone 2, ca. 1.4t Grobmaterial, ca. 0.6t Feinmaterial. Zusätzlich wurden insgesamt ca. 2.5t Blockschutt abgelagert.

Insgesamt wurden ca. 20t Lithosphärenmaterial durch Lawinen auf dem Sander abgelagert. Die grobklastischen Sedimente, welche den größten Anteil der Ablagerungen ausmachen, unterliegen auf der Sanderfläche keiner weiteren Remobilisierung. Der Austrag des Feinanteils durch abfließendes Wasser nach kleinräumigen Überschwemmungen ist wahrscheinlich. Die Überflutung des gesamten Sanders und die Bildung eines entsprechend großen Sees gilt seit Anfang der neunziger Jahre jedoch als unwahrscheinlich (Krainer u. Poscher, 1992).

Die Lawinentätigkeit ist in entscheidendem Maße von den Witterungsbedingungen im Winter und Frühjahr abhängig. Es ist daher davon auszugehen, dass die Menge an durch Lawinen eingetragendem Lithosphärenmaterial von Jahr zu Jahr starken Schwankungen unterliegt.

Die im Mai 2006 am Sander gemessenen Materialeinträge durch Lawinen decken sich mit den von anderen Autoren publizierten Resultaten. Rapp (1960) gibt für das deutlich größere Einzugsgebiet von Kärkevagge den durchschnittlichen Lithosphärenmaterialtransport durch Lawinen mit 5m^3 bis 10m^3 pro Jahr an (Untersuchungszeitraum: 1 Jahr). Heckmann u. a. (2002) berichten von einem Sedimenttransport pro Jahr und Lawine, über zwei Einzugsgebiete und über drei Jahre hinweg gemittelt, von ca. 0,3t bis 3,9t und von einer sehr hohen Variabilität der Ergebnisse der Einzelmessungen.

Die Größe der transportierten Volumina/Massen kann von Lawine zu Lawine um mehrere Magnituden variieren (Heckmann u. a., 2002). Der jährliche Durchschnitt kann daher aus den Resultaten einer Geländesaison nicht abgeleitet werden.

5.5 Muren

Ablagerungen rezenter Muraktivität finden sich, ähnlich wie für Lawinen in Kapitel 5.4 beschrieben, am orographisch rechten Seitenhang der Sanderfläche. Hier lagern ausgeprägte Akkumulationskegel von Mur- und Lawinenschutt auf der Schwemmebene.

Am orographisch linken Seitenhang konnten keine Hinweise auf rezente Akkumulation von Mursedimenten identifiziert werden. Der annähernd flächendeckende Bewuchs weist ebenfalls auf das Fehlen rezenter Muraktivität hin. Eine Remobilisierung und in weiterer Folge ein Austrag der rezenten Murablagerungen aus dem Sedimentspeicher Sander scheint, wie in Kapitel 5.4 bereits erwähnt, unwahrscheinlich, da es seit der vollständigen Verfüllung des Sanders Anfang der neunziger Jahre zu keinen großen Überschwemmungen der Ebene mehr kommt. Die vorgefundenen Abblagerungen können daher als repräsentativ gelten. Einige reliktsche Murloben, zum Teil bereits stark überprägt, lassen sich dennoch am orographisch linken Hang erkennen.

Am orographisch rechten Seitenhang des Sanders verlaufen mehrere kleine Gerinne, welche in die Sanderfläche münden. An den Mündungen der zwei am stärksten ausgeprägten Tiefenlinien sind deutliche Murablagerungen zu erkennen. Die Beiden Kegel (MK1 und MK2) lagern auf der Sanderfläche und sind klar abgegrenzt. Die Murablagerungen bedecken eine weitaus geringere Fläche als die Lawinenkegel im Frühjahr und ragen nur wenige zehner Meter in die Sanderfläche hinein. MK1 weist in erster Annäherung eine halbkreisförmige Grundfläche auf, während MK2 in mehrere zungenförmige Loben unterteilt ist. Auf dem Hang selbst finden sich auf einigen Abschnitten schwach bis mäßig ausgeprägte Levees. Am besten ausgebildet sind sie entlang der zwei größeren Gerinne mit einer Höhe von 25cm bis

5. Ergebnisse

80cm, von der Tiefenlinie des Gerinnebetts bis zum Kamm gemessen. Im unteren Hangbereich sind außerdem Murloben vorhanden. Sämtliche untersuchten Ablagerungen wiesen eine geringe bis keine Sortierung auf. Die großteils aus umgelagertem Steinschlagschutt und Moränenmaterial bestehenden Ablagerungen setzten aus sehr unterschiedlichen Korngrößen zusammen. Die größten Blöcke erreichten ein Volumen von ca. $0,5\text{m}^3$.

Murkegel 1 (MK1) bedeckt auf dem Sander eine Fläche von ca. 1.800m^2 . Er weist eine durchschnittliche Mächtigkeit von 0,9m und eine maximale Mächtigkeit von 3,2m auf. Die Anhäufung von Material zu dieser Höhe ist durch eine senkrechte Geländestufe in Form eines etwa 5m hohen Festgesteinsaufschlusses bedingt. Dieser befindet sich im Mündungsbereich der Tiefenlinie, unmittelbar an der Sanderfläche. Durch den Sturz über diese Schwelle und den anschließenden Aufprall verliert die Mure sehr viel Energie und es kommt zur raschen Ablagerung. Das Volumen des Kegels beträgt ca. 1600m^3 .

Murkegel 2 (MK2) ist geringfügig größer und mächtiger. Er nimmt eine Fläche von etwa 2.100m^2 ein und besitzt eine durchschnittliche Ablagerungsmächtigkeit von ca. 1,2m. Die maximale Mächtigkeit beträgt jedoch nur ca. 2m. Das Volumen von Murkegel 2 beträgt demnach rund 2.500m^3 .

Das Gesamtvolumen beider Murkegel beträgt ca. 4.100m^3 . Die durchschnittliche Dichte der Murablagerungen wurde nicht bestimmt. Geht man von einer Dichte zwischen $1,8\text{t}/\text{m}^3$ und $2,5\text{t}/\text{m}^3$ aus (Iverson, 1997), ergibt sich eine auf der Sanderfläche lagernde Gesamtmasse der beiden Kegel von ca. 7.400t bis 10.250t. Als Basis für weitere Berechnungen wird der Mittelwert von ca. 8.800t herangezogen. Dies entspricht einer durchschnittlichen Dichte von $2,15\text{t}/\text{m}^3$.

Die Abschätzung des Eintrags von Mursedimenten auf die Sanderfläche in der Ablationsperiode 2006 gestaltet sich, auf Basis der Beobachtungen einer Sommersaison, schwierig und ist mit einigen Unsicherheiten verbunden. Im Untersuchungszeitraum konnte keine Akkumulation von Murmaterial im Sander beobachtet werden. Es ist somit anzunehmen, dass es im Jahr 2006 zu keinem Sedimenteintrag durch Muren auf die Sanderfläche kam. Geht man davon aus, dass der Sander, zumindest für grobklastische Sedimente, einen geschlossenen Speicher darstellt, so lässt sich die durchschnittliche Ablagerungsrate des grobklastischen Anteils der Mursedimente bestimmen, indem man den Zeitraum abschätzt, in welchem das insgesamt abgelagerte Murmaterial akkumuliert wurde.

Wie die Lawinenablagerungen unterliegen auch die klastischen Sedimente der Murkegel und -loben auf dem Sander keiner relevanten Umverlagerung, sieht man vom Austrag in gelöster Form ab. Daher muss sich das gesamte seit vollständiger Verfüllung der Schwemmfläche abgelagerte granulare Murmaterial noch im Sander befinden. Nimmt man an, dass das gesamte heute sichtbare Murmaterial (jener Teil, der auf der heutigen Sanderfläche lagert), nach Verfüllung des Sanders akkumuliert wurde, so kann man den Zeitraum, der für die Ablagerung dieses Materials notwendig war, bestimmen. Die Sanderfläche in der

heutigen Form existierte erstmals Anfang der neunziger Jahre, als der Sander, nach Installation der zweiten Steinschichtung, wieder vollständig verfüllt war (Krainer u. Poscher, 1992). Demnach wurden 4.100m^3 grobklastische Sedimente in ca. 15 Jahren auf dem Sander abgelagert. Diese stammen sowohl aus Murgängen und verwandten Prozessen, als auch von Lawinen. Wie oben erwähnt, wird die jährliche Akkumulation von Lithosphärenmaterial durch Lawinen auf ca. 20t geschätzt. Dies entspricht etwa 300t in 15 Jahren. Bei einer Gesamtmasse der beiden Kegel von ca. 8.800t ergibt sich eine Gesamtmurmasse von 8.500t. Der durchschnittliche Materialeintrag durch Muren in den Sander kann daher auf ca. 570t/a geschätzt werden.

Die jährliche Sedimentation lässt sich auch getrennt für die beiden Kegel (MK1 und MK2) am orographisch rechten Hangfuß berechnen. MK1 besteht aus ca. 3.450t Sedimenten, davon stammen ca. 135t von Lawinen. Die jährliche Ablagerungsrate von Murmaterial an MK1 beträgt daher durchschnittlich 220t. Das Gesteinsmaterial von MK2 hat eine Masse von ca. 5.400t. 165t entfallen auf die Lawinen. Der jährliche Materialeintrag durch Muren in Kegel 2 beträgt daher ca. 350t.

Aufgrund der Unsicherheiten bezüglich der Dichte des Murmaterials sind jedoch auch deutlich niedrigere bzw. höhere Werte möglich. Die Bandbreite für den jährlichen Materialeintrag reicht von 470t bis 660t. Die angegebenen Ablagerungsraten können also nur als grobe Schätzung bzw. Angabe der Magnitude angesehen werden.

5.6 Sturzprozesse

Eine auf Feldmessungen basierende Evaluierung der Massenverlagerung im Untersuchungsgebiet durch Sturzprozesse konnte aus methodischen Gründen nicht durchgeführt werden. Die Installation von Sedimentfallen unter den Ablösebereichen erschien aufgrund des kurzen Beobachtungszeitraumes von einer Ablationsperiode zu aufwändig. Die Abschätzung der Materialumverlagerung am Hang durch Schätzen des Ablagerungsvolumens war nicht möglich, da eine Unterscheidung zwischen Hangschutt, Moränenmaterial, Lawinenablagerungen und Murmaterial und in weiterer Folge eine Abschätzung der beträchtlich variierenden Hangschuttmächtigkeit nicht flächendeckend durchgeführt werden konnte. Alternativ wurde eine grobe Schätzung der Massenverlagerung, basierend auf Hangrückverwitterungsraten aus der Literatur, durchgeführt.

In den Sander selbst findet kaum Materialeintrag durch Sturzprozesse statt. Schutt, welcher auf der Sanderfläche abgelagert wurde stammt fast ausschließlich aus Mur- oder Lawinenereignissen. Dies lässt sich aufgrund der vorherrschenden Ablagerungsformen belegen. An den Seitenhängen, insbesondere dem orographisch rechten Hangbereich, und der Steilwand des Felsriegels stellen Sturzprozesse jedoch ein relevantes geomorphologisches Agens dar.

5. Ergebnisse

Der Materialtransfer durch Sturzprozesse wurde über Hangrückverwitterungsraten aus der Literatur und die sturzprozessrelevanten Ablöseflächen im Untersuchungsgebiet näherungsweise abgeschätzt. Für die vorliegende Untersuchung wird der von Hoffmann u. Schrott (2003) kolportierte Mittelwert für den „rockwall retreat“ von 0.5mm/a als Berechnungsgrundlage verwendet. Im Untersuchungsgebiet weist eine Lockermaterial- bzw. Festgesteinsfläche von 685.000m² eine Hangneigung größer 40° auf. Diese Flächen wurden als potentielle Ablösebereiche für Sturzprozesse erachtet. Multipliziert man diese Fläche mit der angenommenen durchschnittlichen jährlichen Rückverwitterungsrate ergibt sich eine Materialverlagerung durch Sturzprozesse von durchschnittlich 343m³/a. Dies entspricht etwa 960t/a, bei einer angenommenen Dichte von 2.8t/m³.

Im unteren Drittel des orographisch linken Hanges finden sich die Ablagerungen eines Felssturzes, deren Volumen bestimmt wurde. Dies wurde in ähnlicher Weise wie im Falle der Murkegel durchgeführt. Im Rahmen der geomorphologischen Kartierung wurde die von den Ablagerungen bedeckte Fläche erhoben. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Ablagerungen wurde im Gelände abgeschätzt. Sie beträgt ca. 2m. Die Fläche erstreckt sich über ca. 6.300m². Es ergibt sich ein Volumen von ca. 12.600m³. Dies entspricht einer Masse von ca. 35.300t, bei einer angenommenen Dichte von 2.8t/m³.

Die Abschätzung der durchschnittlichen Mächtigkeit der Ablagerungen wurde per Augenmaß vorgenommen und variierte beträchtlich über das gesamte Akkumulationsgebiet. Die Berechnung der tatsächlichen Fläche erfolgte auf einem Höhemodell des BEV mit einer Auflösung von 10m. Dieses weist für kleinräumige Fragestellungen, wie es auch jene der Felssturzaablagerungen ist, beträchtliche Ungenauigkeiten auf.

5.7 Solifluktion

Aufgrund des kurzen Beobachtungszeitraumes von einer Ablationsperiode konnte keine genaue Messung der Materialumverlagerung durch Solifluktion durchgeführt werden. Im Untersuchungsgebiet befinden sich jedoch ausgedehnte Bereiche mit ausgeprägten Solifluktionsloben. Um die Größenordnung der dort stattfindenden Massenverlagerung abschätzen zu können, wurde das Volumen der bewegten Bodenbereiche abgeschätzt.

Der von Solifluktionsloben bedeckte Bereich befindet sich im Südosten des Sanders, an den Hängen des Elisabethfelsens. Er besitzt eine Fläche von ca. 39.500m². Die Mächtigkeit der Solifluktionsloben variierte zwischen 7cm und 35cm. Die durchschnittliche Höhe über alle Messungen lag bei 23,2cm. Diese Daten decken sich mit den von Rapp (1960) gewonnenen Ergebnissen. Das bewegte Lockermaterial besteht zum größten Teil aus kleinen Korngrößen im sandigen bis schluffigen Bereich, wobei es sich um glaziale Ablagerungen handelt. An der unmittelbaren Oberfläche fanden sich Blöcke mit bis zu 0,5m Durchmesser, bei denen es sich vermutlich um Ablagerungen aus Sturzprozessen handelt.

Aus der Fläche und Mächtigkeit des bewegten Lockermaterials ergibt sich ein Volumen von ca. 9.200m^3 . Bei einer angenommenen Dichte von ca. $1,8\text{t}/\text{m}^3$ (Rapp, 1960) beträgt die bewegte Lockermaterialmasse $16.600\text{t}/\text{a}$. Von allen untersuchten Massenbewegungen im unmittelbaren Einzugsgebiet des Sanders wird somit durch Solifluktion am meisten Masse umgelagert. Zu einem ähnlichen Verhältnis kommt auch Rapp (1960) in Kärkevage. Zu berücksichtigen ist, dass Lithosphärenmaterial durch Solifluktion nur um eine sehr geringe Strecke, durchschnittlich ca. $5\text{cm}/\text{a}$ bewegt wird (Ahnert, 2003).

Aufgrund der Ungenauigkeit des Höhenmodells und der stichprobenartigen Messungen der Mächtigkeit der Solifluktionsloben können die ermittelten Volumina und Massen nur als grober Schätzwert gelten.

5.8 Sedimentvolumen

Zum Volumen der im Sanderbecken abgelagerten Sedimente wurden bereits mehrere Untersuchungen angestellt. Die Grundlage für die Schätzungen des Sedimentvolumens bildeten entweder Daten zu Ablagerungszeitraum und -raten oder indirekte Messungen der Mächtigkeit des akkumulierten Materials. Das geschätzte Materialvolumen variiert, je nach Quelle, zwischen ca. 240.000m^3 und ca. $1.800.000\text{m}^3$.

In den folgenden Absätzen werden die bisherigen Untersuchungsansätze und -ergebnisse zusammengefasst und einige neue Aspekte, welche bisher noch nicht diskutiert wurden, hinzugefügt. Eine endgültige Klärung dieser Frage ist wohl nur durch eine umfangreiche Beweissicherung inkl. Probebohrungen möglich.

Geilhausen, 2007 Geilhausen (2007) vergleicht in seiner Diplomarbeit „Erkundung des oberflächennahen Untergrundes glazifluvialer und fluvialer Sedimentspeicher“ vier unterschiedliche geophysikalische Methoden zur Untergrunderkundung. Drei Methoden, Gleichstromgeoelektrik, Georadar und Hammerschlagseismik, werden im Methodikkapitel 4.9 beschrieben und die Ergebnisse werden hier im weiteren zusammengefasst. Die vierte Methode, Radiomagnetotellurik, befindet sich in Gebieten mit stark wechselnder Topographie noch im Versuchsstadium und wird daher nicht näher betrachtet.

Am Sander wurden vier Georadar-Profilen, ein Hammerschlagseismik-Profil und drei Geoelektrik-Profilen (davon eines auf dem reliktschen Schwemmfächer im Norden der Schwemmfäche) gelegt. Die Lage der Messstrecken ist in Abb.... dargestellt. Ziel der Messungen war es, die Sedimentmächtigkeit im Sander zu bestimmen und so Rückschlüsse auf das abgelagerte Materialvolumen zu ermöglichen.

Auf der Sanderfläche zeichnen die drei geophysikalischen Methoden ein differierendes Bild. Abweichungen der Ergebnisse in einem gewissen Rahmen sind aufgrund der Natur der Methoden im Allgemeinen zu erwarten, diese fallen am Sander jedoch unerwartet deutlich

5. Ergebnisse

aus.

Die Profile GPR 3 (Bodenradar), DC 1 (Gleichstromgeoelektrik) und das Seismikprofil führen zentral über die Sanderfläche und ermöglichen so vergleichbare Resultate und relevante Aussagen über die durchschnittliche Mächtigkeit des Lockermaterials.

Ein Vergleich des Gleichstromgeoelektrik- mit dem Bodenradarprofil zeigt, dass die modellierte Lockermaterial-Festgesteins-Grenze der Geoelektrik im Durchschnitt etwa 10m über jener des Radargramms liegt. Für das Seismikprofil, welches nur den ufernahen Bereich der anderen Profile abdeckt, wurde der Refraktor zwischen Lockermaterial und Festgestein noch näher an der Sanderoberfläche modelliert. Geilhausen stuft die Ergebnisse der Bodenradarmessungen als glaubwürdig ein und erklärt die Abweichungen der Geoelektrikergebnisse mit einem zu niedrig angenommenen spezifischen Widerstand für das anstehende Gestein. Die Abweichungen der Hammerschlagseismik lassen eine Überschneidung der materialspezifischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen des unter den glazifluvialen Sedimenten angenommenen kompakten Grundmoränenmaterials und des Festgestein vermuten.

Auf dem Schwemmfächer zeigt sich eine bessere Übereinstimmung der Profile DC 3 und GPR 4. Die Lockersediment-Festgesteins-Grenzen des Geoelektrik-Profiles und des Radargramms weichen maximal 1.5m voneinander ab. Dieses Ergebnis wird jedoch durch den zu niedrig angenommenen spezifischen Widerstand des Festgesteins im Profil DC 1 in Frage gestellt. Wird der Widerstand für die Geoelektrikauslage auf dem Schwemmfächer ebenfalls korrigiert, so liegt die angenommene Lockersediment-Festgesteins-Grenze zwischen 7.4m und 9.6m anstatt zwischen 6m und 8m. Geilhausen schlägt, abgeleitet von dem Profil GPR 3, eine durchschnittliche Sedimentmächtigkeit des Sanders von 10m bis 15m vor.

Krainer und Poscher, 1992 Krainer u. Poscher (1992) schätzten einerseits die glazifluvialen Transport- und Sedimentationsverhältnisse im Sander für die Jahre 1966 bis 1988, andererseits führten sie auch Messungen der Ist-Situation in der Saison 1989/90 durch.

Das von 1966 bis 1988 im Sanderbecken abgelagerte Sedimentvolumen wird mit ca. 600.000m^3 angegeben. Dies entspricht einer durchschnittlichen jährlichen Sedimentationsrate von ca. 27.300m^3 und einer durchschnittlichen Sedimentmächtigkeit von ca. 5m (unter Annahme der heutigen Größe des Sanders von ca. 120.500m^3).

Die Feststoffzufuhr (Geschiebe- und Schwebfracht) durch den Gletscherbach der Pasterze beträgt laut Krainer u. Poscher (1992) ca. 40.000m^3 pro Jahr. Der Schwebstoffanteil liegt bei durchschnittlich etwa 17.000m^3 oder 42,5%. Das jährlich zugeführte Geschiebevolumen beträgt somit ca. 23.000m^3 . Unter der Annahme, dass, abgesehen von Extremereignissen, ein Austrag von Geschiebe aus dem Sander nicht möglich ist, kann aus diesen Angaben gefolgert werden, dass von 1966 bis 1988 pro Jahr durchschnittlich ca. 23.000m^3 Geschiebe und 4.300m^3 Schwebstoffe dauerhaft abgelagert wurden. Der Rest der eingetragenen

Suspensionsfracht, ca. $12.700\text{m}^3/\text{a}$ wurde ohne dauerhafte Zwischenspeicherung wieder aus dem Sander ausgetragen. Der Geschiebeanteil der jährlich im Sander dauerhaft abgelagerten Flussfracht beträgt demnach ca. 84%, der Anteil der Schwebstoffe ca. 16%.

Von der im Zeitraum September 1989 bis August 1990 glazifluvial eingetragenen Gesamtmenge an Schwebstoffen (ca. 25.300t) wurden ca. 20% bzw. 6.200t dauerhaft abgelagert. Legt man die durchschnittliche Dichte des im Sandersee abgelagerten Materials zu Grunde (ca. $1.4\text{t}/\text{m}^3$ (Hartmeyer, 2008)), so entspricht dies etwa einem Sedimentvolumen von 4.500m^3 .

Die Größenordnung der von 1966 bis 1988 durchschnittlich pro Jahr abgelagerten Schwebstoffmenge deckt sich mit jener aus den Messungen der Saison 1989/90. Zu der abgelagerten Geschiebemenge wurden am Sander bisher keine Messungen durchgeführt und aus den Angaben von Krainer u. Poscher (1992) geht der Modus operandi ihrer Abschätzung nicht klar hervor.

Schramm, 1996 Schramm (1996) errechnet über die Einzugsgebietsgröße von $33,8\text{km}^2$ und einen für die vorherrschende Lithologie angenommenen durchschnittlichen Abtrag von $1,5\text{mm}/\text{a}$ einen durchschnittlichen jährlichen Materialaustrag aus dem Einzugsgebiet von 50.700m^3 . Weiters gibt er nach Aukunft der Kraftwerksgruppe Glockner - Kaprun einen Feststoffeintrag von $37.000\text{m}^3/\text{a}$, davon $35.000\text{m}^3/\text{a}$ in den Sandersee und $2.000\text{m}^3/\text{a}$ in den Margaritzenstausee, an. Schramm nimmt, ohne weiteren Hinweis zur Herleitung der Angaben, eine durchschnittliche Sedimentmächtigkeit von 2m an. Daraus ergibt sich ein Sedimentvolumen des Sanders von ca. 240.000m^3 .

Slupetzky u. a., 1997 Slupetzky u. a. (1997) erwähnen die Steinschichtungen der Kraftwerksgruppe Glockner - Kaprun, welche den natürlichen Überlauf des Sanders insgesamt um ca. 2m anhoben, um weiterhin Sedimentmaterial im Sander und nicht im Margaritenspeicher zur Ablagerung zu bringen. Mit diesen Maßnahmen ging eine Vergrößerung der natürlichen Anlandung von 250.000m^3 um weitere 400.000m^3 einher. Die Fläche des Sanders wurde hingegen nur um 10% bis 15% expandiert. Es ergibt sich ein gesamtes Ablagerungsvolumen von ca. 650.000m^3 . Die Ablagerung der zusätzlichen 400.000m^3 erfolgte laut Slupetzky et al. innerhalb von 10 bis 15 Jahren. Dies ergibt für diesen Zeitraum eine durchschnittliche Sedimentationsrate von ca. $27.000\text{m}^3/\text{a}$ bis $40.000\text{m}^3/\text{a}$.

Hartmeyer, 2008 Nach Messungen von Hartmeyer (2008) die Jahresfracht (Schweb- und Lösungsfracht) des Gletscherbaches der Pasterze im Jahr 2006 bei ca. 35.000m^3 Material. Hartmeyer gibt nach Schätzungen der Kraftwerksgruppe Glockner - Kaprun für Ende der 1980er Jahre ein Sedimentvolumen des Sanders von 650.000m^3 an. Er kombiniert diese Zahl mit Angaben von Slupetzky 1997, wonach der Sander noch bis Anfang der 1990er Jahre den

5. Ergebnisse

Großteil der Sedimentfracht abging und schlussfolgert ein heutiges Volumen des Sanders von ca. 800.000m^3 bis 950.000m^3 . Dies entspricht einer durchschnittlichen Mächtigkeit der Ablagerungen von ca. 7m.

Weiterführende Überlegungen Um Aussagen über die Beschaffenheit des Untergrundes im Rahmen geomorphologischer Fragestellungen zu treffen, muss als erstes ein konkretes Modell, basierend auf der Geomorphologie und der Topographie der Umgebung erstellt werden. Im Falle der Sanderfläche ergeben sich zwei wahrscheinliche Modellvorstellungen, welche im Vorfeld der geophysikalischen Messungen bereits konkretisiert wurden (Geilhausen, 2007).

- * Zweischichtmodell: der Untergrund besteht aus zwei maßgebenden Schichten, Festgestein und überlagernden glazifluvialen Sedimenten.
- * Dreischichtmodell: der Untergrund besteht aus drei maßgebenden Schichten, Festgestein, Grundmoräne und glazifluvialen Ablagerungen.

Die Bestätigung eines der Modelle, bzw. einer Kombination der beiden, kann nur durch Bohrungen erfolgen. Unabhängig davon haben die unterschiedlichen Modellvorstellungen jedoch auch Auswirkungen auf die oben beschriebenen Überlegungen zur Lockermaterialmächtigkeit im Sander, bzw. zum dort abgelagerten Sedimentvolumen. Während in den Schätzungen des abgelagerten Materialvolumens über die Schüttung des Gletscherbaches die mögliche Grundmoräne nicht enthalten ist, wird diese in den Aussagen zur Sedimentmächtigkeit über die Detektion der Festgesteinsoberfläche mit eingeschlossen. Im Falle einer tatsächlich vorhandenen Grundmoräne im Sanderbecken muss es also zu einer Differenz in den angenommenen Lockermaterialmächtigkeiten kommen. Der Umkehrschluss ist aufgrund der in jeder der aufgeführten Schätzungen auftretenden Unsicherheiten nicht möglich.

Der Abfluss des Gletscherbaches und damit auch die Suspensions- und Lösungsfracht lässt sich relativ genau bestimmen. Dies ist vor allem dem recht homogenen Überlauf im Bereich der Steinschichtungen zu verdanken. Daten hierzu existieren sowohl aus der Saison 1989/90 (Krainer u. Poscher, 1992) sowie aus dem Sommer 2006 (Hartmeyer, 2008). In beiden Fällen handelt es sich um sehr kurze Messzeiträume, was die Abweichung der Ergebnisse erklärt. Krainer und Poscher geben weiters einen langjährigen Durchschnitt (1966 bis 1988) für die im Gletschervorfeld glazifluvial abgelagerten Feststoffe (Suspensions- und Geschiebefracht) an. Dieser liegt bei etwa 27.300m^3 (vor der vollständigen Verfüllung des Sanderbeckens), davon ca. 23.000m^3 Geschiebe und ca. 4.300m^3 Schwebstoffe. 1989/90 wurden lediglich 20% (ca. 6.200t bzw. 4.500m^3) der eingetragenen Schwebstoffe auch dauerhaft im Sander abgelagert. Im Sommer 2006 wurden ca. 50.000t Schwebstoffe in den Sander ein- bzw. ausgetragen. Es kam zu keiner relevanten Ablagerung. Beide Werte fügen sich

gut in die von Krainer und Poscher angegebene im langjährigen Durchschnitt abgelagerte Feststoffmenge von ca. 27.300m^3 .

Es gibt jedoch noch einen weiteren Weg, um den langjährigen Durchschnitt der im Sander erfolgten Ablagerung von glazifluvial transportierten Feststoffen abzuschätzen. 1982, als die Gletscherstirn bereits vom Sander abgerückt war und somit keine natürliche Vergrößerung des Sedimentationsraumes mehr möglich war, wurde die letzte Steinschlichtung am Überlauf des Sandersees installiert. Diese Maßnahme erhöhte die Schwelle am Ausfluss von 2067,25m auf 2068m (Lieb, 1997). Lieb erwähnt jedoch gewisse Unsicherheiten bei den Angaben zur genauen Erhöhung aus den Aufzeichnungen der Tauernkraftwerke. Rundet man, um diesen Unsicherheiten zu begegnen, die Erhöhung des Überlaufs auf 1m auf und nimmt für die Volumensberechnung eine durchschnittliche Grundfläche des Sanders von 114.000m^2 an (Slupetzky u. a., 1997), so erhält man lediglich ein Sedimentvolumen von 114.000m^3 , welches von 1982 bis heute zusätzlich abgelagert wurde. Folgt man nun den Schätzungen von Slupetzky, wonach der Sander noch bis Anfang der 1990er den Großteils der angelieferten Feststoffe abging, so ergibt sich eine durchschnittliche jährliche Ablagerung von lediglich 11.400m^3 pro Jahr (bis 1991). Richtet man sich nach den Angaben von Krainer und Poscher, wonach bereits 1989/90 nur noch 20% der transportierten Schwebstoffe dauerhaft abgelagert wurden und nimmt 1988 als Jahr der annähernd vollständigen Verfüllung des Sanders an, so erhält man immerhin eine Ablagerung von 16.300m^3 Flussfracht pro Jahr. Daraus ergibt sich ein im Sanderbecken abgelagertes glazifluviales Sedimentvolumen von ca. 375.000m^3 bis 505.000m^3 . Dies entspricht einer durchschnittlichen glazifluvialen Sedimentmächtigkeit von 3,1m bis 4,2m. Diese Angaben basieren auf einem angenommenen Sedimentationszeitraum 34 Jahren (von der Entstehung des Sanders bis heute). Im Laufe dieser Zeit hat sich die Rate des dauerhaft abgelagerten Materials im Verhältnis zum Berechnungszeitraum mit Sicherheit deutlich verändert. Die Angaben können daher nur als sehr grobe Schätzung gelten und es ist davon auszugehen dass der Sedimenteintrag über den gesamten Entwicklungszeitraum des Sanders überschätzt wird.

Die in diesem Kapitel vorgestellten Zahlen zur möglichen Sedimentmächtigkeit im Sanderbecken weichen beträchtlich, zum Teil um mehr als das Fünffache, voneinander ab. Generell ergeben die durchgeführten geophysikalischen Messungen eine deutlich höhere durchschnittliche Sedimentmächtigkeit als die Abschätzungen mittels der glazifluvialen Akkumulationsraten am Sander. Diese Differenzen sind durch eine möglicherweise vorhandene Grundmoräne zu erklären, welche in den Berechnungen über die Akkumulationsraten nicht berücksichtigt wird.

Die Angaben zum Sedimentvolumen von Krainer und Poscher (Krainer u. Poscher, 1992), Slupetzky (Slupetzky u. a., 1997) und Hartmeyer (Hartmeyer, 2008) basieren auf den gleichen Grundannahmen, nämlich den von Krainer und Poscher angegebenen durchschnitt-

5. Ergebnisse

lichen Sedimentationsraten vor der Verfüllung des Sanders, welche vermutlich auf Daten der Kraftwerksgruppe Glockner - Kaprun basieren. Diese sind leider nicht zugänglich. Die zwischen diesen drei Publikationen auftretenden Differenzen entstanden aufgrund des unterschiedlichen zeitlichen Blickwinkels.

Die Angaben zur Sedimentmächtigkeit von Schramm (Schramm, 1996) konnten zu den übrigen in keinen Kontext gebracht werden.

Die Ergebnisse der Berechnungen über die von 1982 (Installation der zweiten Steinschichtung) bis zur vollständigen Verfüllung des Sanders abgelagerten Sedimente liegen deutlich unter den von Krainer und Poscher (Krainer u. Poscher, 1992) publizierten Zahlen. Der Grund kann ohne Kenntnis der Messungen der Kraftwerksgruppe Glockner - Kaprun nicht festgestellt werden.

Kapitel 6

Geomorphologische Kartierung

Die Darstellung von geomorphologischen Prozessen und Formen auf Karten bedeutet einen großen Informations- und Verständniskern in der Geomorphologie. Zusammenhänge zwischen Prozessen und den resultierenden Formen, Nachbarschaftsbeziehungen der einzelnen Phänomene und ähnliche Informationen können auf diese Weise identifiziert, und übersichtlich dargestellt werden. Durch die flächige bzw. räumliche Darstellung der Landformen und ihrer genetischen Zuordnung wird außerdem die Herleitung der Landschaftsentwicklung vereinfacht. Eine mehrfache Kartierung des selben Untersuchungsgebietes zu unterschiedlichen Zeitpunkten ermöglicht konkrete Aussagen über Veränderungen der Landschaft und der Prozessdominanz, -relevanz und -aktivität.

6.1 Geschichte und Entwicklung von geomorphologischen Karten

Die ersten bekannten Landkarten wurden vor ca. 4500 Jahren in Babylon hergestellt. Bereits damals war die Topographie ein wichtiger Bestandteil von Kartendarstellungen. Die bedeutendsten Elemente der Landschaft wurden im Lauf der Zeit in unterschiedlicher Weise dargestellt, jedoch gab es den Anspruch einer genetischen Zuordnung der Landformen noch nicht (Gustavsson, 2006).

Die ersten geomorphologischen Untersuchungen wurden im späten neunzehnten Jahrhundert als Schriftstücke veröffentlicht, zum Teil mit Beilagen in Form von Profildarstellungen, Photographien und Zeichnungen. Diese meist thematischen Kartendarstellungen informierten über ausgewählte Prozesse und Formen, beinhalteten jedoch weder eine detaillierte Klassifikation der Phänomene, noch eine vollständige Beschreibung aller im abgebildeten Gebiet vorhandenen Landformen. Im frühen zwanzigsten Jahrhundert wurden die ersten Versuche unternommen, Landschaften vollständig zu beschreiben. H. Gehne stellte 1912 in einer geomorphologischen Karte die Morphographie, die Struktur des Substrats und die

6. Geomorphologische Kartierung

Morphologie dar. Die erste echte geomorphologische Karte wurde 1914 von Passarge in Form eines morphologischen Atlas mit acht Kartenblättern im Maßstab 1:50.000 veröffentlicht (Gustavsson, 2006).

Nach der Veröffentlichung der ersten geomorphologischen Karten folgten zahlreiche Versuche zur Entwicklung von Kartiersystemen, welche sehr unterschiedliche Ergebnisse lieferten und sich zum Teil sogar innerhalb eines Landes unterschieden, was einen Vergleich schwierig machte. Schließlich wurde in den 1960er Jahren eine Kommission innerhalb der IGU mit der Entwicklung eines einheitlichen geomorphologischen Kartiersystems betraut. Dieses sollte die Verwendung von geomorphologischen Karten zusammen mit anderen thematischen Kartenwerken zur Planung wirtschaftlicher Belange ermöglichen. 1968 wurde das fertige internationale Kartiersystem zur geomorphologischen Detailkartierung (Maßstab 1:1 bis 1:100.000) vorgestellt. Zehn Jahre später folgte ein weiteres System für Kartierungen im mittleren Maßstabsbereich (1:100.000 bis 1:1.000.000). Zeitgleich und auch in den folgenden Jahrzehnten wurden jedoch auch weiterhin andere geomorphologische, meist länderspezifische oder regionsspezifische Kartiersysteme entwickelt. Keiner dieser Ansätze konnte sich, ebensowenig wie jener der IGU, bis heute international durchsetzen. Dies liegt wohl vor allem an der Vielzahl an geomorphologischen Formen und Ausprägungen, welche sich nach Region, Klimazone, Höhenlage usw. stark voneinander unterscheiden. Außerdem gibt es für eine international einheitliche Darstellung keine Notwendigkeit, wie die zahlreichen unterschiedlichen amtlichen topographischen Kartensysteme zeigen. (Gustavsson, 2006). Es bleibt somit dem Autor der jeweiligen Untersuchung überlassen, sich für ein Kartiersystem zu entscheiden. Um die Einsatzmöglichkeiten von geomorphologischen Kartiersystemen nicht einzuschränken, wurden die meisten im Baukastenformat entwickelt. Dieses ermöglicht die Kombination unterschiedlicher Einzelemente, auf diese Weise kann die Legende problemlos erweitert werden, bis deren Zusammensetzung den spezifischen Charakter des untersuchten Gebietes widerspiegelt (Otto, 2001).

Die Entwicklung der deutschen geomorphologischen Karte wurde 1976 von Dietrich Barsch initiiert. 40 Gruppen verschiedener deutscher Universitäten kartierten über 9 Jahre unterschiedliche Landschaften Zentraleuropas in den Maßstäben 1:25.000 (18 Karten) bzw. 1:100.000 (3 Karten). Anschließend wurde die Umsetzung von weiteren 25 Blättern der GMK25 und 8 Blättern der GMK100 bis zum Ende des Projekts 1986 geplant. Insgesamt wurden 15 unterschiedliche geomorphologische Landschaftstypen erfasst. Die Informationen der GMK werden in acht Schichten aufgenommen. Die Basis in Form der untersten Schicht liefert die amtliche topographische Karte im Graudruck. Die weiteren Schichtlagen beinhalten Informationen über Morphographie (Neigung, Wölbung, Stufen, Kleinformen, Täler, Substrat, Hydrologie), die Morphogenese (Prozess- und Strukturbereiche) und die Morphodynamik (aktuelle Prozesse). Sämtliche Informationen werden auf einem Kartenblatt dargestellt. Dieser Umstand führt zu erheblichen Problemen mit der Übersichtlichkeit,

Lesbarkeit und Nutzbarkeit. Verbesserungsvorschläge zielen vor allem auf die flächenhafte Darstellung der Hangneigung, die Verwendung von Flächenfarben für die Prozessbereiche und die Darstellung der Wölbung als Liniensignaturen ab, bzw. plädieren für ein Zweiblattsystem. Basierend auf den beschriebenen Kritikpunkten bzw. weiteren Anmerkungen im Rahmen unterschiedlicher Kartierungen in der Schweiz, wurde eine Sonderform der GMK, die GMK Hochgebirge entwickelt. Diese liegt ebenfalls im Baukastensystem vor und ermöglicht eine Kartierung im Maßstabsbereich von 1:5.000 bis 1:100.000 (Otto, 2001).

6.2 Kartierlegende

Die verwendete Kartierlegende bedient sich der GMK Hochgebirge als Grundlage. Aufgrund des sehr großen Kartiermaßstabes von 1:5.000 in der gegenständlichen Untersuchung, mussten einige Modifikationen vorgenommen werden, um die Lesbarkeit und Übersichtlichkeit der Kartendarstellung zu gewährleisten und die, in Bezug auf sedimenthaushaltliche Untersuchungen, relevanten Themen abzubilden. Die flächendeckende Ausweisung der Prozess- und Strukturbereiche (Domänen) sowie der Oberflächenbedeckung (Substrate) wurde von der GMK 25 übernommen. Dies geschah nach einer Idee von Otto (2001).

Als Basis für die Kartenabbildung wurden Isohypsen (20m) der amtlichen österreichischen Karte verwendet, um die Morphometrie zu beschreiben. Auf eine eigenständige Ausweisung der Hangneigung und der Wölbung, wie bei der GMK vorgesehen, wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit verzichtet. Diese reliefabhängigen Eigenschaften sind aus dem Verlauf und den Abständen der Isohypsen erkennbar.

Das Hauptaugenmerk der Kartierung lag auf den Prozess- und Strukturbereichen, den Sedimentspeichertypen, und den rezenten geomorphologischen Formen. Die Einteilung und Bezeichnung der Formen und Prozesse sowie die Symbolik ist zum Großteil aus dem Katalog der GMK Hochgebirge übernommen, wurde jedoch entsprechend der Kartierungsschwerpunkte angepasst. Im Folgenden werden die Adaptionen beschrieben:

Im Maßstab 1:25.000 und kleiner lassen sich zahlreiche flächige Phänomene als punktförmige Symbole darstellen, ohne einen besonderen Informationsverlust in Kauf nehmen zu müssen (z.B. Schuttkegel, Schwemmfächer, etc.). Im Maßstab 1:5.000 und größer bedeutet diese Form der Generalisierung jedoch einen relevanten Verlust an Informationen. In diesem großen Maßstabsbereich liegt der Anspruch auch im Falle von kleinräumigen Phänomenen auf einer möglichst genauen Flächenabgrenzung. In der GMK Hochgebirge werden Informationen zu Sedimentspeichertypen als Kombination von Punktsymbolen aus den Kategorien (1) Geomorphologische Einzelformen und (2) Prozesse dargestellt (Kneisel u. a., 1998). So lassen sich z.B. Murkegel aus den Punktsymbolen „Mur-, Lawinen-, Schuttkegel“ und „Mure“ abbilden. In der vorliegenden Kartierung werden die Sedimentspeichertypen flächig als eigener Legendenteil ausgewiesen, um ihre genaue Ausdehnung darstellen zu können.

6. Geomorphologische Kartierung

Punktsymbole zu geomorphologischen Einzelformen werden unabhängig davon eingesetzt. Die geomorphologischen Prozesse können aus dem Zusammenwirken von Sedimentspeichertypen, geomorphologischen Formen und Prozessdomänen abgeleitet werden.

Die Ausweisung der Glaziologie erfolgt ebenfalls in Polygonform.

In die Kartierung der geomorphologischen Einzelformen wurde als neues Symbol die Mur-, Lawinenbahn aufgenommen.

Die Prozess- und Strukturbereiche werden aus Gründen der Übersichtlichkeit in einer eigenen Zusatzkarte im Maßstab 1:20.000 dargestellt.

6.2.1 Prozess- und Strukturbereiche

Die Prozessdomänen weisen die dominierenden Prozessgruppen für die abgegrenzten Bereiche aus. Die Zuordnung der einzelnen Prozesse zu den Gruppen bzw. Domänen erfolgte gemäß in Anlehnung an die geomorphologische Kartierung des Turtmanntales von Otto (2001). Diese Einteilung lässt sich nicht direkt mit der in Kapitel 1.2 bzw. 4 erläuterten Prozesskonzeption nach Ahnert (2003) vergleichen. Es liegt eine unterschiedliche Kategorisierung der Prozesse vor.

Die Prozessbereiche FLUVIAL und GLAZIFLUVIAL bilden eine verfeinerte Einteilung der Hauptgruppe „erosive Prozesse“ nach Ahnert (2003). In der Prozessdomäne GRAVITATIV werden die in der Hauptgruppe „denudative Prozesse“ nach Ahnert (2003) angesiedelten Untergruppen „Schwerkraftbedingte Massenbewegungen von Fels und Schutt“ und „Massenbewegungen des Regoliths, meist unter Mitwirkung von Porenwasser, Eis oder Schnee“ zusammengefasst. Die Prozessdomäne PERIGLAZIAL kann mit der Untergruppe „Regolithbewegung mit maßgeblicher Forstwirkung, bei dauernd gefrorenem Untergrund“ verglichen werden. Die Prozessdomäne GLAZIAL entspricht der Untergruppe „Abtrag und Transport durch Gletschereis - glaziale Erosion“.

Die Prozess- und Strukturbereiche wurden nach augenscheinlich vorherrschender Prozessdominanz ausgewiesen. In diese Beurteilung fließen somit neben den rezent ablaufenden Prozesse auch die maßgebenden Speichertypen und -formen mit ein. Somit wird z.B. die Prozessdomäne GLAZIAL-GRAVITATIV für die Gebiete um den Sander verwendet, da hier glaziale Formen das Landschaftsbild und das Prozessgeschehen prägen, obwohl rezent keine glazialen Prozesse mehr ablaufen (diese Prozessdomäne könnte somit auch als PARAGLAZIAL bezeichnet werden (M.Church u. Ryder, 1972)).

6.2.2 Substrat

Die Kartierung des Substrats wurde nach visuellen Kriterien durchgeführt. Die unterschiedlichen Korngrößen wurden durch augenscheinliches Abschätzen ihrer Größe den vorgesehenen Klassen zugeordnet. Natürliche Aufschlüsse wurden, falls vorhanden, herangezogen, um

zusätzliche Informationen über das Substrat zu erhalten. Folgende Typen wurden unterschieden:

- * Ton, Sand, Kies - hauptsächlich glazifluviale Ablagerungen, z.T. Moränenablagerungen
- * Steine, Blöcke - Moränen, Schutthalden, Blockschutt, Felssturzaablagerungen
- * Festgestein

6.2.3 Gerinne mit Schüttung

Die kartierten Gerinne wurden in Linienform dargestellt. Die Stärke der Linien unterscheidet sich je nach den im Untersuchungszeitraum gemessenen Abflüssen. Da Informationen zur Größe des Gerinneabflusses in der GMK Hochgebirge nicht dargestellt werden können, wurde dieser Teil der Legende von mir erstellt. Folgende Gerinnekategorien wurden ausgewiesen:

- * Gerinne 1 - 50l/s
- * Gerinne 51 - 500l/s
- * Gerinne - über 500l/s
- * episodisches Gerinne

Die Segmente der Legende werden in einzelnen Lagen wie folgt abgebildet (von der untersten bis zur obersten Lage):

- * Isohypsen im Abstand von 20hm der amtlichen österreichischen Karte ÖK50
- * Sedimentspeichertypen
- * Substrat (mit Punktsymbolen gefüllte Flächen)
- * Geomorphologische Einzelformen
- * Geländestufen und Kanten
- * Fließgewässer mit Schüttung

6. Geomorphologische Kartierung

6.3 Kartierung im Feld

Die Kartierung erfolgte sukzessive während der Geländeaufenthalte von Mai bis Oktober 2006. Eine Vorkartierung auf den Orthophotogrundlagen wurde nicht durchgeführt, da sowohl diese, als auch die entsprechende Computersoftware zum erforderlichen Zeitpunkt noch nicht verfügbar waren. Aufgrund der zahlreichen Aufgaben während der Feldtage (Abfluss-, Flussfracht- und Lawinenschuttmessungen) konnte bei jedem Geländeaufenthalt jeweils nur ein Teilbereich des Untersuchungsgebietes aufgenommen werden. Die Kartierung erfolgte auf Basis von Orthophotokarten mit eingeblendeten Isohypsen (20m). Sämtliche Phänomene wurden aufgrund der augenscheinlichen Landformen und der oberflächlich vorgefundenen Substrate ausgewiesen. Natürliche Aufschlüsse wurden, wenn vorhanden, in die Kartierung mit einbezogen.

6.4 Digitalisierung am Computer

Digitalisiert wurde in einem GIS, ArcMap 9.1 der Firma ESRI. Die Kartierlegende wurde als ArcMap - kompatibler digitaler Symbolbalken freundlicherweise von Dr. Otto zur Verfügung gestellt. Wie erwähnt, wurden einige Symbole dem Kartiermaßstab entsprechend verändert. Orthophotos sowie die Objektklassen der ÖK 50, Isohypsen und Gebäude mit Infrastruktur, stammen vom BEV (Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen). Die im Feld aufgenommenen Prozesse und Formen wurden als Punkt- Linien- und Flächensignaturen in einer Geodatenbank gespeichert. Geodatenbanken ermöglichen, im Gegensatz zu herkömmlichen Datenbanken, eine Verknüpfung der einzelnen Datensätze mit ihren räumlichen Attributen (z.B. Lage, Ausdehnung).

6.5 Ergebnisse der geomorphologischen Kartierung

Die kartierten Formen und Prozesse, sowie deren Verbreitung, werden im Folgenden nach Prozess- und Strukturbereichen (Prozessdomänen) gegliedert beschrieben. Die Anteile der Prozessdomänen an der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes sind in Abbildung 6.1 dargestellt. Der glazial-gravitative Bereich nimmt mit Abstand die größte Fläche ein. Dies liegt an der deutlichen Prägung des Untersuchungsgebietes durch frühere Vereisungsperioden. Bereiche, welche heute eisfrei sind, deren rezente gravitative Prozesstätigkeit aber dennoch durch die glaziale Formgebung aus früherer Zeit massiv beeinflusst wird, wurden als glazial-gravitativ ausgewiesen.

Die Flächenanteile der kartierten Substrattypen sind in 6.2 dargestellt. Zusätzlich ist auch die von Gletschereisbedeckte Fläche mit einbezogen. Der Anteil des Festgesteins ist etwas größer als jener der grobklastischen Sedimente (Steine, Blöcke). Festgesteinsaufschlüs-

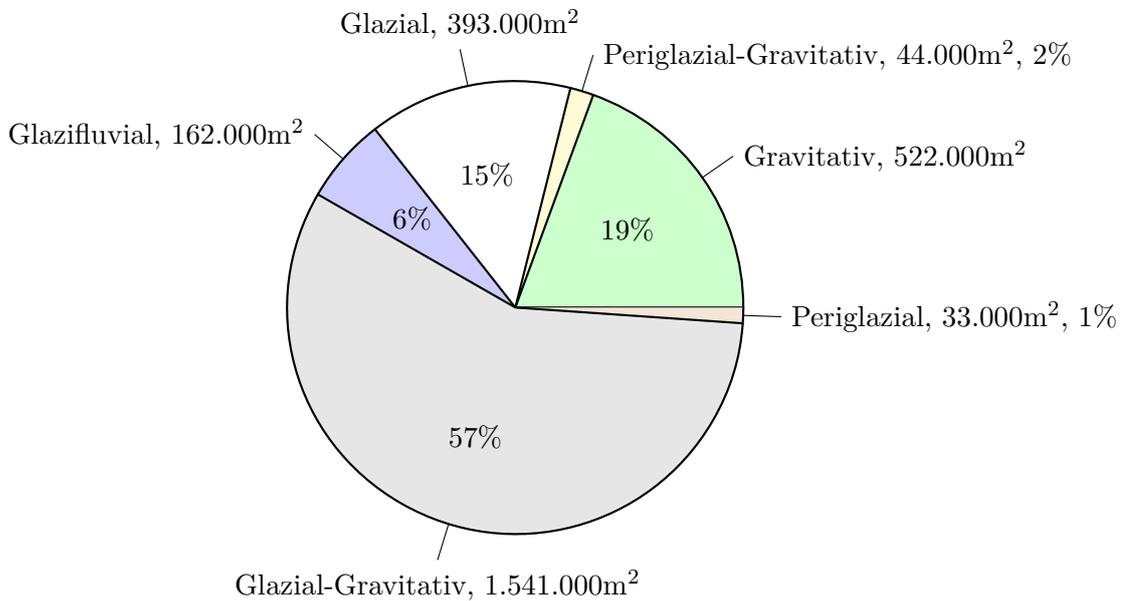


Abbildung 6.1: Anteile der einzelnen Prozess- und Strukturbereiche an der Fläche des Untersuchungsgebietes

se finden sich am Talboden als von der Pasterze abgeschliffene Rundhöcker und Gesteinsflächen im Unterhang, als Nischenanbrüche im Bereich der Hangflanken, sowie in Form der Grate des Schwertecks. Die grobklastischen Ablagerungen setzen sich zusammen aus Moränen, Mur- und Lawinenkegeln und Schutthalden, sowie in geringem Maße aus glazifluvialen Depositionen (Geschiebefracht). Feinsedimente (Ton, Sand, Kies) liegen an der Geländeoberfläche in Form von geringmächtigen, nur stellenweise ausgebildeten Böden und glazi-fluvialen Ablagerungen vor. Da die Pasterze bereits außerhalb des Untersuchungsgebietes liegt, wird nur ein relativ geringer Teil des UG von Gletschereis, dem Schwerteckkees, bedeckt.

In Abbildung 6.3 sind die Anteile der Sedimentspeichertypen an der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes dargestellt. Aufgrund der glazialen Prägung des Gebietes ist der Anteil der von glazialen Ablagerungen bedeckten Fläche mit 71% am größten, weiters bedecken glazifluviale Ablagerungen ca. ein Sechstel des Untersuchungsgebietes. Hangschutt sowie Felssturz-, Mur- und Lawinenablagerungen weisen auf die rezente remobilisierung glazialer Sedimentspeicher hin. Sie machen insgesamt nur ca. 17% der Fläche der im Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen Sedimentspeicher aus. Besonders gering fällt der Anteil von Lawinen- und Felssturzablagerungen aus.

6. Geomorphologische Kartierung

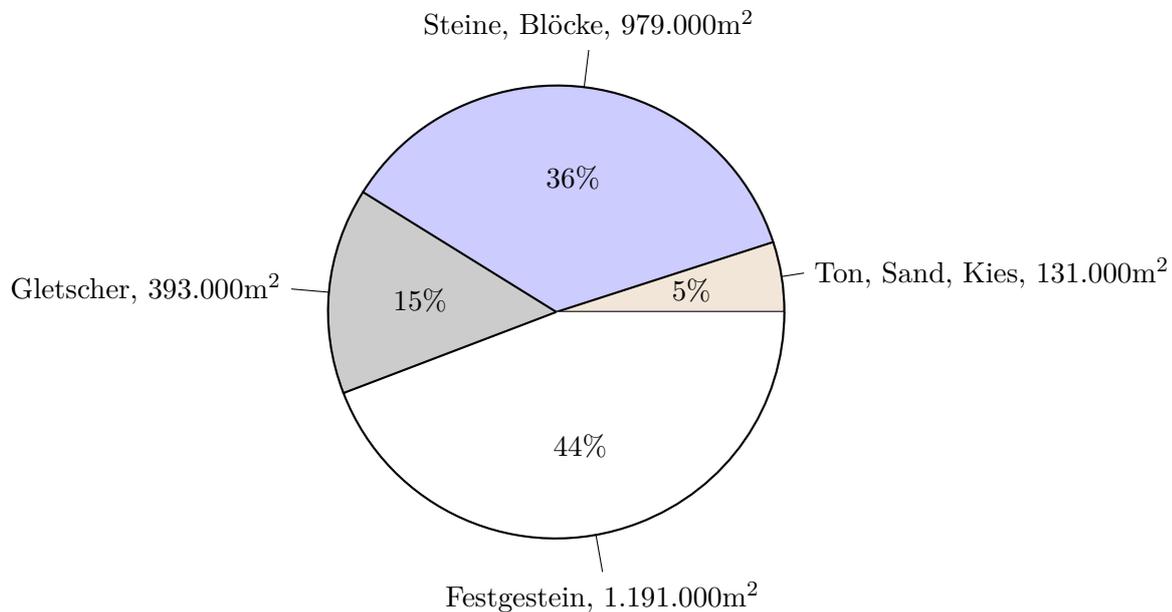


Abbildung 6.2: Anteile der Substrattypen und der von Gletschern bedeckten Bereiche an der Fläche des Untersuchungsgebietes

6.5.1 Formen und Prozesse der glazialen Prozessdomäne

Der Sandersee und seine Einhänge sind Teil des obersten Mölltales. Sie befinden sich im Gletschervorfeld der Pasterze, einem Bereich, in dem der Talboden bis Ende der 50er Jahre des letzten Jahrhunderts noch von Gletschereis bedeckt war. Zur kleinen Eiszeit reichte die Zunge der Pasterze bis auf ca. 1900m Seehöhe hinab und die Eisoberkante befand sich im Untersuchungsgebiet auf ca. 2300m. Das heute zweigeteilte Schwerteckkees war zu dieser Zeit mit der Pasterze verbunden und der gesamte von Südwesten zum heutigen Sander hinabziehende Hang war vergletschert. Die Spuren dieser Vergletscherung spiegeln sich im heutigen Formenschatz wider. Glaziale Formen aus der Vergangenheit finden sich sowohl am Boden des Trogtales als auch an den Talflanken. Im Talverlauf finden sich vor und auch hinter dem Sander ausgeprägte Rundhöcker mit dem charakteristisch flachen Relief auf der dem Gletscherursprung zugewandten und steilen Felsabbrüchen auf der dem Gletscherursprung abgewandten Seite. An den von der Franz-Josefs-Höhe herabziehenden Hängen liegen Festgesteinsaufschlüsse im vorherrschenden Kalkglimmerschiefer ausschließlich in vom Gletscher stark abgeschliffener Form vor, die umliegenden Hangbereiche sind mit Moränenmaterial bedeckt. Auf der anderen Talseite finden sich im Bereich der ehemaligen Zunge der Pasterze sowie im Einzugsbereich des Schwerteckkeeses nur kleinflächige Festgesteinsaufschlüsse, welche kaum noch glaziale Prägung aufweisen. Die Talflanken sind jedoch ebenfalls größtenteils von Moränen bedeckt. All diese von ehemaliger Vergletscherung geprägten Gebiete weisen

zwar reliktsche glaziale Formen aber rezent keine entsprechenden Prozesse auf. Die Ablagerungen sind stark überprägt. Daher werden sie in der Kartierung auch als Bereiche mit gemischter Prozessdominanz ausgewiesen (vgl. Kapitel 6.5.3). Aktuelle glaziale Erosion und Akkumulation findet sich im Untersuchungsgebiet nur im Bereich der zwei Gletscherreste des Schwerteckkeeses und, bereits außerhalb Projektbereichs, an der Pasterze.

6.5.2 Formen und Prozesse der periglazialen und gravitativ-periglazialen Prozessdomäne

Zur periglazialen Domäne gehören Prozesse, welche unmittelbar mit dem Vorhandensein von Permafrost in Zusammenhang stehen. (Ahnert, 2003). Unterhalb des südlichen Teiles des Schwerteckkeeses findet sich ein kleiner, intakter Blockgletscher. In unmittelbarer Nähe sind im Moränenschutt einige Protalus Ramparts ausgebildet. Solifluktsloben finden sich unmittelbar am Südwestufer des Sanders. Aufgrund der Lage und Exposition (ca. 2100m Seehöhe, Nordosthang, Hangfußbereich) erscheint ein genetischer Zusammenhang mit Permafrost möglich. Dieser konnte jedoch im Zuge der gegenständlichen Untersuchung nicht geklärt werden. Daher wurde eine Domänen-Mischform (gravitativ-periglazial) ausgewiesen.

6.5.3 Formen und Prozesse der gravitativen und glazial-gravitativen Prozessdomäne

Die reliktschen Formen des glazialen Prozessbereiches sind im Untersuchungsgebiet zum großen Teil stark überprägt durch rezente gravitative Prozesse.

Nordosthang

Die Seitenmoräne der Pasterze, sowie die Moränen des Schwerteckkeeses südöstlich des Sanders sind überprägt von linienhafter Erosion durch Murgänge und verwandte Prozesse, Lawinen, sowie von flächenhaften Abspülungen. Entsprechende Ablagerungen (Muren und Lawinen) finden sich hauptsächlich am Hangfuß. Die drei Murkegel am Hangfuß (nur zwei davon befinden sich im unmittelbaren Einzugsgebiet des Sanders) weisen auch Ablagerungen von Grundlawinen auf. Zwei Kegel wurden direkt auf der Sanderfläche bzw. am angrenzenden Hang abgelagert. Eine weitere findet wenige Meter flussaufwärts, im Nordwesten des Sanders. Sturzprozesse sind neben der Mur- und Lawinentätigkeit die dritte dominierende Gruppe der gravitativen Prozesse am Nordosthang des Sanders. Die Anbruchbereiche sind meist Felsbänder geringer Höhe. Es ist jedoch anzunehmen, dass in übersteilten Bereichen der glazialen Ablagerungen ebenfalls Material in Form von Stürzen remobilisiert wird. Die größten wahrscheinlich nicht vom Gletscher sondern durch Sturzprozesse transportierten Blöcke erreichten ein Volumen von ca. $20m^3$. Die Korngröße der Ablagerungen nahm zum Hangfuß hin zu, die Anzahl der Einzelblöcke hingegen ab.

6. Geomorphologische Kartierung

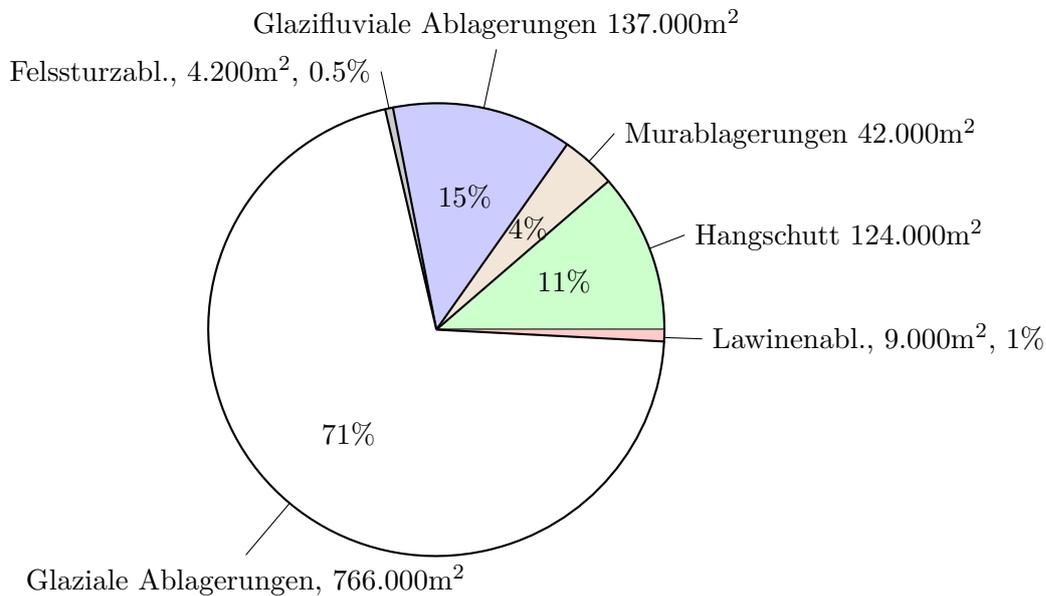


Abbildung 6.3: Anteile der Sedimentspeichertypen an der Fläche des Untersuchungsgebietes

Südwesthang

Der Südwesthang des Sanders ist deutlich stärker bewachsen als der Nordosthang. Unbewachsene Flächen bestehen meist aus anstehendem Fels. Weiters finden sich einige vegetationsfreie Schutthalden sowie kleine Murkegel und Murbahnen, welche auf geringe Aktivität von Hangmuren hindeuten. Ein Großteil des aufgeschlossenen Festgesteins ist vom Gletschereis der Pasterzenzunge abgeschliffen und liegt in relativ geringer Hangneigung ($<50^\circ$) vor. Aufgrund des geringen Neigungswinkels finden sich nur vereinzelt rezente Anbrüche aus Sturzprozessen. Nördlich des Sanders befindet sich ein deutlich steileres Felsband. Hier löste sich der einzige erkennbare Massensturz im Untersuchungsgebiet. Ablöse- und Ablagerungsbereich sind im Gelände deutlich zu erkennen. Zwischen der Oberkante des Gletschereises zur kleinen Eiszeit und der Großglockner Hochalpenstraße finden sich nur noch wenige Festgesteinsaufschlüsse. Ca. 90% der Fläche sind mit alpinen Gräsern bewachsen.

Talboden

Der südöstlich des Sanders gelegene Elisabethfelsen ist ein von der Pasterze geschliffener Rundhöcker. Der Sandersee findet sich auf der der Fließrichtung des Gletschers zugewandten, flacheren Seite. In diesem Bereich kommt es zu keiner bedeutenden Ausprägung geomorphologischer Prozesse. Die Gesteinsoberfläche ist von in situ - Verwitterungsprozessen gezeichnet, Massenverlagerung findet jedoch aufgrund der geringen Geländeneigung kaum statt. In weiterer Folge kommt es zu keinem relevanten Materialeintrag in den Sandersee. Im

Nordwesten des Sandersees befindet sich der zweite Rundhöcker im Untersuchungsgebiet, der so genannte Felsriegel. Im Gegensatz zum Elisabethfelsen ist die übersteilte, in Fleißrichtung des Gletschers zeigende Seite des Felsriegels dem Sandersee zugewandt. Unmittelbar unterhalb dieser ca. 30m hohen Steilwand, zwischen dieser und dem Sander gelegen, ist über die gesamte Wandbreite eine kleine Schutthalde ausgebildet. Diese ist großteils bewachsen, es finden sich jedoch rezente Einzelblöcke. Auf dem Sander selbst fanden sich in diesem Bereich zum Begehungszeitpunkt keine Steinschlagablagerungen. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass der Großteil des Sturzmaterials bereits auf der Schutthalde zum Stehen kommt und kein relevanter Materialeintrag in die Schwemmfläche erfolgt. Unmittelbar östlich der Wandbereiche des Felsriegels schließt ein in den Sander mündender Schwemm- und Murkegel an. Dieser stammt aus den siebziger Jahren, als die Pasterze für kurze Zeit orographisch rechts des Felsriegels in den Sander entwässerte. Der Kegel ist großteils bewachsen und zeichnet sich durch teilweise sehr mächtige Korngrößen ($d_{90} \approx 1,5m$) aus. Heute erfolgt hier durch ein Rinnsal auf dem Schwemmfächer nur sehr geringer fluvialer Materialeintrag in den Sander.

6.5.4 Formen und Prozesse der glazifluvialen Prozessdomäne

Die Prozesse der glazifluvialen Domäne prägen aktuell den Talboden im Untersuchungsgebiet und führten zur Entstehung des Sanders. Heute ist der gesamte Talboden mit glazifluvialen Ablagerungen bedeckt, durch welche sich der mäandrierende und verzweigte Gletscherbach windet. Die vorhandenen Korngrößen decken ein breites Spektrum ab. Oberhalb des Sanders und in seinem westlichsten Teil sind großteils grobe Schotter abgelagert. Der Sander selbst besteht aus sandigem bis tonigem Material, welches tixotrope Eigenschaften aufweist. Die Sanderfläche ist neben dem Gletscherbach der Pasterze noch von mehreren kleinen Gerinne durchzogen, deren Verlauf sich inter- und auch intraannuell ändert. Ihr Ursprung befindet sich in den Talflanken nordöstlich bzw. südwestlich der Schwemmebene. Die Bäche des Nordosthanges beziehen ihr Wasser zum Teil direkt aus den Resten des Schwerteckkeeses, zum Teil aus Quellen im oberen Seitenmoränenbereich. Die größeren Gerinne verlaufen entlang der oben erwähnten Mur- und Lawinenbahnen. Die Wässer des Südwesthanges stammen ausschließlich aus Quellen. Zwischen Sander und Margaritzensee verläuft der Gletscherbach der Pasterze in einer Schlucht. Hier sind zum Teil sehr große Blöcke abgelagert, die jedoch aus Sturzprozessen aus den ca. 8m bis 10m hohen Seitenwänden der Klamm stammen dürften. Dieser Bereich des Gerinnes sowie die Margaritze wurden im Rahmen der Arbeit zum Sedimenthaushalt des Sanders nicht genauer untersucht bzw. kartiert.

Kapitel 7

Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

In diesem Kapitel werden die wichtigsten Aussagen des Kapitels „Ergebnisse und Diskussion“ zusammengefasst. Die Ergebnisse werden zusammengeführt und es werden Aussagen zum Sedimenthaushalt des Sanders und zur Zusammensetzung der abgelagerten Sedimente getroffen. Die Relevanz der einzelnen Prozesse und deren Anteil an der Massenverlagerung im Untersuchungsgebiet wird bestimmt und diskutiert. Weiters werden Überlegungen zu Fehlerquellen und resultierende Einschränkungen bezüglich der Gültigkeit und Repräsentativität der abgeschätzten Massenverlagerung der einzelnen Prozesse angestellt. Im letzten Teil des Kapitels werden Vorschläge zu weiterführenden Untersuchungen am Sander gebracht.

7.1 Zusammenführung der Ergebnisse

Im dem Ergebniskapitel (vgl. 5 wurden konkrete Angaben zur Massenverlagerung von geomorphologischen Prozessen im Einzugsgebiet des Sanders präsentiert. Diese werden im Folgenden zusammengefasst und im sedimenthaushaltlichen Kontext dargestellt.

7.1.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

Schwebstofffracht

In der Ablationsperiode 2006 wurden ca. 50.000t an glazifluvialen Schwebstoffen in den Sander eingetragen. Der bei weitem größte Teil wurde über das Hauptgerinne - die Möll - transportiert. Lediglich 150t an Suspensionfracht wurden in diesem Zeitraum durch die Seitenbäche in die Sanderfläche eingebracht. Fast die gesamte Schwebstofffracht wurde ohne langfristige Zwischenspeicherung wieder aus dem Sander ausgetragen. Nur ein verschwin-

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

dend geringer Teil kam dauerhaft zur Ablagerung. Der Schwebstoffhaushalt des Sanders kann daher als ausgeglichen betrachtet werden - es kam in der Ablationsperiode 2006 im Bereich der Sanderfläche langfristig weder zum Abtrag noch zur Ablagerung von Schwebstoffen. Dies ist auf die, vermutlich zu Beginn der neunziger Jahre erfolgte, vollständige Verfüllung des Sanders zurückzuführen.

Lösungsfracht

In der Ablationsperiode 2006 wurden ca. 2.500t gelöste Stoffe in den Sander eingetragen. Hauptverlagerungspfad war wiederum die Möll. Das über das Hauptgerinne transportierte gelöste Material stammt aus dem Bereich der Pasterze bzw. aus dem Gletschervorfeld. Lediglich 50t an Lösungsfracht wurden im Jahr 2006 über die Seitenbäche in die Sanderfläche eingebracht. Die Konzentration gelöster Stoffe am Sanderzufluss entsprach bei allen Messungen jener am Ausfluss. Der Lösungshaushalt des Sanders kann daher als ausgeglichen betrachtet werden. Es ist jedoch davon auszugehen, dass auch im Bereich der Sanderfläche Material in geringem Maße gelöst wird.

Lawinen

Grundlawinentätigkeit im Frühjahr 2006 konnte nur am orographisch rechten Seitenhang des Sanders, nachgewiesen werden. Dies geschah über die Kartierung von Lawinenablagerungen im Frühjahr 2006. Zwei Lawinenkegel wurden am Fuß des Nordosthanges im Bereich der Sanderfläche abgelagert. Die von Grundlawinen in die Sanderfläche eingetragenen Lockersedimente hatten am Lawinenkegel 1 (LK1) eine Masse von 9t, am Lawinenkegel 2 (LK2) eine Masse von 11t. Insgesamt wurden von Grundlawinen ca. 20t Lithosphärenmaterial in den Sander eingetragen. Der bei weitem größte Teil des Materials bestand aus klastischen Sedimenten. Der Sander im Gletschervorfeld der Pasterze stellt einen teilweise geschlossenen Sedimentspeicher dar - grobklastische Sedimente unterliegen keinem Materialaustrag. Ein Austrag der Lawinenablagerungen aus der Sanderfläche erfolgt daher fast ausschließlich in gelöster Form.

Muren

Im Sommerhalbjahr 2006 konnten keine Murereignisse direkt beobachtet werden. Es wurden auch keine murgangsbedingten Veränderungen der Murkegel in diesem Zeitraum festgestellt. Es kam somit zu keiner Ablagerung von Murmaterial im Untersuchungszeitraum. Eine Messung des Materialeintrags durch Muren in den Sander war daher nicht direkt über das im Beobachtungszeitraum auf der Sanderfläche sedimentierte Material möglich. Über die Abschätzung des Volumens des gesamten bereits auf der Sanderfläche akkumulierten Murmaterials und die Bestimmung des Akkumulationszeitraum konnte dennoch eine

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

durchschnittliche Ablagerungsrate errechnet werden.

Rezente Murtätigkeit ist im direkten Einzugsgebiet des Sanders, ähnlich wie bei den Lawinen, auf die orographisch rechte Talseite beschränkt. Die auf der Sanderfläche akkumulierten Murkegel befinden sich an gleicher Stelle wie die Lawinenablagerungen. Sie liegen an der Einmündung der zwei Haupterosionsrinnen des Nordosthanges in den Sander. Murkegel 1 (MK 1) weist eine Masse von ca. 3.300t, Murkegel 2 (MK 2) von ca. 5.200t auf. Das gesamte seit Verfüllung des Sanders abgelagerte Murmaterial hat eine Masse von ca. 8.500t. Dieses Material wurde in ca. 15 Jahren abgelagert. Der durchschnittliche Materialeintrags durch Muren in den Sander kann daher auf ca. 570t/a geschätzt werden. Dieses Material unterliegt keiner weiteren Umverlagerung. Ein Austrag erfolgt nur in gelöster Form.

Sturzprozesse

Eine auf Feldmessungen basierende Evaluierung der Massenverlagerung im Untersuchungsgebiet durch Sturzprozesse konnte aus methodischen Gründen nicht durchgeführt werden. Eine grobe Abschätzung der Größenordnung der umgelagerten Masse erfolgte auf Basis von publizierten Hangrückverwitterungsraten. In den Sander selbst findet kein Materialeintrag durch Sturzprozesse statt. Schutt, welcher auf der Sanderfläche abgelagert wurde stammt ausschließlich aus Mur- oder Lawinenereignissen. An den Seitenhängen, insbesondere dem orographisch rechten Hangbereich, und der Steilwand des Felsriegels stellen Sturzprozesse jedoch ein relevantes geomorphologisches Agens dar. Die Massenverlagerung durch Sturzprozesse im Untersuchungsgebiet beträgt rund 960t/a. Im unteren Drittel des orographisch linken Seitenhanges finden sich die Ablagerungen des einzigen nachweisbaren Massensturzes im Untersuchungsgebiet. Sowohl die Akkumulations- als auch die Ablösebereiche sind unbewachsen und kaum verwittert. Die Masse der Ablagerungen wurde auf ca. 35.300t geschätzt.

Solifluktion

Der kurze Beobachtungszeitraum von einer Ablationsperiode erlaubte keine direkte Messung der Materialverlagerung durch Solifluktion. Im Untersuchungsgebiet befinden sich jedoch ausgedehnte Bereiche, auf welchen Solifluktionsloben indentifiziert werden konnten. Diese reichen nicht bis an den Rand der Sanderfläche heran - es findet daher kein direkter Materialeintrag in den Sander statt. Um die Größenordnung der dort stattfindenden Massenverlagerung ableiten zu können, wurde das Volumen der bewegten Bodenbereiche abgeschätzt. Im unmittelbaren Prozesseinzugsgebiet des Sanders wird durch Solifluktion auf einer Fläche von ca. 39.500m² jährlich eine Masse von ca. 16.600t verlagert. Von allen untersuchten gravitativen Massenbewegungen wird somit durch Solifluktion am meisten Masse umgelagert. Allerdings wird das Material nur um eine sehr geringe Strecke pro Jahr

bewegt.

Sedimentvolumen

Das Volumen der im Sanderbecken abgelagerten Sedimente war bereits Inhalt mehrerer Untersuchungen im Gletschervorfeld der Pasterze. Die Grundlage für eine Abschätzung des verfüllten Speichervolumens bildeten entweder Hochrechnungen von gemessenen oder geschätzten Sedimentationsraten, oder Messungen der Mächtigkeit des akkumulierten Materials mittels geophysikalischer Methoden. Die Ergebnisse der geophysikalischen Erkundungen lassen ein Sedimentvolumen von ca. 1.210.000m³ bis ca. 1.800.000m³ erwarten. In diesem Volumen können neben glazifluvialen Sedimenten, Lawinen- und Murmaterial auch glaziale Ablagerungen (Grundmoräne der Pasterze) enthalten sein. Die Schätzungen des Akkumulationsvolumens im Sanderbecken über Sedimentationsraten des Hauptgerinnes der letzten Jahrzehnte berücksichtigen lediglich glazifluviale Ablagerungen. Krainer u. Poscher (1992) schätzen das glazifluviale Sedimentvolumen auf ca. 600.000m³. Slupetzky u. a. (1997) gibt ein Volumen von ca. 650.000m³, Hartmeyer (2008) von ca. 800.000m³ bis 950.000m³ an. Alle diese Schätzungen beruhen auf Sedimentationsraten, welche von Krainer u. Poscher (1992) publiziert wurden und für die Zeit vor der Verfüllung des Sanders Gültigkeit haben.

Hochrechnungen anhand der seit Installation der letzten Steinschichtung erfolgten Ablagerungen, welche ebenfalls die Situation „Sander vor Verfüllung“ betreffen, deuten hingegen auf ein weit geringeres Sedimentvolumen hin. Demnach wurden in den Jahren 1982 bis Ende der achtziger bzw. Anfang der neunziger Jahre im Durchschnitt lediglich 11.400m³/a bis 16.300m³/a Sedimente abgelagert. Daraus resultiert ein Volumen aller nach Rückzug der Pasterze im Sander abgelagerten Sedimente von ca. 375.000m³ bis 505.000m³. In diesem Volumen wären neben den glazifluvialen Sedimenten auch die, anteilmäßig sehr geringen, Ablagerungen aus gravitativen und denudativen Prozessen enthalten. Eine endgültige Klärung dieser Frage ist wohl nur durch eine umfangreiche Beweissicherung inkl. Probebohrungen möglich.

7.1.2 Die Ergebnisse im sedimenthaushaltlichen Kontext

Ziel der gegenständlichen Untersuchung und der Diplomarbeit von Hartmeyer (2008) ist es, jene Prozesse des Sedimenthaushalts zu identifizieren und zu quantifizieren, welche direkt Lithosphärenmaterial in den Sander ein- oder aus dem Sander austragen. Außerdem wurde die Massenverlagerung durch Solifluktion und Sturzprozesse im Untersuchungsgebiet, welche keinen direkten Einfluss auf den Sedimentspeicher Sander hat, abgeschätzt. Für den Transport von Schweb- und Lösungsfracht und die Materialverlagerung durch Lawinen konnten im Untersuchungszeitraum direkte Messungen durchgeführt werden. Die Aktivität von Muren, Solifluktion und Sturzprozessen wurde zum Einen über das abgelagerte Ma-

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

terialvolumen (Muren, Solifluktion), zum Anderen mit Hilfe von Rückverwitterungsraten aus der Literatur (Sturzprozesse) abgeschätzt. Für diese Prozesse können die vorgestellten Ergebnisse lediglich als eine Einschätzung der richtigen Magnitude des Materialtransfers gelten. Einige Prozesse konnten aus methodischen Gründen nicht quantifiziert werden. Diese sind unter anderem:

- * Abtrag und Transport durch den Wind (Deflation oder äolische Denudation)
- * Abtrag und Materialtransport durch auftreffenden Regen und unkonzentrierten Abfluss von Niederschlagswasser
- * Materialtransport durch Blockgletscher und Schuttkriechen
- * Glazifluvialer Transport von Geschiebe

Die beiden Diplomarbeiten Teil 1 (Hartmeyer, 2008) und Teil 2 zum Thema „Sedimenthaushalt im Gletschervorfeld der Pasterze“ können daher nicht als Abhandlung des vollständigen Sedimenthaushaltes des Untersuchungsgebietes angesehen werden. Sie sind ein Beitrag zur Sedimentbilanz des Sanders, welcher die wichtigsten geomorphologischen Prozesse berücksichtigt.

Eine besonders relevante unbekanntes des Sedimentbudgets ist die Bedeutung der Geschiebefracht. Diese wurde bisher im Gletschervorfeld der Pasterze noch nie gemessen. Schätzwerte existieren jedoch für den Zeitraum vor Verfüllung des Sanders (Krainer u. Poscher, 1992). Für die folgende Zusammenführung der Ergebnisse zu einem Sedimentbudget werden diese Daten herangezogen.

Zur sedimenthaushaltlichen Situation am Sander können auf Basis der im Feld erhobenen Daten, der Ergebnisse früherer quantitativer Untersuchungen am Sander und der geophysikalischen Erkundung der Sedimentmächtigkeit zwei Bilanzen vorgestellt werden.

Zum einen kann über die Zusammensetzung der derzeit im Sanderbecken lagernden Sedimente spekuliert werden. Zum anderen kann der Ein- und Austrag von Lithosphärenmaterial am Sandersee, sowie die Massenverlagerung einiger der Sedimentspeicher Sander nicht direkt betreffender geomorphologischer Prozesse im Untersuchungsgebiet für die Ablationsperiode 2006 dargestellt werden.

Zusammensetzung des Sedimentspeichers Sander

Die Angaben zur Zusammensetzung der Sedimente im Sanderbecken nach Ablagerungsprozess beruhen auf der zentralen Prämisse, dass die Sedimentationsraten der Prozesse nicht nur für den Zeitpunkt ihrer Messung, bzw. Schätzung gelten, sondern für den gesamten Akkumulationszeitraum. Sie sind daher durchaus spekulativ. Im Sanderbecken lagert heute laut geophysikalischer Erkundung ca. 1.500.000m³ Lockermaterial. Ein großer Teil der

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

Ablagerungen besteht aus der Grundmoräne der Pasterze. Das weitere Volumen setzt sich aus glazifluvialen Sedimenten, Murablagerungen und von Lawinen akkumuliertem Lithosphärenmaterial zusammen, welches nach dem Rückzug der Pasterze auf der Grundmoräne abgelagert wurde. Zur Ablagerung von nicht-glazialen Sedimenten kommt es seit Entstehung des proglazialen Sanders im Jahr 1958. Bis zur Verfüllung des Sanders 1991 wurden ca. 600.000m^3 glazifluviale Sedimente dauerhaft im Sanderbecken abgelagert (Krainer u. Poscher, 1992). Anfang der neunziger Jahre des letzten Jahrhunderts war der Sander schließlich bis zur Oberkante der am Ausfluss errichteten Steinschichtung verfüllt. Seit dieser Zeit kommt es zu keiner dauerhaften Ablagerung der glazifluvialen Suspensionsfracht mehr, welche den Großteil des seit Rückzug der Pasterze akkumulierten Materials ausmacht. Für grobklastische Sedimente stellt der Sander jedoch weiterhin einen geschlossenen Speicher dar.

Die dritte Flussfracht, die Geschiebefracht, wurde im Gletschervorfeld der Pasterze noch nie messtechnisch erhoben. Schätzungen zufolge liegt der glazifluviale Geschiebeeintrag in den Sander bei ca. $23.000\text{m}^3/\text{a}$ (Krainer u. Poscher, 1992). Dieser Teil der Flussfracht wird auch nach Verfüllung weiterhin am Sander (insbesondere am Zufluss) abgelagert. Demnach kann das gesamte im Jahr 2006 im Sanderbecken lagernde glazifluviale Sediment auf ca. 950.000m^3 geschätzt werden (Hartmeyer, 2008).

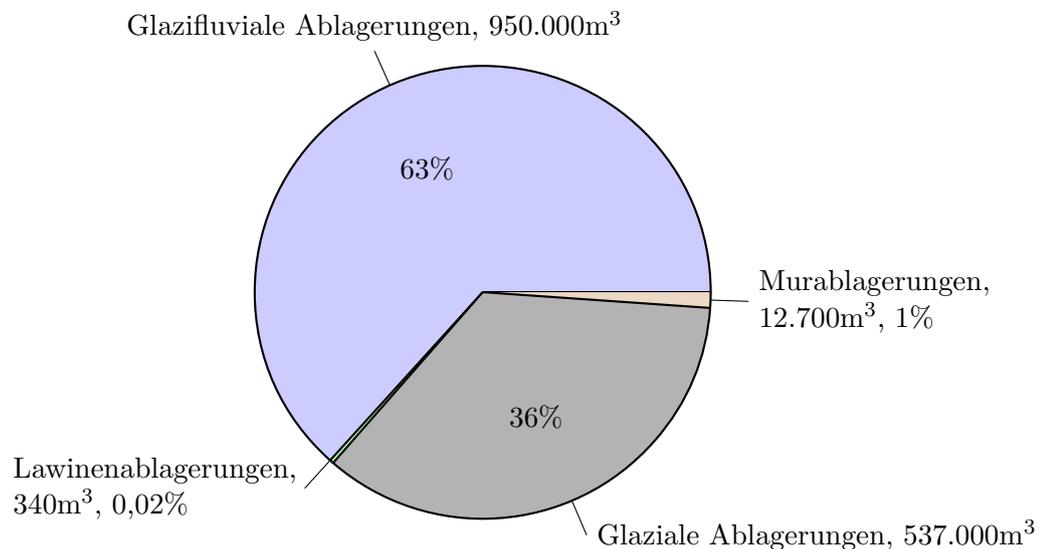


Abbildung 7.1: Anteile der Ablagerungen geomorphologischer Prozesse am Volumen des Sedimentspeichers Sander

Der Eintrag von Mur- und Lawinenablagerungen in den Sander erfolgt etwa seit Anfang der 70er Jahre des letzten Jahrhunderts über die orographisch rechte Hangflanke. Davor war dieser Bereich und ein Teil des Sanders noch vom westlichen Teil der Pasterzenzunge

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

bedeckt. Es kann jedoch angenommen werden, dass von 1958 bis mindestens Anfang der 1970er entsprechende Materialmengen über die heute stabilisierte und dicht bewachsene orographisch linke Hangseite eingetragen wurden. Die im Sommer 2006 erhobenen Einträge werden daher als jährlicher Durchschnitt seit 1958 herangezogen. Somit lagern im Jahr 2006 ca. 12.700m^3 Mursedimente und ca. 340m^3 Lawinenmaterial im Sedimentspeicher Sander.

Das verbleibende Volumen von ca. 537.000m^3 wird vermutlich von glazialen Ablagerungen eingenommen, welche von der Grundmoräne der Pasterze stammen. In Abbildung 7.1 sind die Anteile der einzelnen Prozesse an den Ablagerungen in Form eines Kreisdiagramms dargestellt. Der Anteil der glazifluvialen Ablagerungen ist mit ca. 63% am größten. Glaziale Ablagerungen haben einen Volumensanteil von ca. 36%, Mursedimente machen ca. 1% des Gesamtvolumens aus. Der Anteil des durch Lawinen eingetragene Lithosphärenmaterials ist mit 0.02% verschwindend gering.

Materialverlagerung im Untersuchungsgebiet während der Ablationsperiode 2006

In der Ablationsperiode 2006 wurden ca. 50.000t an glazifluvialer Suspensionsfracht in den Sander ein- und wieder aus dem Sander ausgetragen. Es kam zu keiner dauerhaften Speicherung. Weiters wurden 2.500t gelöste Stoffe im Hauptgerinne und den Seitenbächen durch den Sander transportiert. Die zu erwartende zusätzliche Lösung von Stoffen auf dem Fließweg durch den Sander konnte in den Messergebnissen nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden und wird daher als sehr gering eingestuft.

Im Gletscherjahr 2006 wurden ca. 570t Mursedimente und 20t Lithosphärenmaterial aus Grundlawinentätigkeit in den Sander eingetragen.

Neben jenen Prozessen, welche einen direkten Einfluss auf den Sedimentspeicher Sander haben, wurde in der gegenständlichen Arbeit auch noch die Massenverlagerung durch Solifluktion und Sturzprozesse quantifiziert. Dies sind Prozesse, welche im Untersuchungsgebiet stattfinden, deren Tätigkeit jedoch auf die Steilwände und Hänge begrenzt ist. Das verlagerte Material erreicht den Sander nicht direkt, sondern nur über die Umlagerung durch andere Prozesse (hauptsächlich Muren und Lawinen). Durch Sturzprozesse wurden auf den Seitenhängen des Sanders ca. 960t Material umgelagert. Etwa 16.600t Lockersedimente wurden durch Solifluktion bewegt. Damit stellt die Solifluktion, nach dem glazifluvialen Transport der Suspensionsfracht, den Prozess mit der größten Massenverlagerung im Untersuchungsgebiet dar.

Als Schätzwert zum glazifluvialen Transport der Geschiebefracht werden wiederum die oben erläuterten Daten von Krainer und Poscher herangezogen. In Abbildung 7.2 ist die Materialverlagerung im Untersuchungsgebiet im Jahr 2006 zusammengefasst. Zur dauerhaften Ablagerung am Sander kommen nur die durch dunkelgraue Säulen dargestellten

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

Massen. Hellgrau kennzeichnet einen Materialtransport durch den Sander ohne dauerhafte Zwischenspeicherung. Grün bedeutet: keine direkte Interaktion mit dem Sedimentspeicher Sander. Die Ordinate ist logarithmisch skaliert.

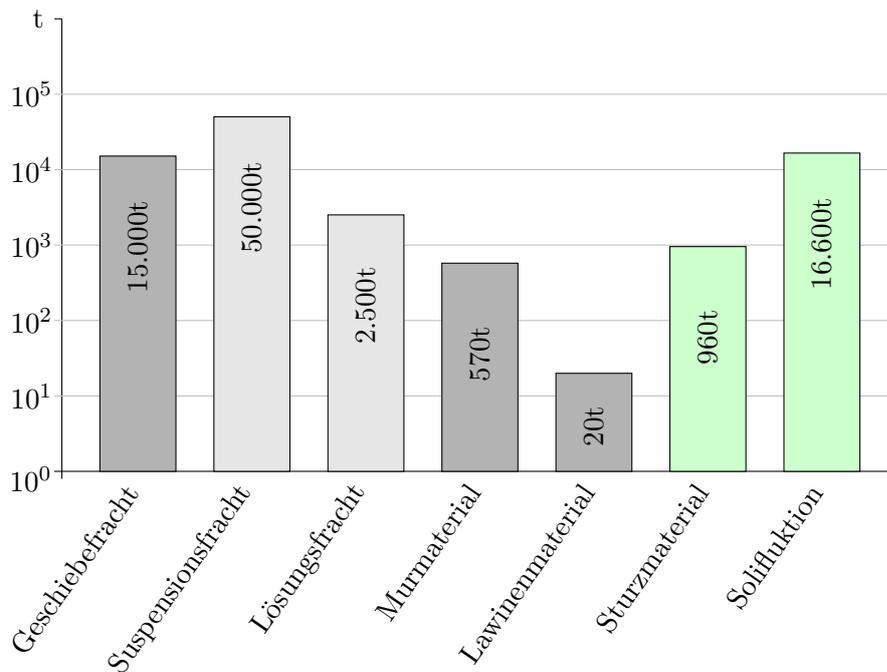


Abbildung 7.2: Darstellung der Materialverlagerung im Untersuchungsgebiet während der Ablationsperiode 2006

7.1.3 Fehlerquellen bei der Quantifizierung des Sedimenttransfers

Wie bereits mehrfach erwähnt, basieren die vorgestellten Ergebnisse entweder auf Erhebungen im Feld, welche im Laufe von nur einer Ablationsperiode durchgeführt wurden, oder auf Kenntnissen des Untersuchungsgebietes in Kombination mit Angaben aus der Literatur (siehe Abbildung 7.3). Aus diesen Gründen sind die vorgestellten Ergebnisse mit zahlreichen Unsicherheiten verbunden und weisen einige Einschränkungen in ihrer Gültigkeit auf. Im Folgenden werden diese Punkte für jeden der untersuchten Prozesse dargelegt. Behandelt werden mögliche systematische Fehler, welche sich aus dem logischen Aufbau der Messmethodik ergeben, nicht angeführt sind zufällige Fehler (ungenau abgelesen der Messinstrumente, etc.).

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

Schwebstofffracht

Der Schwebstoffanteil im Wasser des Hauptgerinnes und der Nebengerinne wurde im Zuge von sechs, zum Teil mehrtägigen, Feldaufenthalten beprobt. Insgesamt wurden 169 Proben genommen, davon 160 am Zufluss und Ausfluss des Hauptgerinnes und 9 in den Nebenbächen. Die Proben wurden im Zeitraum einer Sommersaison genommen (Mai bis Oktober). Die Messung des Abflusses der einzelnen Gerinne erfolgte jeweils möglichst zeitgleich mit der Entnahme der Wasserproben. Dadurch konnte der Zusammenhang zwischen Abflussmenge und Schwebstoffkonzentration herausgearbeitet werden. Basierend auf diesen Daten wurde schließlich durch Multiplikation von Abfluss und Schwebstoffkonzentration die Schwebstofffracht errechnet. Da der Abfluss ebenfalls nur sporadisch über das Sommerhalbjahr 2006 verteilt gemessen werden konnte, war eine Interpolation der Messergebnisse nötig, um die Jahresganglinie zu konstruieren. Diese Interpolation basiert auf dem Verhältnis der Tagesmitteltemperatur zum Tagesabfluss, welches auf Basis der Feldmessungen ermittelt wurde. Da die Messungen ausschließlich im Sommerhalbjahr stattfanden, kann nicht mit Sicherheit davon ausgegangen werden, dass das Verhältnis auch für besonders niedrige Temperaturen gilt.

Es steht allerdings fest, dass die im Winterhalbjahr transportierte Schwebstofffracht aufgrund der sehr geringen winterlichen Abflüsse nur einen sehr kleinen Teil der Jahreschwebstofffracht ausmacht. Der resultierende Fehler kann aus diesem Grund als sehr klein angenommen werden.

Da die Abflussganglinie ausschließlich über die Lufttemperatur rekonstruiert wurde, wird der nivale Charakter des Abflussregimes nicht erfasst. Dies stellt eine weitere Fehlerquelle dar, da hierdurch vermutlich der Jahresabfluss und damit auch der jährliche Schwebstofftransport unterschätzt wird.

Lösungsfracht

Die durch den Sander transportierte Lösungsfracht wurde, in sehr ähnlicher Weise wie die Schwebstofffracht, ebenfalls über die interpolierte Jahresganglinie des Abflusses berechnet. Daher gelten für die Ergebnisse zu diesem Teil der Flussfracht die selben Vorbehalte, wie für die Schwebstofffracht. Weiters kann es auch bei der komplexen Bestimmung der Lösungskonzentration durch die Methode der Atomabsorptionsspektrometrie (AAS) zu Fehlaussagen kommen (Details siehe: (Hartmeyer, 2008)).

Lawinen

Das Lithosphärenmaterial, welches im Frühjahr 2006 durch Grundlawinen in den Sander transportiert wurde, konnte durch Beprobung der im Mai 2006 vorgefundenen Lawinenkegel abgeschätzt werden. Material, welches durch frühwinterliche Grundlawinen in den Sander

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

eingetragen wurde, ist in den Ergebnissen nicht berücksichtigt. Daher wurde die durch Lawinen während der Ablationsperiode 2006 eingetragene Menge an Lithosphärenmaterial vermutlich unterschätzt.

Eine weitere Fehlerquelle stellt die möglicherweise nicht ausreichende Repräsentativität der genommenen Stichproben an der Oberfläche der Lawinenkegel dar.

Muren

Im Untersuchungszeitraum, von Mai bis Oktober 2006, konnten keine Murereignisse direkt beobachtet werden. Es wurden außerdem keine Murablagerungen identifiziert, welche innerhalb dieser Periode abgelagert wurden. Die Ergebnisse basieren daher auf einer Abschätzung des Volumens aller auf dem Sander sichtbaren Mursedimente und der Festsetzung eines Ablagerungszeitraumes von 15 Jahren - unter der Annahme, dass sämtliche sichtbaren Ablagerungen nach Verfüllung des Sanders akkumuliert wurden. Diese Überlegung basiert darauf, dass im Übergangsbereich von den Murkegeln zu den glazifluvialen Feinsedimenten keinerlei Verzahnung der beiden unterschiedlichen Ablagerungstypen vorhanden war. Ältere, im inneren der Murkegel lagernde Loben, welche ebenfalls zum erhobenen Volumen beitragen, könnten jedoch sehr wohl Verzahnungen mit den Feinsedimenten aufweisen. Diese wären heute nicht mehr sichtbar. In diesem Fall wäre davon auszugehen, dass ein Teil des abgelagerten Murmaterials aus der Zeit vor der Verfüllung des Sanders stammt und der jährliche Mureintrag in den Sander somit überschätzt würde.

Da Mur- und Lawinenablagerungen auf den gleichen Kegeln akkumuliert wurden, mussten die Massen der Kegeln um die Massen der Lawinenablagerungen korrigiert werden, um die Masse der tatsächlichen Murablagerungen zu erhalten. Zu diesem Zweck wurden die im Frühjahr 2006 abgelagerten Lawinensedimente auf 15 Jahre hochgerechnet. Ob die Lawinenablagerungen des Frühjahres 2006 repräsentativ für den langjährigen Durchschnitt sind und die Murablagerungen somit korrekt korrigiert wurden, ist nicht bekannt.

Sturzprozesse

Die Abschätzung der im Untersuchungsgebiet durch Sturzprozesse verlagerten Volumina erfolgte unter der Prämisse, dass die Ergebnisse lediglich als Angabe der ungefähren Größenordnung angesehen werden können. Fehler ergeben sich einerseits durch die Gültigkeit der aus der Literatur gewonnenen und zur Berechnung herangezogenen Hangrückverwitterungsraten, andererseits aus den mit Hilfe eines groben Höhenmodells abgeschätzten ablöserelevanten Flächen.

Die von Hoffmann et al. (Hoffmann u. Schrott, 2003) über das Reintal publizierten Hangrückverwitterungsraten im Steilwandbereich beziehen sich auf Sedimentgestein und nicht auf Metamorphite, wie sie im Untersuchungsgebiet aufgeschlossen sind. Dennoch decken

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

sich diese Angaben mit anderen Quellen für generelle Erosionsraten in Gebirgsregionen (Caine, 2004). Dies mag vor allem an der sehr großen Bandbreite der Angaben zu diesem Themenkreis liegen.

Alle Hangbereiche, welche eine Hangneigung $> 40^\circ$ aufweisen, egal ob im Festgestein oder im Lockermaterial, wurden als ablöserrelevante Flächen für Sturzprozesse klassifiziert. Diese Schwelle basiert lediglich auf einer im GIS vorgenommenen iterativen Annäherung an die augenscheinlich im Orthophoto erkennbare Situation.

Solifluktion

Das der Solifluktion unterliegende Materialvolumen wurde im Rahmen dieser Diplomarbeit nur größenordnungsmäßig abgeschätzt. Die Mächtigkeit der Solifluktionsloben wurde stichprobenartig im Gelände gemessen. Fehler können sich einerseits aus der möglicherweise nicht ausreichenden Repräsentativität der Stichprobe zur Lobenmächtigkeit ergeben.

Sedimenthaushalt des Sanders

Die Ungenauigkeiten, welche durch die Methodik der eigentlichen Mess- bzw. Schätzverfahren entstehen, wirken sich direkt auf die Ergebnisse in den einzelnen Prozessbereichen aus. Setzt man diese Ergebnisse im Rahmen einer sedimenthaushaltlichen Betrachtung in Bezug zueinander, z.B. durch einen Vergleich der bewegten Massen oder Volumina, so ergeben sich weitere Fehlerquellen. Diese werden im Folgenden erläutert:

Die Materialverlagerung im Einzugsgebiet des Sanders wurde, in Abhängigkeit vom untersuchten geomorphologischen Prozess, sowohl auf Basis volumetrischer Schätzungen, als auch auf Basis gravimetrischer Messungen errechnet. Dies wird in Abbildung 7.3 dargestellt. Im Fall von Suspensionsfracht, Lösungsfracht und durch Lawinen umgelagertes Lithosphärenmaterial wurde die Masse direkt durch Wägung bestimmt. Im Fall von Muren, Sturzprozessen und Solifluktion wurde das umgelagerte Materialvolumen geschätzt. Ein Vergleich der beiden Ergebnisvarianten ist nur durch eine Umrechnung über die angenommene Dichte des Materials möglich. Die Dichte wurde jedoch am Sander für keinen der unterschiedlichen Ablagerungstypen bestimmt. Um die Ergebnisse dennoch vergleichen zu können, wurden Angaben aus der Literatur herangezogen. Meist findet sich ein breites Spektrum an möglichen Werten. Dementsprechend groß können auch die Fehler in der sedimenthaushaltlichen Gegenüberstellung der Ergebnisse sein.

Die Dichte von metamorphen Gesteinen liegt zwischen 2.65t/m^3 und 3.05t/m^3 , bei durchschnittsdichten von 2.70t/m^3 bis 2.86t/m^3 (Smithson, 1971). Für die Umrechnungen wurde ein Wert von 2.8g/cm^3 verwendet. Daraus ergibt sich ein möglicher Fehler von ca. $\pm 0.20\text{g/cm}^3$ bzw. $\pm 7.2\%$. Die trockene Dichte von Murablagerungen liegt nach Experimenten von Iverson (Iverson, 1997) zwischen 1.8t/m^3 und 2.54t/m^3 . Wählt man ebenfalls den

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

Mittelwert von 2.15t/m^3 , so ergibt sich ein maximaler Fehler von $\pm 0.35\text{t/m}^3$ bzw. $\pm 16\%$. Zur Dichte von Solifluktuationsloben konnten kaum Literaturzitate gefunden werden. Rapp (Rapp, 1960) rechnet mit einer durchschnittlichen Dichte von 1.8t/m^3 . Dieser Wert wurde auch für die Berechnungen in dieser Diplomarbeit herangezogen. Es ist davon auszugehen, dass es, je nach Zusammensetzung des Substrats, zu einer beträchtlichen Variation kommen kann.

Diese Fehler wirken sich sowohl auf die dargelegte „Zusammensetzung des Sedimentspeichers Sander“ als auch auf die „Materialverlagerung im Untersuchungsgebiet während der Ablationsperiode 2006“ aus.

Weitere Fehlerquellen ergeben sich durch die Tatsache, dass aufgrund der unterschiedlichen Messmethodik Materialverlagerungsraten des langjährigen Durchschnitts (Muren, Sturzprozesse, glazifluviale Geschiebfracht) mit Raten, welche nur in der Ablationsperiode 2006 gemessen wurden (Lawinen, glazifluvialer Transport von Suspensions- und Lösungsfracht) verglichen werden. Da die beiden präsentierten Bilanzen zum Sedimenthaushalt völlig unterschiedliche Zeiträume umfassen (Zusammensetzung des Sedimentspeichers Sander: 52 Jahre, Materialverlagerung im Untersuchungsgebiet: 1 Ablationsperiode) führt dieser Sachverhalt zu unterschiedlichen Fehlern, welche im Folgenden getrennt besprochen werden.

Weitere Fehlerquellen zur **Zusammensetzung des Sedimentspeichers:**

Die Repräsentativität der Messergebnisse für den langjährigen Durchschnitt des jährlichen Materialeintrags in den Sander und damit für die volumetrische Zusammensetzung der im Sanderbecken lagernden Sedimente ist fraglich.

Die Datengrundlage zum berechneten glazifluvialen Sedimentanteil im Sander stammt von Krainer u. Poscher (1992) und die genaue Methodik zur Erhebung der Daten ist nicht bekannt.

Die Umlagerung von Lithosphärenmaterial durch Lawinen wurde im Verlauf eines Frühjahres erhoben. Es kann von einer sehr großen Schwankungsbreite des pro Grundlawine und Jahr mitgeführten Feststoffanteils ausgegangen werden (siehe Kapitel 4.5.4). Die Abweichung der Ergebnisse kann bis zu mehrere hundert Prozent vom langjährigen Durchschnitt betragen (Heckmann u. a., 2002).

Die Raten zum Murmaterialeintrag in den Sander stellen Durchschnittswerte dar, welche über zwei ca. 15 Jahre alte Murkegel erhoben wurden. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass sie eine höhere Repräsentativität für den langjährigen Durchschnitt besitzen, als die Daten zum Lawinenmaterialanteil. Im Hinblick einer intensiven paraglazialen Landschaftsentwicklung im Untersuchungsgebiet scheint jedoch auch die Repräsentativität des 15-jährigen Durchschnitts für den gesamten Entwicklungszeitraum des Sanders fraglich.

Der Anteil der glazialen Sedimente (Grundmoräne der Pasterze) wurde über die Subtraktion des durch andere Ablagerungen belegten Volumens vom angenommenen Gesamtvo-

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

lumen des Sanderbeckens bestimmt. Sämtliche Fehler im Zusammenhang mit den Anteilen anderer Ablagerungen wirken sich somit auch auf das Volumen der glazialen Sedimente aus. Eine weitere Fehlerquelle stellen die Unsicherheiten in Zusammenhang mit der geophysikalischen Erkundung dar, auf welcher die Abschätzung des Gesamtvolumens des Sanderbeckens beruht (Details siehe: (Geilhausen, 2007)).

Weitere Fehlerquellen zur **Materialverlagerung im Untersuchungsgebiet während der Ablationsperiode 2006:**

Die im Zusammenhang mit der Zusammensetzung des Sedimentspeichers Sander angeführten Fehlerquellen gelten, in umgekehrter Weise, auch für die Materialverlagerung während der Ablationsperiode 2006. Über die Aktivität jener Prozesse, für welche nur durchschnittliche Materialtransferraten bekannt sind (Muren, Sturzprozesse, glazifluvialer Geschiebetransport), können hinsichtlich der Aktivität in er Ablationsperiode 2006 keine sicheren Angaben gemacht werden.

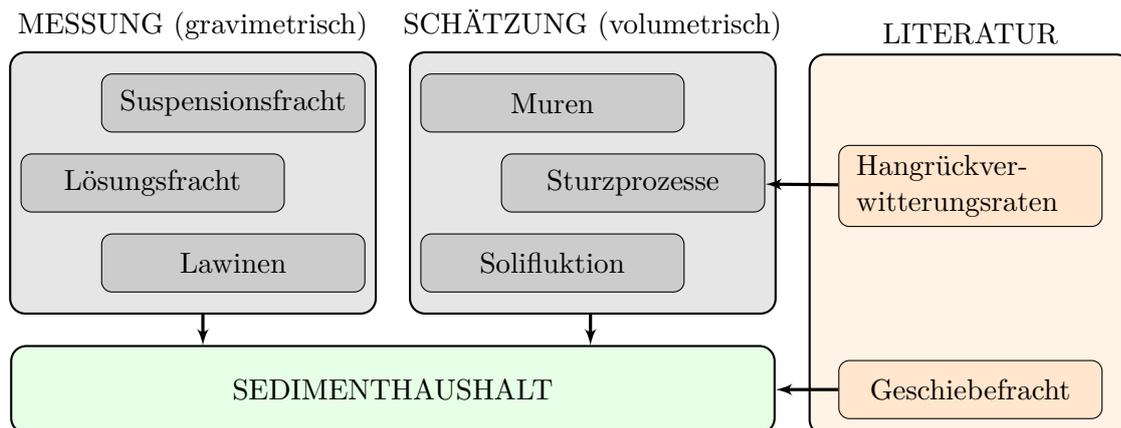


Abbildung 7.3: Schema der Datenquellen zum vorgestellten Sedimenthaushalt (eigene Darstellung)

7.2 Fazit und Ausblick

Ziel der vorliegenden Diplomarbeit war es, den Sedimenteintrag in- und den Sedimentaustrag aus dem Sander während der Ablationsperiode 2006 zu quantifizieren. In einem ersten Schritt wurden im Rahmen einer geomorphologischen Kartierung Sedimentspeicher und Transferpfade identifiziert und visualisiert. Mittels verschiedener methodischer Ansätze wurde das Volumen von Sedimentspeichern abgeschätzt und teilweise wurden direkte Messungen der Sedimenttransportrate durchgeführt. Das Ergebnis liegt in Form von zwei Bilanzen zum Sedimenthaushalt vor. (1) Die Gegenüberstellung der Sedimenteinträge in den Sander durch glazifluviale Prozesse, Muren und Lawinen. Diese stellt einen Beitrag

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

zum Sedimenthaushalt des Sanders in der Ablationsperiode 2006 dar. (2) Die Abschätzung der Zusammensetzung der im Sanderbecken lagernden Sedimente nach Prozessen.

Eine Analyse aller relevanten geomorphologischen Prozesse war aufgrund des eingeschränkten zeitlichen Rahmens nicht möglich. Nicht berücksichtigt sind unter anderem der äolische Prozessbereich, Materialtransport durch unkonzentrierten Oberflächenabfluss (Spüldenudation) und die Materialumlagerung durch Kriechbewegungen im periglazialen Bereich (gefrorene Schutthalden und Moränen sowie Blockgletscher, wie sie in unmittelbarer Nähe zum Schwerteckkees auftreten). Neben den Ergebnissen der Geländeerhebungen wurden zur Erstellung der Sedimentbilanzen auch Angaben aus der Literatur herangezogen.

Im Einzugsgebiet des Sanders werden durch glazifluviale Prozesse die größten Mengen an Lithosphärenmaterial bewegt. Die meisten gravitativen und periglazialen Prozesse haben nur geringen Anteil am Massentransfer im Untersuchungsgebiet. Eine Ausnahme bildet die Solifluktion. Direkten Sedimenteintrag in den Sander bewirken Muren, Lawinen und der glazifluviale Transport. Bis Anfang der 1990er Jahre wurde ein Großteil der Flussracht im sommerlichen Sandersee, welcher durch Rückstau des Schmelzwassers der Pasterze am Ausfluss des Sanders entstand, abgelagert. Mit dem Abfließen des aufgestauten Wassers im Herbst wurde ein Teil dieses Materials remobilisiert und aus dem System ausgetragen. Seit der Verfüllung des Sedimentspeichers wird der sommerliche See nicht mehr ausgebildet. Seither kommt es nur noch durch Lawinen- und Murablagerungen, sowie durch die eingetragene Geschiebefracht zu einem Sedimentzuwachs im Sander.

Aufgrund der unterschiedlichen Repräsentativität und der Einschränkungen in der angewendeten Methodik können die Ergebnisse nur als Einschätzung der Größenordnung der verlagerten Massen angesehen werden. Eine Ausnahme stellen die Messungen der glazialen Suspensions- und Lösungsfracht der Ablationsperiode 2006 dar. Eine intensivere Betrachtung der denudativen Hangprozesse hätte deutlich mehr Ressourcen erfordert, als im Rahmen einer Diplomarbeit zur Verfügung stehen.

Für zukünftige Untersuchungen zum Sedimenthaushalt des Sanders im Gletschervorfeld der Pasterze sei besonders an die Bedeutung der bisher noch nicht gemessenen glazifluvialen Geschiebefracht erinnert. Diese Komponente dominiert vermutlich die rezenten Ablagerungsraten im Sander. Eine Messung gestaltet sich, insbesondere in hochalpinen Fließgewässern, schwierig und sehr aufwändig.

Um repräsentative Daten zum durchschnittlichen Massentransfer im Untersuchungsgebiet und zum Materialeintrag in den - und Materialaustrag aus dem Sander zu erhalten, erstreckten sich die Untersuchungen im Rahmen der gegenständlichen Diplomarbeit über einen deutlich zu kurzen Zeitraum. Hierfür sind Untersuchungen über einen Zeitraum von mehreren Ablationsperioden erforderlich. Diese würden (1) konkretere Aussagen über die durchschnittliche Transportkapazität stetig auftretender Prozesse ermöglichen, (2) die di-

7. Synthese zum Sedimenthaushalt des Sanders

rekte Messung der Aktivität diskret auftretender Prozesse erlauben und (3) die Chance auf die Beobachtung von Extremereignissen erhöhen.

Literaturverzeichnis

- [Ahnert 2003] AHNERT, F.: *Einführung in die Geomorphologie*. Stuttgart : Ulmer, 2003
- [Anderson 1906] ANDERSON, J. G.: Solifluction, a component of subaerial denudation. In: *Journal of Geology* 14 (1906)
- [Auer 2002] AUER, I.: *Das Klima des Sonnblicks*. ZAMG, 2002
- [Ballantyne 2002] BALLANTYNE, C. K.: A general model of paraglacial landscape response. In: *The Holocene* 12 (2002), S. 371–376
- [Barsch 1993] BARSCH, D.: Periglacial geomorphology in the 21st century. In: *Geomorphology* 7 (1993), S. 141–163
- [Barsch u. Caine 1984] BARSCH, D. ; CAINE, N.: The nature of mountain geomorphology. In: *Mountain Research and Development* 4, 4 (1984), S. 287–298
- [Barsch u. Dikau 1989] BARSCH, D. ; DIKAU, R.: Entwicklung einer Digitalen Geomorphologischen Basiskarte. In: *Geo-Informationssysteme* 2, 3 (1989), S. 12–18
- [Becht 1995] BECHT, M.: Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten. In: *Münchener Geogr. Abh.* 1995 A 47 (1995)
- [Bell u. a. 1990] BELL, I. ; GARDNER, J. ; DESCALLY, F.: An estimate of snow avalanche debris transport, Khagan Valley, Himalaya, Pakistan. In: *Arctic and Alpine Research* 22, 3 (1990), S. 317–321
- [v. Bertalanffy 1949] BERTALANFFY, L. v.: General System Theory. In: *Biologia Generalis* 1/1949 (1949), S. 114–129
- [Bozhinskiy u. Losev 1998] BOZHINSKIY, A. N. ; LOSEV, K. S.: The fundamentals of avalanche science. In: *Mitteilungen des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung* 55 (1998)
- [Brunsdon u. Prior 1984] BRUNSDON, D. ; PRIOR, D.: *Slope Instability*. New York : John Wiley and Sons, 1984

- [Caine 1974] CAINE, N.: The geomorphic processes of the alpine environment. In: *Arctic and Alpine Environments*. London : Methuen, 1974, Kapitel 12B, S. 721–748
- [Caine 1975] CAINE, N.: The influence of snow and increased snowfall on contemporary geomorphic processes in alpine areas. In: *San Juan Ecology Project, Interim Progress Report, March 1975*, Colorado State University, 1975, S. 59–80
- [Caine 1980] CAINE, N.: The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. In: *Geografiska Annaler* 62A (1980), S. 23–27
- [Caine 1996] CAINE, N.: Geomorphic Systems of Green Lakes Valley. In: *Structure and Function of an Alpine Ecosystem: Niwot Ridge, Colorado*. New York : Oxford University Press US, 1996, Kapitel 4, S. 45–74
- [Caine 2004] Kapitel 6. In: CAINE, N.: *Mechanical and chemical denudation in mountain systems*. London : Hodder and Stoughton Educational., 2004, S. 132–151
- [Caine u. Swanson 1989] CAINE, N. ; SWANSON, F. J.: Geomorphic coupling of hillslope and channel systems in two small mountain basins. In: *Zeitschrift für Geomorphologie* 33, 2 (1989), S. 189–203
- [Chorley 1962] CHORLEY, R. J.: Geomorphology and general systems theory. In: *U. S. Geological Survey Professional Paper* 500-B (1962), S. ?
- [Chorley u. Kennedy 1971] CHORLEY, R. J. ; KENNEDY, B. A.: *Physical Geography - a systems approach*. London : Prentice Hall International, 1971
- [Coussot u. Meunier 1996] COUSSOT, P. ; MEUNIER, M.: Recognition, classification and mechanical description of debris flows. In: *Earth-Science Reviews* 40 (1996), S. 209–227
- [Decaulne u. Saemundsson 2006] DECAULNE, A. ; SAEMUNDSSON, T.: Geomorphic evidence for present-day snow-avalanche and debris-flow impact in the Icelandic Westfjords. In: *Geomorphology* 80 (2006), S. 80–93
- [Dietrich u. Dunne 1978] DIETRICH, W. E. ; DUNNE, T.: Sediment budget of a small catchment in mountainous terrain. In: *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* Bd. 29 (1978), S. 191–206
- [Dikau 1988] DIKAU, R.: Case Studies in the Development of the derived Geomorphic Maps. In: *Geologisches Jahrbuch* A 104 (1988), S. 329–338
- [Dikau 2005] DIKAU, R.: Geomorphologische Perspektiven integrativer Forschungsansätze in Physischer Geographie und Humangeographie. In: *Forum IFL* 2 (2005), S. 91–108

- [Dopsch u. Spatzenegger 1991] DOPSCH, H. (Hrsg.) ; SPATZENEGGER, H. (Hrsg.): *Geschichte Salzburgs*. Salzburg : Universitätsverlag Anton Pustet, 1991
- [Dussauge-Peisser u. a. 2002] DUSSAUGE-PEISSER, C. ; HELMSTETTER, A. ; GRASSO, J.-R. ; HANTZ, D. ; DESVARREUX, P. ; JEANNIN, M. ; GIRAUD, A.: Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2 (2002), S. 15–16
- [Fischer 1984] FISCHER, K.: *Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25000 der Bundesrepublik Deutschland GMK 25 Blatt 16, 8443 Königssee*. Geomorphologische Detailkartierung in der BRD, 1984
- [Frutiger 1988] FRUTIGER, H.: On the effectiveness of avalanche control by supporting structures. In: *Internationales Symposium Interpraevent 1988 - Graz* Bd. Band 5, Interpraevent, 1988, S. 137–188
- [Geilhausen 2007] GEILHAUSEN, M.: *Erkundung des Oberflächennahen Untergrunds glazifluvialer und fluvialer Sedimentspeicher*, Geographisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Diplomarbeit, 2007
- [Graner 2004] GRANER, H. P.: *Nationalpark Hohe Tauern*. Wien : Brandstätter, 2004
- [Götz u. a. 2010] GÖTZ, J. ; GEILHAUSEN, M. ; SCHROTT, L.: Zur Interpretation rezenter Sedimentflüsse in einem paraglazialen Kontext mit einem Vorschlag zur Inwertsetzung geomorphologischer Forschung. In: *Salzburger geographische Arbeiten* 26 (2010), S. 43–64
- [Gustavsson 2006] GUSTAVSSON, M.: *Development of a Detailed Geomorphological Mapping System and GIS Geodatabase in Sweden*, Department of Earth Sciences, Uppsala University, Diss., 2006
- [Haßlacher 1983] HASSLACHER, P.: *Gletscherweg Pasterze*. Wien : ÖAV, 1983
- [Hallet u. a. 1996] HALLET, B. ; HUNTER, L. ; BOGEN, J.: Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. In: *Global and Planetary Change* 12 (1996), S. 213–235
- [Harflinger u. Knees 1999] HARFLINGER, O. ; KNEES, G.: Klimahandbuch der Österreichischen Bodenschätzung. In: *Mitt. d. Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft* 58 (1999), S. 1–196
- [Harris u. a. 2009] HARRIS, C. ; ARENSON, L. ; CHRISTIANSEN, H. H. ; ETZELMÜLLER, B. ; FRAUENFELDER, R. ; GRUBER, S. ; HAEBERLI, W. ; HAUKE, C. ; HÖLZLE, M. ; HUMLUM, O. ; ISAKSEN, K.: Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal,

- geomorphological and geotechnical responses. In: *Earth-Science Reviews* 92 (2009), S. 117–171
- [Hartmeyer 2008] HARTMEYER, I.: *Zum Sedimenthaushalt des Sanders im Gletschervorfeld der Pasterze, Hohe Tauern, Österreich - Teil 1*, Institut für Geographie und Regionalforschung, Universität Wien, Diplomarbeit, 2008
- [Häckel 1999] HÄCKEL, H.: *Meteorologie*. Stuttgart : Ulmer, 1999
- [Heckmann 2006] HECKMANN, T.: Untersuchungen zum Sedimenttransport durch Grundlawinen in zwei Einzugsgebieten der Nördlichen Kalkalpen - Quantifizierung, Analyse und Ansätze zur Modellierung der geomorphologischen Aktivität. In: *Eichstätter Geographische Arbeiten* 14 (2006)
- [Heckmann u. a. 2002] HECKMANN, T. ; WICHMANN, V. ; BECHT, M.: Quantifying sediment transport by avalanches in the Bavarian Alps - first results. In: *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Bd. 127* (2002), S. 137–152
- [Heckmann u. a. 2005] HECKMANN, T. ; WICHMANN, V. ; BECHT, M.: Sediment transport by avalanches in the Bavarian Alps revisited - a perspective on modelling. In: *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Vol. 138* (2005), S. 11–25
- [Hoffmann u. Schrott 2003] HOFFMANN, T. ; SCHROTT, L.: Determining sediment thickness of talus slopes and valley fill deposits using seismic refraction - a comparison of 2D interpretation tools. In: *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Vol. 132* (2003), S. 71–87
- [Hutchinson 1968] *Kapitel 12*. In: HUTCHINSON, J. N.: *Mass movement*. New York, Amsterdam, London : Reinhold Pubs, 1968, S. 688–695
- [Hutter u. Beckel 1988] HUTTER, C. M. ; BECKEL, L.: *Großglockner - Saumpfad, Römerweg, Hochalpenstraße*. Salzburg : Residenz Verlag, 1988
- [Iverson 1997] IVERSON, R. M.: The physics of debris flows. In: *Reviews of Geophysics* 35, 3 (1997), S. 245–296
- [Jäckli 1957] JÄCKLI, H.: *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes*. Bern : Kümmerly und Frey, 1957
- [Johnson u. Rodine 1984] *Kapitel 8*. In: JOHNSON, A. M. ; RODINE, J. R.: *Debris flow*. New York : Wiley, 1984
- [Johnson u. Warburton 2002] JOHNSON, R. M. ; WARBURTON, J.: Annual sediment budget of a UK mountain torrent. In: *Geographiska Annaler* 84 A (2002), S. 73–89

- [Jomelli u. Bertran 2005] JOMELLI, V. ; BERTRAN, P.: Depositional processes and particle characteristics on fans in the Southern Alps, New Zealand. In: *Geomorphology* 69 (2005), S. 46–56
- [Kaiser u. a. 2002] KAISER, A. ; SCHEIFLINGER, H. ; LANGER, M.: Das Klima des Sonnblicks. In: *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik* 28 (2002)
- [Kneisel u. a. 1998] KNEISEL, C. ; LEHMKUHL, F. ; WINKLER, S. ; TRESSEL, E. ; SCHRÖDER, H.: Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen. In: *Trierer Geographische Studien* 18 (1998), S. 5–25
- [Köppen 1932] KÖPPEN, W.: *Handbuch der Klimatologie, Band 3, Teil M, Klimakunde von Mittel- und Südeuropa*. Berlin : Borntraeger, 1932
- [Krainer 2005] KRAINER, K.: *Geologie, Wissenschaftliche Schriften, Nationalpark Hohe Tauern*. Klagenfurt : Universitätsverlag Carinthia, 2005
- [Krainer u. Poscher 1992] KRAINER, K. ; POSCHER, G.: Sedimentologische Beobachtungen im Gletschervorfeld der Pasterze (Glocknergruppe, Hohe Tauern). In: *Carinthia II* 182/102 (1992), S. 317—343
- [Krautblatter u. Moser 2009] KRAUTBLATTER, M. ; MOSER, M.: A nonlinear model coupling rockfall and rainfall intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps). In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9 (2009), S. 1425–1432
- [Lieb 1997] LIEB, G. K.: *Die Entwicklung des Sandersees auf Grund des Gletscherrückganges der Pasterze*. 1997. – unveröffentlichtes Schreiben
- [Luckman 1972] LUCKMAN, B. H.: Debris accumulation on talus slopes in Surprise Valley, Jasper National Park. In: *Internationale Geographie 1972* Bd. 1, 1972, S. 36–38
- [Luckman 1977] LUCKMAN, B. H.: The geomorphic activity of snow avalanches. In: *Geographiska Annaler* 59 A (1977), S. 31–48
- [Luckman 2000] LUCKMAN, B. H.: Classics in physical geography revisited. In: *Progress in Physical Geography* 24, 1 (2000), S. 97–101
- [Marchi u. a. 2002] MARCHI, L. ; ARATTANO, M. ; DEGANUTTI, A. M.: Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). In: *Geomorphology* 46 (2002), S. 1–17
- [Martinelli 1974] MARTINELLI, M.: *U.S. Dep. of Agric. Inf. Bulletin*. Bd. 360: *Snow avalanche sites: their identification and evaluation*. U. S. Department of Agriculture, 1974

- [Matsuoka 2008] MATSUOKA, N.: Frost weathering and rockwall erosion in the eastern Swiss Alps: long-term (1994-2006) observations. In: *Geomorphology* 99 (2008), S. 353–368
- [M.Church u. Ryder 1972] M.CHURCH ; RYDER, J. M.: Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. In: *Geological Society of America Bulletin* 83 (1972), S. 3059–3072
- [Otto 2001] OTTO, J. C.: *Das geomorphologische System des Turtmantals (Wallis, Schweiz) Formen, Substrate und Prozesse*, Geographische Institute der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn, Diplomarbeit, 2001
- [Patzelt 1995] PATZELT, G.: North Tyrolian Alps. In: *Glacier and debrisflow activity in the Alps - excursion guide*. Düsseldorf : INQUA, Symp. d. Eurosiberean Holocene Subcommittee, 1995, Kapitel 12B, S. 11–31
- [Patzelt 2005] PATZELT, G.: *Gletscherbericht des ÖAV 2004/2005*. Innsbruck : ÖAV, 2005
- [Patzelt 2006] PATZELT, G.: *Gletscherbericht des ÖAV 2005/2006*. Innsbruck : ÖAV, 2006
- [Pelfini u. Santilli 2008] PELFINI, M. ; SANTILLI, M.: Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. In: *Geomorphology* 101 (2008), S. 721–730
- [Rapp 1960] RAPP, A.: Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. In: *Geografiska Annaler* XLII (1960), S. 71–200
- [R.Dikau u. a. 1996] R.DIKAU ; BRUNSDEN, D. ; SCHROTT, L. ; IBSEN, M.-L.: *Landslide recognition*. Chichester : John Wiley and Sons, 1996
- [Rosser u. a. 2003] ROSSER, N.J. ; DUNNING, S.A. ; LIM, M. ; PETLEY, D.N.: *Terrestrial laser scanning for quantitative rockfall hazard assessment*. 2003
- [Schaerer 1972] *Kapitel 6*. In: SCHAEERER, P.: *Terrain and vegetation of snow avalanche sites at Rogers Pass, British Columbia*. Vancouver : Tantalus Press, 1972, S. 215–222
- [Schädler 1991] SCHÄDLER, B.: Abfluß. In: *Internationale Fachtagung über Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre* Bd. 108, 1991 (Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich), S. 109–125
- [Schiechtel u. Stern 1985] SCHIECHTL, H. M. ; STERN, R.: *Die aktuelle Vegetation der Hohen Tauern*. Innsbruck : Universitätsverlag Wagner, 1985
- [Schramm 1996] SCHRAMM, J. M.: *Angewandte geologische Aspekte im Umfeld des „Sandarsees“*. 1996. – unveröffentlichtes Schreiben

- [Schrott u. Adams 2002] SCHROTT, L. ; ADAMS, T.: Quantifying sediment storage and Holocene denudation in an Alpine basin, Dolomites, Italy. In: *Zeitschrift für Geomorphologie* Suppl. Bd. 128 (2002), S. 129–145
- [Schrott u. a. 2003] SCHROTT, L. ; HUFSCHEIDT, G. ; HANKAMMER, M. ; HOFFMANN, T. ; DIKAU, R.: Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. In: *Geomorphology* 55 (2003), S. 45–63
- [Schrott u. a. 2002] SCHROTT, L. ; NIEDERHEIDE, A. ; HANKAMMER, M. ; HUFSCHEIDT, G. ; DIKAU, R.: Sediment storage in a mountain catchment: geomorphic coupling and temporal variability (Reintal, Bavarian Alps, Germany). In: *Zeitschrift für Geomorphologie* Suppl. Bd. 127 (2002), S. 175–196
- [Schrott u. Sass 2008] SCHROTT, L. ; SASS, O.: Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. In: *Geomorphology* 93 (2008), S. 55–73
- [Sheko 1988] *Kapitel 3*. In: SHEKO, A. I.: *Mudflows*. Moscow : UNESCO-UNEP, 1988, S. 54–74
- [Slaymaker 1993] SLAYMAKER, O.: The sediment budget of the Lillooet River Basin, British Columbia. In: *Physical Geography* 14, 3 (1993), S. 304–320
- [Slaymaker 2009] SLAYMAKER, O.: Proglacial, periglacial or paraglacial? In: *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments, The Geological Society, London, Special Publications* 320 (2009), S. 71–84
- [Slaymaker u. a. 2003] SLAYMAKER, O. ; SOUCH, C. ; MENOUNOS, B. ; FILIPPELLI, G.: Advances in Holocene mountain geomorphology inspired by sediment budget methodology. In: *Geomorphology* 55 (2003), S. 305–316
- [Slupetzky u. a. 1997] SLUPETZKY, H. ; LIEB, G. ; SCHRAMM, J.: *Studie „Sandersee - Pasterze“ Glazialgeschichtliche, glaziologische, morphologische und geologische Gesichtspunkte*. 1997
- [Smithson 1971] SMITHSON, S. B.: Densities of metamorphic rocks. In: *Geophysics* 36 (1971), S. 690–694
- [Stahr u. Hartmann 1999] STAHR, A. ; HARTMANN, T.: *Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge*. Berlin : Springer, 1999

- [Stingl u. a. 2010] STINGL, H. ; KARSTEN, G. ; HÖFNER, H. ; HUWE, B. ; JAESCHE, P. ; JOHN, B. ; VEIT, H.: Grundfragen des alpinen Periglazials. Ergebnisse, Probleme und Perspektiven periglazialmorphologischer Untersuchungen im Langzeitprojekt „Glorer Hütte“ in der Südlichen Glockner-/ Nördlichen Schobergruppe (Südliche Hohe Tauern, Osttirol). In: *Salzburger geographische Arbeiten* 26 (2010), S. 15–42
- [Tollmann 1977] TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich, Band 1, Die Zentralalpen*. Wien : Deuticke, 1977
- [Troll 1947] TROLL, C.: Die Formen der Solifluktion u. die periglaziale Bodenabtragung. In: *Erdkunde* 1 (1947), S. 162–174
- [Varnes 1978] *Kapitel 2*. In: VARNES, D. J.: *Slope movement types and processes*. New York : National Academy of Sciences, 1978, S. 11–33
- [Wakonigg u. Lieb 1996] WAKONIGG, H. ; LIEB, G. K.: Die Pasterze und ihre Erforschung im Rahmen der Gletschermessungen. In: *Kärntner Nationalpark-Schriften* 8 (1996), S. 99–115
- [Wilhelm 1993] WILHELM, F.: *Hydrogeographie*. Bd. 2. Auflage. Braunschweig : Westermann, 1993
- [Wilson 1973] WILSON, L.: Variations of mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation. In: *American Journal of Science* 273 (1973), S. 335–349
- [Yamada u. a. 2002] YAMADA, S. ; HIRAKAWA, K. ; MATSUMOTO, H.: *Morphology of solifluktion lobes in the Daisetū Mountains, Northern Japan*. 2002

Abbildungsverzeichnis

1.1	Systemtypen in der Geomorphologie	4
1.2	Alpine geomorphologische Systeme	6
1.3	Schematische Darstellung der Einteilung geomorphologischer Prozesse	9
3.1	Abgrenzung des Untersuchungsgebietes (rot)	16
3.2	Die Flächenentwicklung des Sanders von 1956 bis 1979	22
3.3	Die Entwicklung des Sanders von 1962 bis 1999	23
3.4	Der Jahresverlauf der Temperatur	28
3.5	Der Jahresverlauf des Niederschlags	30
3.6	Ausschnitt der Geologischen Karte der Republik Österreich	33
3.7	Die Sedimentkaskade des Untersuchungsgebietes	35
4.1	Klassifikation von Massenbewegungen	56
6.1	Flächenanteile der Prozess- und Strukturbereiche im Untersuchungsgebiet	99
6.2	Flächenanteile der Substrattypen im Untersuchungsgebiet	100
6.3	Flächenanteile der Sedimentspeichertypen im Untersuchungsgebiet	102
7.1	Zusammensetzung des Sedimentspeichers Sander	109
7.2	Materialverlagerung im Untersuchungsgebiet 2006	111
7.3	Datenquellen zum vorgestellten Sedimenthaushalt	116

Tabellenverzeichnis

3.1	Veränderungen von Länge, Fläche und Eisvolumen der Pasterze	25
4.1	Ergebnisse ausgewählter Studien zum Sedimenttransport von Lawinen . . .	48
4.2	Vergleich der Dichte von experimentellen Murgängen	60

Anhang A

Felderhebungen

Lawinenkegel, Ablagerungszone	Fläche (m ²)	Volumen Blöcke (m ³)	Berechnete Masse Blöcke (kg)	Masse Grob- material (kg)	Masse Feinmaterial (kg)	Masse gesamt (kg)
LK 1, Zone 1, Stichprobe 1	1	-	-	3.80	0.64	4.44
LK 1, Zone 2, Stichprobe 2	1	-	-	2.20	0.26	2.46
LK 1, Zone 2, Stichprobe 1	4	-	-	2.00	0.44	2.44
LK 1, Zone 2, Stichprobe 2	4	-	-	4.40	1.26	5.66
LK 1, Zone 1	1400	750	2100	4200	630	6930
LK 1, Zone 2	2000	-	-	1600	425	2025
LK 1	6000	750	2100	5800	1055	8955
LK 2, Zone 1, Stichprobe 1	1	-	-	3.60	0.66	4.26
LK 2, Zone 1, Stichprobe 2	1	-	-	1.90	1.87	3.77
LK 2, Zone 2, Stichprobe 1	4	-	-	2.40	0.94	3.34
LK 2, Zone 2, Stichprobe 2	4	-	-	4.30	1.97	6.27
LK 2, Zone 1	1600	890	2492	4400	2024	8916
LK 2, Zone 2	1700	-	-	1424	618	2042
LK 2	5500	890	2492	5824	2642	10958

Ergebnisse der gravimetrischen und volumetrischen Quantifizierung des Lithosphärenmaterials an der Oberfläche der im Frühjahr 2006 auf dem Sander abgelagerten Lawinenkegel. Für alle Blöcke und Steine über 20kg wurde vor Ort das Volumen abgeschätzt. Anschließend erfolgte die Berechnung ihrer Masse über eine angenommene Dichte von $2.8t/m^3$. Die Quantifizierung des Grob- und Feinmaterials fand in Form von Stichproben auf einer Fläche von $1m^2$ bzw. $4m^2$ statt. Steine unter 20kg wurden vor Ort mit einer Federwaage gewogen (Grobmaterial). Der anorganische Anteil des Feinmaterials wurde im Labor bestimmt und gewogen.



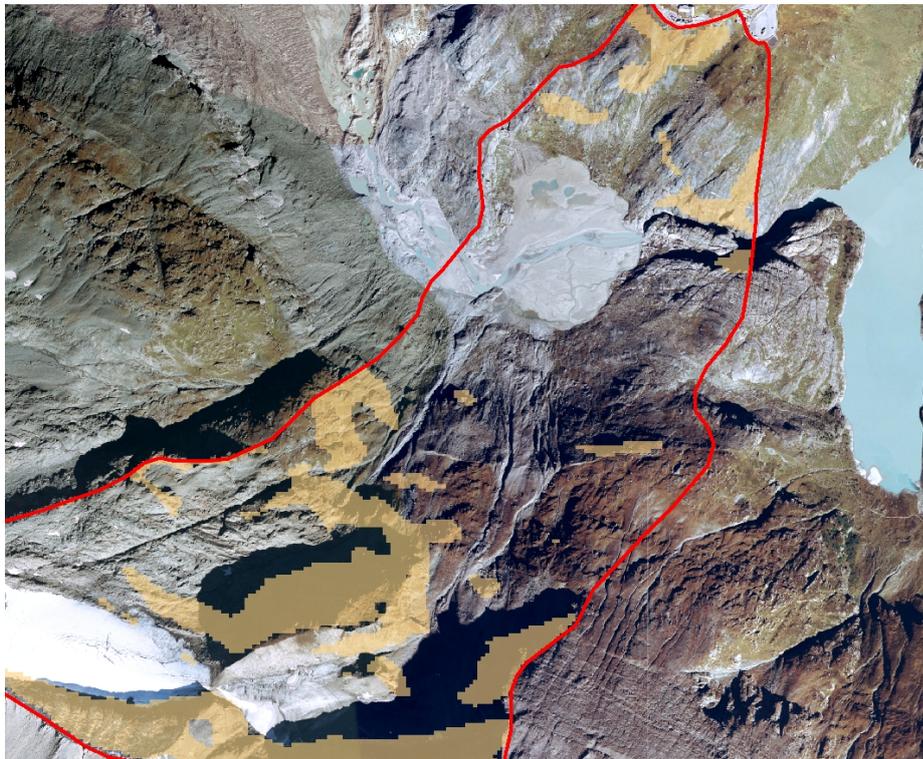
Die beiden Lawinenkegel LK1 und LK2 auf dem Sander im Mai 2006. Nördlich des Sanders (rechts) sind noch weitere Lawinenablagerungen im Gletschervorfeld zu erkennen.



Zum Zeitpunkt der Geländebegehung und der Messungen war bereits ein Teil des Lawinenschnees abgeschmolzen. Das von den Lawinen eingetragene Lithosphärenmaterial lag auf der Sanderoberfläche (Bildhintergrund) und wurde in die Berechnungen zur Massenverlagerung mit einbezogen.



Messung des Materialtransports durch Lawinen: Abbildung einer Stichprobenfläche in Zone 2 von LK 2. Steine >20kg wurden bereits entfernt und gewogen. Das verbliebene Feinmaterial wurde mitsamt der obersten Schneeschiicht abgetragen und ins bodenkundliche Labor überführt.



Darstellung der für Sturzprozesse ablöserrelevante Flächen im Untersuchungsgebiet. Die Flächen wurden mittels eines GIS bestimmt. Grundlage war ein Hangneigungskriterium (ablöserrelevant = Hangneigung über 40°). Der Schwellenwert wurde iterativ über einen Abgleich mit der Situation auf dem Orthophoto ermittelt. Der gewählte Schwellenwert lieferte die besten Ergebnisse. Allerdings werden die Ablöseflächen am orographisch rechten Seitenhang aller Wahrscheinlichkeit nach unterschätzt.



Der Murkegel MK1, unterhalb einer unmittelbar am Sanderrand situierten Geländestufe



Der Murkegel MK2

Anhang B

Lebenslauf

Günther Prasicek

Johannes Filzerstrasse 50/12
5020 Salzburg
Österreich

Geboren: 02.11.1979

Familienstand: ledig, keine Kinder

Mobil: +43(0)699 11255689

E-Mail: gue.prasicek@gmx.at



Berufserfahrung

Alpinfra Consulting & Engineering GmbH (04/2007 - 12/2010)

- * Leitung von diversen Projekten zur Errichtung von Schutzmaßnahmen gegen Naturgefahren
- * Leitung von Teilprojekten zur Erhebung, Analyse, Verarbeitung und Verwaltung von räumlichen Daten, österreichweit
- * Entwicklung von Konzepten und Anwendungen zur Verarbeitung und Verwaltung von räumlichen Daten in geographischen Informationssystemen
- * Durchführung naturräumlicher Erhebungen österreichweit
- * Monitoring von Großmassenbewegungen und Lawinen
- * Erstellung von digitalen und analogen Karten- und Planunterlagen

OEAV - Österreichischer Alpenverein (01/2001 - 04/2007)

- * Mitarbeiter im Bereich Sportklettern indoor (Kursleiter, Hallenaufsicht, Hallenverwaltung, Buchhaltung) und outdoor (Klettercamps, Hochtouren)

SAZ - Telefonmarketing (01/2000 - 01/2001)

- * Telefonmarketing für Non-Profit-Organisationen

Ausbildung & Kurse

Studium der Geographie an der Universität Wien (10/2000 - heute)

- * Schwerpunktfach: Angewandte Geomorphologie
- * Wahlfächer: Landschaftsökologie und Globale Umweltänderungen
- * Berufspraktikum: Kirghistan, Tien Shan Gebirge: Kartierung zur Erstellung einer Alpenvereinskarte des Gebietes um Pik Pobedy und Khan Tengri, in Zusammenarbeit mit dem DAV und dem Institut für Kartographie der TU Dresden
- * Projektseminar: Entwicklung eines „geomorphologischen Lehrpfades“ für das Reintal/ Wettersteingebirge
- * Große Exkursion: Auslandsexkursion in den Westen der USA

Studium der Meteorologie und Geophysik (10/1999 - 06/2000)

Ausbildung zum Sportkletterinstructor Breitensport (02/2004 - 08/2004)

BG Baden Biondegasse (Humanistischer Zweig (09/1990 - 06/1998)

- * Geschichte und Sozialkunde sowie Geographie und Wirtschaftskunde in englischer Sprache
- * Sokrates Lingua Projekt Island zum Thema "Life from Hot Springs", Schüleraustausch mit zweiwöchigem Islandaufenthalt Projektsprache: Englisch

Volksschule in Möllersdorf, Niederösterreich (09/1986 - 06/1990)

Skills

Sprachen

- * Deutsch (Muttersprache)
- * Englisch (sehr gute Kenntnisse)
- * Französisch (Grundkenntnisse)
- * Spanisch (Grundkenntnisse)

Software & IT

- * ArcGIS 9.x (ArcMap, ArcCatalog, ArcScene), Toolboxes, Modelbuilder, Command Line, VBA, Python, SQL
- * ArcView 3.1
- * Diverse andere Geoinformationssysteme (GRASS, QGIS, SAGA) - Grundkenntnisse
- * MS Officepaket (Access (insbesondere im Zusammenhang mit ArcGIS), Excel, Word, Power Point, Outlook)
- * Global Mapper
- * AutoCAD
- * LaTeX
- * RiProfile
- * Diverse Bildbe- und -verarbeitungsprogramme
- * SPSS (Grundkenntnisse)
- * UNIX/Linux (Grundkenntnisse)

Sonstiges

Ableistung des ordentlichen Wehrdienstes als Vermesser in der Martinekkaserne in Baden bei Wien (01/1999 - 08/1999)

Interessen & Hobbys: Klettern, Bergsteigen, Mountainbiken, Triathlon, Skifahren, Skitouren, Fotografie