

Paris-Lodron Universität Salzburg
Fachbereich Geographie und Geologie
Betreuung durch: Ass. Prof. Dr. Jan-Christoph Otto

Bachelorarbeit

Geomorphologische Kartierung des Foisskarsee-Einzugsgebietes

Simon Meyer
Marx-Reichlich-Straße 1, 5
5020 Salzburg

DU 033 655 Bachelorstudium Geographie
Fachsemester 6
Matrikelnummer 01612616
simon.meyer@stud.sbg.ac.at

Abgabedatum: 24. September 2019

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung.....	4
2 Geomorphologische Prozesse und Formbildung im Hochgebirge	5
2.1 Endogene Prozesse.....	5
2.2 Exogene Prozesse	5
2.3 Wechselwirkung endogener und exogener Prozesse	5
2.4 Raum und Zeit	6
2.5 Signifikanz des Klimas für exogene Prozesse	6
2.6 Glaziale Prozesse und Formen.....	7
2.6.1 Gletscher	7
2.6.2 Glazialerosion	9
2.6.3 Glaziale Erosionsformen.....	10
2.6.4 Glaziale Ablagerungsformen und Moränen	12
2.7 Periglaziale Prozesse und Formen.....	13
2.8 Gravitative Prozesse und Formen	14
2.9 Fluviale Prozesse und Formen.....	17
2.9.1 Denudation durch fließendes Wasser	17
2.9.2 Spüldenudation und Bodenerosion.....	18
2.9.3 Erosion und Talbildung.....	18
2.9.4 Fluviale Akkumulation und Schwemmkegel.....	18
3 Methodik & Datengrundlage.....	19
3.1 Kartierlegende	19
3.2 Prozess der Kartenerstellung	19
4 Einführung in das Untersuchungsgebiet	22
4.1 Hydrologie	23
4.2 Klima & Klimageschichte	24
4.3 Vegetation	25
4.4 Anthropogene Einflüsse	26
4.5 Geologie.....	26
4.6 Morphologie	28
5 Geomorphologische Formen und Prozesse im Untersuchungsgebiet	29
5.1 Prozessregime	29
5.2 Erosionsprozesse	30
5.2.1 Tiefenerosion.....	30
5.2.2 Linienhafte Erosion.....	31
5.2.3 Steinschläge.....	31

5.2.4 Felsstürze.....	32
5.3 Einzelformen.....	32
5.3.1 Schutthalden und Schuttkegel	32
5.3.2 Schwemmfächer und Vernässungen	33
5.3.3 Blaiken	33
5.3.4 Solifluktionislobe	33
5.3.5 Transfluenzpass	33
5.3.6 Moränenwälle	33
5.3.7 Rundhöcker	33
6 Diskussion	35
7 Fazit	36
Literaturverzeichnis.....	37

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Schematische Darstellung des Energie- und Massehaushalts eines Gletschers, Quelle: (Zepp, 2017, p. 188)	8
Abbildung 2: Entstehung und Weiterbildung eines Kares, Quelle: (Spektrum der Wissenschaft, 2000a)	9
Abbildung 3: Schematischer Querschnitt durch ein Trogtal, Quelle: (Zepp, 2017, p. 195)	11
Abbildung 4: Typisierung gravitativer Massenbewegungen, Quelle: Zepp (2017, p. 103)	14
Abbildung 5: Untersuchungsgebiet "Foisskarsee", Quelle: SAGISonline (2019).....	22
Abbildung 6: Klimadiagramm der Messstation Rudolfshütte (eigene Darstellung, basierend auf ZAMG (2019)	24
Abbildung 7: Rostblättrige Alpenroste - Indikatorpflanze für silikatische Böden (eigene Aufnahme, 7/2019)	26
Abbildung 8: Blick nach Südwesten auf die Karschwelle. Gut erkennbar ist auch der Einschnitt durch den Foissbach in der Mitte des Fotos (eigene Aufnahme, 7/2019)	28
Abbildung 9: Linienhafte Erosion durch kleine Bäche an der Karrückwand (eigene Aufnahme, 7/2019)	31
Abbildung 10: Blick nach Süden. Schutthalden unterhalb des Sonntagskarkopfes (eigene Aufnahme, 7/2019)	32
Abbildung 11: Rundhöcker nördlich des Foisskarsees (eigene Aufnahme, 7/2019).....	34

1 Einleitung

Die Kartierung hat in der geomorphologischen Forschung in den letzten Jahrzehnten stark an Bedeutung gewonnen (Demek & Embleton, 1978, p. 313). Geomorphologische Kartierungen fokussieren sich ganz in der Tradition der Geomorphologie auf die Erfassung und Analyse der für den Menschen sichtbaren Formen und Prozesse der Erde, sowie ihrer Genese (Demek & Embleton, 1978, p. 19). Die Ergebnisse können als Prognose zukünftiger Entwicklungen dienen, etwa der Einschätzung von Naturgefahren und sind somit nicht nur für Geomorphologen von Interesse. Anwendung finden geomorphologische Karten deshalb auch in benachbarten Fachbereichen, etwa der Raumplanung, Standorterkundung und Ingenieurgeologie (Spektrum der Wissenschaft, 2001a). Sie besitzen damit neben dem Wert für die Forschung auch praktischen Wert für anwendungsorientierte Nutzer (Demek & Embleton, 1978, p. 19). Die Kartierung von geomorphologischen Formen und Prozessen stellt nicht zuletzt deshalb in vielen Ländern eine der Hauptforschungsmethoden der Geomorphologie mit einer langen Tradition dar (Demek & Embleton, 1978, p. 313).

Mit der Legende für geomorphologische Kartierungen (GMK Hochgebirge) von Kneisel et. al. (1998) liegt seit einiger Zeit eine an das Hochgebirge angepasste Grundlage zur Erstellung geomorphologischer Detailkarten vor. Da das Obersulzbachtal aktuell Gegenstand geomorphologischer Forschung ist, bietet sich eine Kartierung der Region an. Besonders, weil eine geomorphologische Karte für Außenstehende einen vergleichsweise einfachen Einstieg in die regionale Geomorphologie ermöglicht. Für Geomorphologen kann sie daneben als Grundlage für künftige Forschungsarbeiten dienen. Innerhalb des Obersulzbachtals wurde als Kartierungsbereich der Foisskarsee gewählt, da er bisher nicht geomorphologisch kartiert worden ist und dem Umfang einer Bachelorarbeit gerecht wird. Aufgrund der Detaildichte von Formen und Prozessen im Untersuchungsgebiet wurde ein Maßstab von 1:5.000 festgelegt.

Ziel der Arbeit ist die Erstellung einer vollständigen geomorphologischen Karte des Untersuchungsgebiets mit Darstellung der Formen, Prozesse, des Oberflächensubstrats sowie einzelnen Aspekten der Landschaftsgenese.

Zunächst werden allgemeine theoretische Grundlagen geomorphologischer Reliefbildung im Hochgebirge beschrieben. Dafür sollen einzelne ausgewählte Prozesse und Formen, die für das Verständnis der Landschaftsgenese des Kartierungsgebiet von besonderer Relevanz sind, besonders hervorgehoben werden. Der theoretische Teil legt dann die Grundlage für die Beschreibung und Analyse des Untersuchungsgebiets und seiner geomorphologischen Elemente. Im Anschluss wird der Vorgang der Kartenerstellung in der Diskussion noch einmal reflektiert und mit einem Fazit abgeschlossen. Im Anhang befindet sich die fertige geomorphologische Karte.

2 Geomorphologische Prozesse und Formbildung im Hochgebirge

Die folgenden Kapitel beschreiben die dominierenden geomorphologischen Prozesse sowie deren formbildende Eigenschaften im Hochgebirge. Zu Beginn werden erst einmal die allgemeinen Charakteristiken endogener und exogener Prozesse erklärt und ihre Auswirkungen auf die Reliefbildung beschrieben. Typische Formen glazialer, periglazialer, fluvialer und gravitativer Prozesse werden nach ihrer Größe klassifiziert und näher erläutert.

Für ein grundlegendes Verständnis formbildender Prozesse und ihren Einfluss auf die Morphologie der Erde ist die Art ihrer Einwirkung von Relevanz. Allgemein wird in der Geomorphologie zwischen exogenen und endogenen Prozessen unterschieden:

2.1 Endogene Prozesse

Endogene Prozesse wirken primär relieferhöhend und strukturbildend. Ihre Dynamik erhalten sie aus dem Erdinneren, aus tektonischen Aktivitäten und Vulkanismus (Zepp, 2017, p. 20). Der Einfluss endogener Prozesse auf die Bildung der Alpen wird ausführlicher im Kapitel zur geologischen Einführung in das Untersuchungsgebiet behandelt (siehe 4.5 Geologie). Allgemein kommt ihnen aufgrund des langsamen Prozessablaufs für die Kartierung der Oberflächenformen im Kartierungsgebiet eine eher untergeordnete Rolle zu. Der Fokus soll daher auf den exogenen Prozessen liegen.

2.2 Exogene Prozesse

Die exogenen Prozesse sind im Gegensatz zu den endogenen Prozessen verantwortlich für die feinere Ausgestaltung der Oberflächenformen. Sie wirken reliefmindernd und tragen zu Erosion, Transport und Ablagerung von Material bei. Voraussetzung für den Ablauf exogener Prozesse ist die Zufuhr von Energie durch Sonneneinstrahlung. Die Aufnahme und der Umsatz von exogener Energie finden zeitlich und räumlich ungleichmäßig verteilt statt. Die Folge sind unterschiedliche Ausgleichsprozesse, zu denen etwa das Klimasystem zählt. Ähnliche Austauschprozesse finden auch im Massehaushalt der Erde statt. Durch die endogen erschaffenen Höhenunterschiede des Reliefs entsteht ein durch die Schwerkraft bedingter Druck Erdmaterial von einem Ort höherer potentieller Energie zu einem Ort niedriger potentieller Energie zu transportieren. Diese niveausgleichenden Prozesse sind besonders im Hochgebirge von großer Relevanz. Dabei kann die Schwerkraft mittelbar oder unmittelbar wirken. Meist wirkt sie mittelbar, gebunden durch ein Transportmedium, etwa Wasser, Eis oder Luft. Ist das Relief steil genug, etwa in Gebirgen, dann kann die Schwerkraft auch unmittelbar durch gravitative Prozesse masseverlagernd wirken (z.B. durch Steinschläge, Rutschungen oder Bodenfließen). Insgesamt bleibt der Massehaushalt jedoch konstant. Jede Abtragung eines Materials hat, wenn auch unter Umständen räumlich und zeitlich verzögert, eine Ablagerung zur Folge (Zepp, 2017, p. 20). Das Wirken dieser exogenen Ausgleichsprozesse ist somit die Grundlage für viele Prozesse im Gebirge und wichtig für das Verständnis geomorphologischer Wechselwirkungen.

2.3 Wechselwirkung endogener und exogener Prozesse

Das Einwirken unterschiedlicher exogener Prozesse auf ein Relief hat die Entstehung der für die jeweiligen Prozesse typischen Formenschatze zur Folge. Das Einwirken von chemischen oder physikalischen Prozessen auf ein Gestein bewirkt bestimmte charakteristische Verwitterungsformen, ebenso die Bewegung von (Locker-)Material durch gravitative

Massenbewegungen. Die durch exogene Prozesse geformten Landschaftsformen sind jedoch auch immer zu einem Teil endogen beeinflusst. Die geologische Zusammensetzung des Gesteins etwa bestimmt zu einem nicht unwesentlichen Teil die Ausprägung von Landschaftsformen. Viele Formen sind deshalb durch ein Wechselspiel aus endogenen und exogenen Prozessen zu erklären (Zepp, 2017, p. 20f.).

2.4 Raum und Zeit

Die Herausbildung von Formen und das Wirken von Prozessen auf der Erde muss in den Geowissenschaften immer im Kontext von Raum und Zeit gesehen werden. Der Umfang einer geomorphologischen Form kann zwischen wenigen Millimetern und mehreren tausend Kilometern variieren. Die Dauer ihrer Existenz ist dabei an die Größe gebunden. Für die Bildung größerer Formen sind deshalb längere Zeiträume, für Kleinformen kürzere Zeiträume nötig. Formen, die endogenen Prozessen unterliegen, sind in der Regel Makro- oder Megaformen (Zepp, 2017, p. 24). Beispielhaft für die lange Entstehungszeit von Megaformen sind die Alpen. Die Auffaltung und Hebung der Alpen begann bereits im Erdmittelalter und verlief über mehrere Phasen (Steyrer, Hejl, & Ibetsberger, 2011, p. 12).. Die geologischen Aktivität der Alpen hält dabei bis heute an (siehe Kapitel 4.5 Geologie).

Durch tektonische Bewegungen, also die horizontale und vertikale Verschiebung von Gesteinsschichten, gelangen unterschiedlich abtragungsresistente Gesteine an die Erdoberfläche. Ihre jeweilige Härte und Art der Lagerung beeinflusst ebenfalls die Art und Weise der exogenen Formung (Zepp, 2017, p. 41).

2.5 Signifikanz des Klimas für exogene Prozesse

Wie exogene Prozesse auf das Relief einwirken, hängt von den klimatischen Gegebenheiten des untersuchten Raumes ab. Das Klima nimmt dabei einen nicht zu unterschätzenden Einfluss auf die Art und Weise der geomorphologischen Vorgänge. Das Zusammenspiel von Temperatur, Niederschlag, Hydrologie und Windgeschwindigkeit bestimmt die dominierenden Einflussfaktoren und deren Intensität bei der Erschaffung von geomorphologischen Formen. Meist ergeben sich räumlich unterschiedliche Prozesskombinationen, die zu einem bestimmten Landschaftsbild führen. Durch das Klima beeinflusst werden Tau- und Gefrierpunkt von Wasser, Eiwachstum, Häufigkeit, Höhe und Intensität von Niederschlag und Abfluss, sowie Windgeschwindigkeiten und -richtung. Darüber hinaus bestimmt das Klima auch Ausmaß und Art der Vegetation und damit indirekt den Grad an Schutz für Boden und Verwitterungsdecke (Zepp, 2017, p. 81).

Kommen Formen unterschiedlicher Klimate an einem Ort vor, so liegt es nahe, dass sich das Klima im Laufe der Zeit geändert hat. Befinden sich zum Beispiel Moränen, die auf eine Vergletscherung schließen lassen, und humose Böden beieinander, so wird in der Vergangenheit am Untersuchungsort ein grundsätzlich anderes Klima geherrscht haben. Ein Ort kann also mehrere klimatisch gebundene Formungsstile unterschiedlicher Erdzeitalter aufweisen, an deren Entstehung verschiedenste Prozesse beteiligt gewesen sind (Zepp, 2017, p. 83).

Wichtig ist es zu beachten, dass bei der klimatischen Interpretation polygenetischer Reliefformungen, Formen und Sedimente nur dann erhalten sind, wenn diese von nachfolgenden Prozessen nicht vollkommen überformt oder abgetragen wurden. Die

Vorzeitformen können dabei entweder überprägt werden (dann werden sie als Reliktformen bezeichnet) oder von jüngerem Material begraben werden (dann heißen sie „fossile Formen“). Fossile Formen sind nur anzufinden, wenn sich das vorherrschende Prozessregime grundlegend geändert hat (Zepp, 2017, p. 83).

2.6 Glaziale Prozesse und Formen

Im glazialen System werden Prozesse und Formen zusammengefasst, die durch das direkte Einwirken der Gletscher auf ihre Umgebung auftreten. Dabei ist zwischen Erosions- und Aufschüttungsformen zu unterscheiden, sowie dem Sedimenttransport durch Gletscher und Schmelzwasserflüsse. Wird Sediment über den unmittelbaren Wirkungsbereich des Gletschers hinaus transportiert und abgelagert, wird von glazifluvialen Landformen gesprochen. Das glaziale System beschreibt somit die Funktionalbeziehungen zwischen glazialen und glazifluvialen Prozessen, dem bewegten Sediment und den dadurch entstandenen Landschaftsformen (Ahnert, 2015, p. 330). Der Einfluss glazialer Prozesse auf die Morphologie der Hochgebirge war besonders während der letzten Eiszeiten besonders ausgeprägt. Im Vergleich zu heute war der Wirkungsbereich der Gletscher im Pleistozän durch die globale Vereisung deutlich größer. Weltweit bedeckten sie bis zu 44 Mio. km² Fläche mit teils mehreren Kilometern Eismächtigkeit. Heute sind es noch etwa 15 Mio. km². Durch die verschiedenen Perioden der Vereisung prägten sie das Relief Eurasiens und Nordamerikas nachhaltig. Nach dem partiellen Abschmelzen der Eispanzer hinterließen sie ein besonderes glaziales Relief mit den zugehörigen Sedimenten (Zepp, 2017, p. 187).

2.6.1 Gletscher

Gletscher sind große, zusammenhängende Eismassen, die aus Niederschlag entstehen und durch ihre Masse und die Schwerkraft hangabwärts fließen (Zepp, 2017, p. 188). Neben dem Eis können auch Gesteinspartikel, Schmelzwasser und Luft Bestandteile eines Gletschers sein. Häufig füllen die Stoffe bestehende Porenräume innerhalb der Eismassen aus (Spektrum der Wissenschaft, 2001b). Gletscher entstehen, wo über längere Zeiträume fester Niederschlag fällt und sich akkumulieren kann (Zepp, 2017, p. 188). Aufgrund dieser Voraussetzungen bilden sich Gletscher überwiegend in den Polargebieten und Hochgebirgen. Dabei sind für die Gletscherbildung nicht unbedingt besonders kalte Winter nötig. Die absolute Menge an Schneefall ist für das Wachstum eines Gletschers weniger wichtig, als die passenden Temperaturen für eine dauerhafte Akkumulation des gefallenen Niederschlags. Die Menge des Überschusses entscheidet letztendlich nur über die Geschwindigkeit der Gletscherentwicklung (Ahnert, 2015, p. 330). Der Gletscher selbst wird durch die Gleichgewichtslinie in ein Nährgebiet (Akkumulationsbereich) und ein Zehrgebiet (Ablationsbereich) geteilt (siehe Abbildung 1). Oberhalb der Linie überwiegt der Massengewinn den Verlust. Der Gletscher fließt ausgehend vom Nährgebiet talwärts, wobei er unterhalb der Gleichgewichtslinie an Masse verliert. Das Ende des Gletschers wird mit der Gletscherzunge am Rand des Zehrgebiets erreicht. Als einfacher Indikator für die Ermittlung der Gleichgewichtslinie eines Gletschers kann die Schneegrenze analysiert werden. Der mehrjährige Mittelwert der Schneegrenze gleicht der Gleichgewichtslinie des Gletschers. Das Flächenverhältnis zwischen Nähr- und Zehrgebiet liegt bei stationären Gletschern, die weder vorstoßen, noch sich zurückziehen etwa bei 2 : 1 (Zepp, 2017, p. 189).

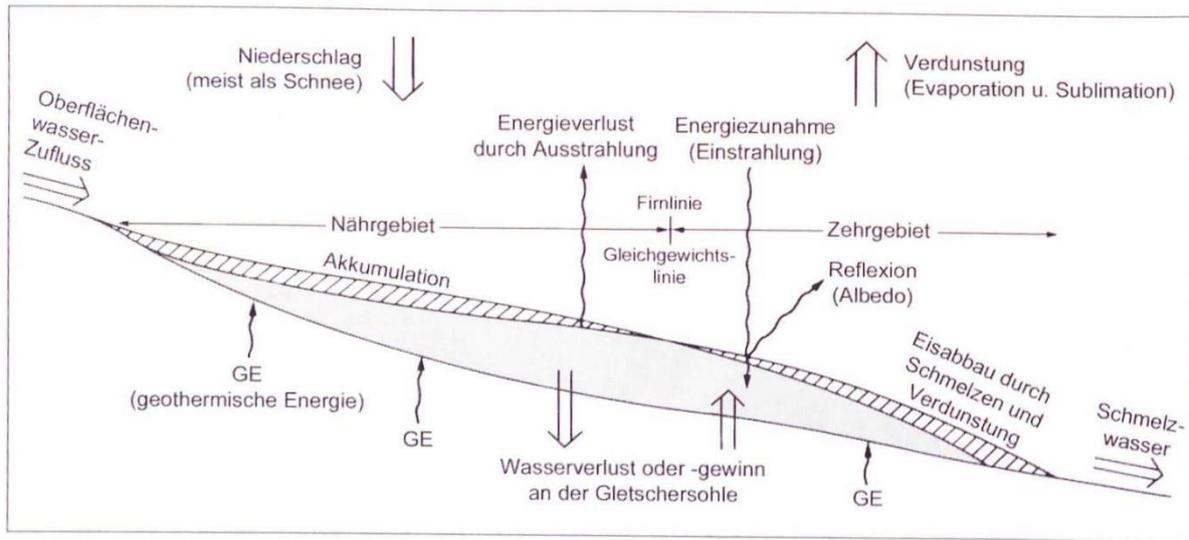
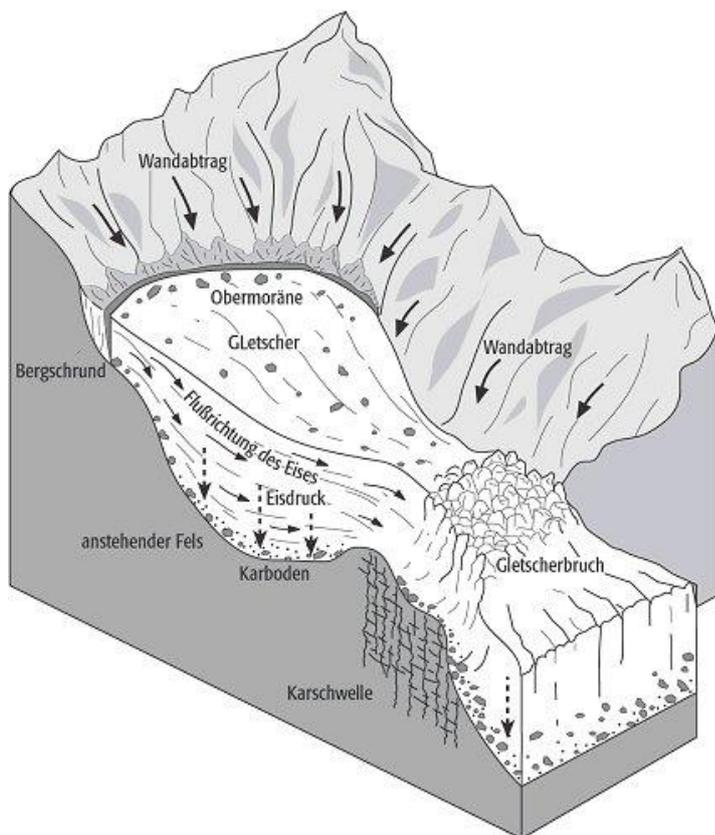


Abbildung 1: Schematische Darstellung des Energie- und Massehaushalts eines Gletschers, Quelle: (Zepp, 2017, p. 188)

Gletscher lassen sich basierend auf ihren Charakteristiken und der zugrunde liegenden Geländemorphologie in verschiedene Typen einteilen. In den vergangenen Jahrzehnten wurden unterschiedliche Typisierungen mit einer Vielzahl an Bezeichnungen vorgenommen. Zur Vereinfachung wird beschränkt sich diese Beschreibung auf die geomorphologische Klassifikation, die die Gletscher nach ihrer Lage im Relief typisiert. Im alpinen Bereich kommen heute am häufigsten der Talgletscher vor (Stahr & Hartmann, 1999, p. 237).

Talgletscher sind an steiles Gelände gebunden (Zepp, 2017, p. 189). Ihre Akkumulationsbereiche liegen in Talköpfen oder hochgelegenen Firnmulden, von denen aus sie talwärts fließen und kilometerlange Gletscherzungen ausbilden. Ihre Länge variieren, können jedoch Ausdehnungen von mehreren Zehntausend Metern erreichen (Winkler, 2009, p. 81). Einzelne Talgletscher können sich bei ausreichender Vereisung zu sogenannten Eisstromnetzen zusammenschließen. Dabei kann es zu einer Verbindung mehrerer Gletscher kommen, wenn diese über Pässe hinwegfließen (Zepp, 2017, p. 189f.). Von Gletschern überflossene Pässe werden Transfluenzspässe genannt. Eine Unterform der großen Talgletscher sind die Kargletscher (Stahr & Hartmann, 1999, p. 237).

Kargletscher (engl. *cirque glacier*) sind kleinere Gletscher, die an Berghängen liegen. Sie kommen in Hochgebirgen häufig vor und sind in ihrer Morphologie an die halbkreisförmigen sogenannten Kare, Hohlformen an Berghängen, gebunden (Winkler, 2009, p. 82f.). Dort entwickeln sie sich aus perennierenden Schneeansammlungen in Hangmulden, die sich mit fortgesetzter Akkumulation zu Gletschereis wandeln und hangabwärts fließen (siehe Abbildung 2). Dabei vergrößert und vertieft das Gletschereis durch seine erosive Wirkung die Hangmulde und reißt in seiner Bewegung am Rückhang des Kars Gestein aus der Bergwand. Im Bereich der Bergwand entsteht durch die Fließbewegung des Gletschers und dem gleichzeitigen Anfriern des Gletscherrandes am Berghang eine Randspalte, der für Kargletscher typische Bergschrund (Ahnert, 2015, p. 335).



Das Auftreten von Kargletschern im Hochgebirge ist abhängig von lokalen Klimaunterschieden. Auf der Nordhalbkugel treten die meisten Kargletscher an Nord- und Nordosthängen auf, da dort die Sonneneinstrahlung geringer ist. Dadurch lassen sich Kargletscher im Vergleich zu sonnenexponierteren Lagen auch in etwas niedrigeren Höhenlagen finden (Ahnert, 2015, p. 335f.). Durch die geringe Größe der Akkumulationsgebiete sind Kargletscher in der Regel nicht in der Lage weit aus dem Kar vorzustoßen. Wenn der Gletscher jedoch weit genug vorstößt, kann er in einen klassischen Talgletscher übergehen (Winkler, 2009, p. 83).

Abbildung 2: Entstehung und Weiterbildung eines Kares, Quelle: (Spektrum der Wissenschaft, 2000a)

2.6.2 Glazialerosion

Gletschererosion basiert auf zwei physikalischen Vorgängen. Auf der einen Seite steht die Schubspannung. Sie wird durch die Bewegung des fließenden Eises über den festen Untergrund ausgelöst. Wie hoch die Erosionsrate durch die Schubspannung ist, hängt von mehreren Faktoren ab. Dazu gehören auf der einen Seite die Widerständigkeit des überfahrenen Materials (Verhältnis zwischen Schubspannung und Scherfestigkeit), sowie das Ausmaß von Schmelzwasser und Schutführung an der Gletscherbasis. Auf der anderen Seite wirken die zwischen Gletscherbasis und Untergrund fließenden Schmelzwässer, verstärkt durch den hohen Druck, erosiv. Diese Form der Erosion wird als subglazifluviale Erosion bezeichnet (Zepp, 2017, p. 193).

Diese im Gletscherbereich wirkenden physikalischen Kräfte führen schließlich zu den typischen glazialen Erosionsprozessen, der Detersion und der Detraktion (Zepp, 2017, p. 193f.).

2.6.2.1 Detersion

Durch die konstante Bewegung des Gletschers und das Eindringen von Schmelzwasser in den Eiskörper, führen Gletscher in der Regel Schutt mit sich. Gelangt Material an die Gletscherbasis erhöht sich das Erosionspotential des Gletschers und das Grundgestein wird abgeschliffen. Voraussetzung dafür ist eine konstante Zufuhr von Gestein an die Gletscherbasis (Zepp, 2017, p. 193). Die Detersion wirkt dabei allgemein in Richtung der Gletscherbewegung (Ahnert, 2015, p. 340). Die Wirkungskraft der Detersion ist abhängig von mehreren Faktoren. Allgemein steigt das Erosionspotential durch Detersion, je höher die Fließgeschwindigkeit und die

Eismächtigkeit ist. Befinden sich Schmelzwasser und Material an der Gletscherbasis, können sie die Erosionskraft durch den Gletscher weiter erhöhen. Dabei gilt, dass das Potential mit steigender Fließgeschwindigkeit steigt. Bei steigendem Materialeintrag steigert sich die Erosionskraft nur bis zu einem bestimmten Punkt. Danach wirkt die Menge erosionshemmend, da sie die Gletschergeschwindigkeit an der Basis infolge der verstärkten Reibung reduziert. Damit Detersion effektiv ist, muss das erodierte Material aus der Gletscherbasis heraustransportiert werden (Winkler, 2009, p. 95). Das geschieht in Form des feinkörnigen Gletschermehls, das als Schwebfracht in die Gletscherbäche geleitet wird und dort die sogenannte Gletschermilch, eine grünliche Trübung des Wassers, hervorruft (Ahnert, 2015, p. 340).

2.6.2.2 Detraktion

Neben der Detersion wirkt im Gletscherbereich ein zweiter Erosionsprozess. Er tritt an Festgestein unterhalb der Eismasse an der dem Gletscherursprung abgewandten Seite auf. Während der Untergrund auf der Stoßseite des Gletschers durch den Eisdruck abgeschliffen wird, wird bei der Detraktion Festgestein aus dem Untergrund gerissen. Meist geschieht das an Stellen, an denen das Gestein durch Frostsprengung bereits vorher gelockert wurde (Ahnert, 2015, p. 340). Der Prozess lässt sich dabei in drei einzelne Schritte einteilen. Im ersten Schritt entstehen durch Spannungsunterschiede Risse und Klüfte im Festgestein. Das kann etwa durch unterschiedliche Eismächtigkeit, Gletscherbetthindernisse oder Gesteinsunterschiede auftreten. Durch das in die Risse einsickernde Schmelzwasser und wiederkehrendes Einfrieren und Aufschmelzen lockern sich im zweiten Schritt Gesteinsfragmente. Zuletzt werden dann die Gesteinsfragmente durch das Anfrieren des Gletschers aus dem Untergrund gerissen und abtransportiert (Winkler, 2009, p. 95f.).

2.6.3 Glaziale Erosionsformen

Die Prägung des Reliefs durch glaziale Prozesse hinterlässt einen reichhaltigen Formenschatz aus Erosionsflächen und Ablagerungen. Diese zeigen sich besonders gut in der alpinen Festgesteinslandschaft (Zepp, 2017, p. 194). Die folgende Beschreibung der Formen beschränkt sich auf die Hochgebirgsformen.

2.6.3.1 Kare

Zieht sich ein Kargletscher zurück, gibt er die Sicht frei auf eine besondere auf Berglandschaften begrenzte Landschaftsform. Kare werden durch eine nahezu vollständig von Steilhängen umgebende Mulde charakterisiert. Besonders steil sind die Hänge am ehemaligen Bergschrund, an der der Gletscher durch Detraktion eine Geländekante schafft. Durch Detersion wird die Mulde, in der der Kargletscher liegt, weiter vergrößert und vertieft (Zepp, 2017, p. 195). Da die Eismächtigkeit nach der Karmulde abnimmt, sinkt auch die Erosionsmöglichkeit des Gletschers. Dies führt zur Bildung einer Karschwelle, einem kleinen Hügel, der die Karmulde vom Tal abgrenzt. Sie wird ebenfalls vom Gletscher überfahren und abgeschliffen (Spektrum der Wissenschaft, 2000b).

2.6.3.2 Trogtäler

Trogtäler, auch U-Täler genannt, sind wie die Kare charakteristisch für ehemals vergletscherte Hochgebirge. Sie besitzen die Form einer Wanne, mit einem relativ breiten Talboden und steilen Wänden (siehe Abbildung 3).

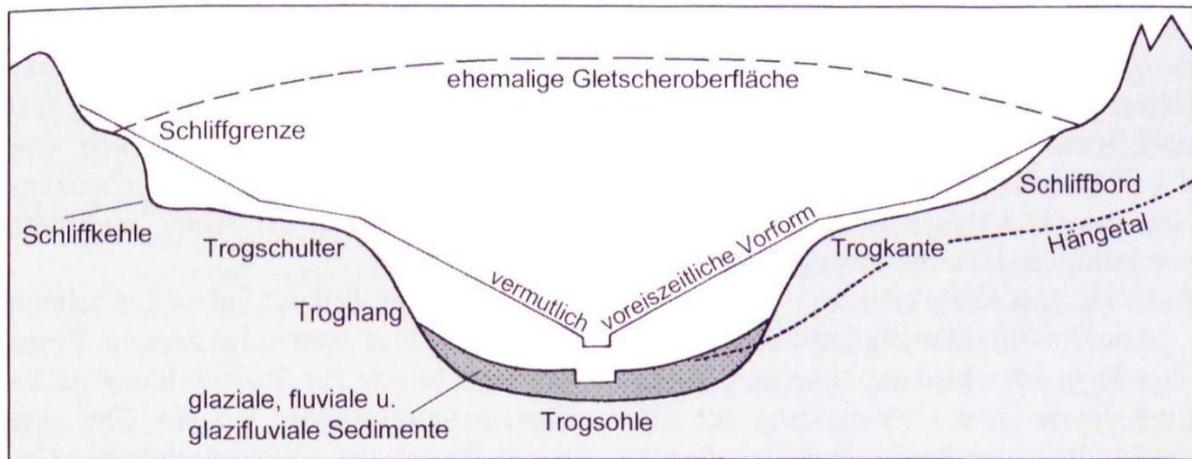


Abbildung 3: Schematischer Querschnitt durch ein Trogtal, Quelle: (Zepp, 2017, p. 195)

Den oberen Bereich des Trogs begrenzt die Trogkante. Teilweise ist diese auch als Art Terrasse ausgeprägt. In diesem Fall wird der Bereich als Trogschulter bezeichnet. Er enthält häufig weitere glaziale Relikte, wie etwa Rundhöcker. Mit der Trogkante endet auch der steilste Abschnitt der Berghänge. Ab dort beginnt das Schliiffbord, das sich morphologisch vom Rest der Berghänge abhebt. Nach oben endet das Trogtal mit der Schliiffgrenze. Sie stellt auch den Grenzbereich des glazialen Regimes dar. Bis hier reichte die maximale Ausdehnung der Vergletscherung während der Eiszeiten (Zepp, 2017, p. 195). Die Überprägung des Reliefs während des Pleistozäns durch die Gletscher erfolgte entlang von präglazialen Tälern. Die Erosion durch den Gletscher formte die ursprünglichen durch Flusserosion und denudative Hangentwicklung geprägten Kerb- oder Sohleletäler zu den heutigen Trogtälern. Die Talseiten wurden dabei ausgeschliffen und versteilt (Ahnert, 2015, p. 342).

An die großen Trogtäler schließen häufig kleinere Hängetäler an. Diese sind ebenfalls glazial überprägt, erreichen aber aufgrund der kleineren Gletscher nicht dieselbe Vertiefung und Breite. Ihre Talböden schließen in der Regel an die Trogschultern der größeren Täler an (Zepp, 2017, p. 197). Die alpinen Trogtäler lassen sich meist durch Schwellen in mehrere, ebene Wannen und Becken einteilen. Diese Morphologie lässt sich auch bei Karen in Form von Karboden/Karmulde und Karschwelle und in mehrfacher Abfolge in Kartreppen erkennen (Zepp, 2017, p. 196).

2.6.3.3 Rundhöcker

Rundhöcker sind durch Gletscher geschaffene felsige, stromlinienförmige Erhebungen. Ihre Morphologie teilt sich in zwei Bereiche ein. Auf der gletscherzugewandten Stoßseite steigen die Rundhöcker nur gering an. Gleichzeitig sind ausgeprägte Gletscherschrammen und andere Mikroformen im Gestein erkennbar. Auf der gletscherabgewandten Leeseite fällt der Rundhöcker steil ab. Diese Formgebung beider Seiten wird maßgeblich durch die glazialen Prozesse der Detersion und Detraktion geprägt (siehe 2.6.2 Glazialerosion). Auf der Stoßseite findet durch den hohen Druck der Gletschermassen die Detersion und damit der Abschleif des Gesteins statt. Da an der Leeseite durch das Auftreten subglazialer Hohlräume eine plötzliche Druckentlastung eintritt, endet hier die Detersion. Der Gletscher friert partiell fest und reißt Felsmaterial aus dem Rundhöcker.

Die Detraktion am Ende des Rundhöckers schafft damit die charakteristische Geländekante. Rundhöcker liegen in Fließrichtung der Gletscher und bilden sich besonders gut bei plutonischen und hochgradig metamorphen Gesteinstypen aus (Winkler, 2009, p. 116).

2.6.4 Glaziale Ablagerungsformen und Moränen

Neben glazialen Formen, die aus der Erosion von Material entstehen, gibt es auch Landschaftselemente, die aus der Ablagerung glazialer Sedimente geschaffen werden. Die Ablagerung kann entweder unmittelbar durch das Eis oder durch Schmelzwässer erfolgen (Zepp, 2017, p. 198). Eine der bekanntesten glazialen Akkumulationsformen ist die Moräne.

Als Moränen werden Landformen unterschiedlicher glazialer Prozesse bezeichnet. Ihre Gruppe ist heterogen und die genauere Klassifikation aufgrund charakteristischer Variabilität nicht immer einheitlich. Erschwerend kommt dazu, dass sie nicht immer reine Akkumulationsformen sind, da teilweise präglaziale Lockersedimente im Zuge der Moränengenesse deformiert worden sind (Winkler, 2009, p. 131). Aufgrund dessen existiert eine Bandbreite an Definitionen. Winkler (2009) charakterisiert eine Moräne als „an den Gletschergrenzen entstandene, überwiegend wallförmige glaziale Akkumulationsformen“, wobei diese Charakterisierung die Einflüsse subglazialer Prozesse nicht mit einschließt (Winkler, 2009, p. 131). Im weitesten Sinne können alle glazialen Schuttmassen auf und im Gletschereis als Moränen bezeichnet werden. In der deutschsprachigen Literatur gibt es keine begriffliche Unterscheidung zwischen der Moräne als Landform und dem Materialbegriff. Im Gegensatz zu vielen anderen Akkumulationsformen, besteht die Moräne vollkommen aus unsortierten Lockergesteinsmassen und beinhaltet damit alle Korngrößen, von Feinmaterial bis zu grobem Schutt. Neben der Klassifizierung in Landform und Material, gibt es auch die Möglichkeit Moränen nach ihrer Entstehungsart einzuteilen (Zepp, 2017, p. 198).

Wandermoränen/ bewegte Moränen sind Moränen, die vom Eis transportiert werden. Dazu gehören die Obermoräne auf dem Gletscherkörper, die Innenmoräne innerhalb der Eismassen und die Untermoräne an der Gletscherbasis. Im Vergleich zu den beiden Erstgenannten wird die Untermoräne stark vom Gletscher beansprucht. Der Schutt ist durch die Prozesse an der Gletschersohle stark zerkleinert, poliert und rundgeschliffen. An den Seiten des Gletschers befinden sich die Seitenmoränen. Der Großteil des Materials einer Seitenmoräne stammt aus ehemaliger Untermoräne, welches an den Rand des Gletschers transportiert wird und dort im Bereich des Zehrgebiets austaut. Vereinigen sich zwei Gletscherströme, kann es zur Bildung einer Mittelmoräne kommen (Zepp, 2017, p. 198f.).

Moränen, die bereits durch den Gletscher abgelagert worden sind, können nach ihrer Genese typisiert werden. Die wichtigste Form stellt hier die Grundmoräne dar. Sie besteht aus Ober-, Innen- und Untermoränenresten, die abgelagert werden, wenn der Gletschervorstoß endet (Zepp, 2017, p. 200). Innerhalb der Grundmoränen kann noch zwischen der flachen und der kuppigen Grundmoräne unterschieden werden. Während die flache Grundmoräne in schwach reliefierten Gebieten vorkommt und durch konstantes Niedertauen des Eises entsteht, liegt die kuppige Grundmoräne in stark reliefierten Gebieten. Sie tritt besonders häufig in junglazialen Eisrandlagen auf und entsteht durch das wiederholte Überfahren von Endmoränen und Einlagerungen von Toteis, die eine Vielzahl von Löchern und Hügeln hinterlassen (Zepp, 2017, p. 202).

Ist der Gletscher länger stationär, bilden sich an der Gletscherstirn Endmoränen. Dabei schmilzt das glazial transportierte Geschiebe am Ende des Gletschers aus und bildet über längere Zeit einen Wall. Dieser bleibt nach Abschmelzen des Gletschers als Element in der Landschaft zurück (Zepp, 2017, p. 200f.).

2.7 Periglaziale Prozesse und Formen

Periglaziale Prozesse besitzen einen großen Einfluss auf die Reliefformung im Hochgebirge, in dem sie in den Mittelbreiten ab etwa 2000 m ü. NN vorkommen (Ahnert, 2015, p. 110). Unter ihnen werden Formungsprozesse unter kaltklimatischen Bedingungen zusammengefasst (Zepp, 2017, p. 207). Voraussetzung für das Auftreten periglazialer Prozesse sind jahres- und tageszeitliche Frostwechsel, sowie Permafrost. Dabei muss die Bodenoberfläche nicht permanent gefroren sein, sie kann auch tageszeitlichen Auftau- und Gefrierprozessen unterliegen (Zepp, 2017, p. 208). Der Auftaubereich der Bodenschicht wird als Auftauboden bezeichnet (Ahnert, 2015, p. 110). Als Definitionskriterium für das Vorliegen von Permafrost wird gewöhnlich die durchschnittliche Bodentemperatur genommen. Diese muss für die Bildung von Permafrost in zwei aufeinanderfolgenden Jahren unter 0° C liegen (Zepp, 2017, p. 208f.). Aufgrund der langsamen Reaktion von Permafrost auf Klimaschwankungen existieren noch heute großflächige reliktsche Permafrostgebiete, in denen unter dem heute vorliegenden Klima keine Bildung zu erwarten wäre. Der Permafrost selbst lässt sich in eishaltigen und trockenen Permafrost einteilen (Zepp, 2017, p. 209). Wichtige geomorphologischen Umweltbedingungen in für das Auftreten periglazialer Prozesse sind zum einen die Intensität und Häufigkeit der Frostwechsel und zum anderen die Undurchlässigkeit des Permafrostes. Diese führt dazu, dass Niederschlags- und Schmelzwasser im Auftauboden gestaut wird und durch das wiederholte gefrieren und auftauen Materialbewegungen und Druckwirkungen hervorgerufen werden. Typische Prozesse der periglazialen Zone sind die Gelifluktion, sowie die Bildung von Struktur- und Frostmusterböden (Ahnert, 2015, p. 110).

Als Gelifluktion wird die Fließbewegung des Auftaubodens in Periglazialgebieten bezeichnet. Der Begriff ist eng verbunden mit der Solifluktion, der die allgemeine Fließbewegung eines Bodens beschreibt (Ahnert, 2015, p. 110). Voraussetzung für den Ablauf der Gelifluktion ist ein dauerhaft gefrorener Untergrund und ein aufgetauter, wassergesättigter Oberboden. Die Wassersättigung ist Voraussetzung für die Erlangung der Fließfähigkeit. Neben diesen Faktoren bestimmt auch die Schwerkraft die Ausmaße und die Intensität der Gelifluktion. Um das Wasser im Boden zu speichern, muss der Anteil von feinkörnigem Substrat ausreichend groß sein. In Gesteinsschutt allein, ist periglaziales Bodenfließen nicht möglich. Die Geschwindigkeit der Fließbewegung ist abhängig von der Hangneigung, den Korn- und Porengrößen, dem Porenvolumen des Oberbodens, der Menge des verfügbaren Wassers und der Zeit, in der es vorhanden ist. Bei günstigen Bedingungen ist Gelifluktion ab 2-3 Grad Hangneigung möglich. Die Tiefe der bewegten Bodenschicht beträgt im Mittel einen halben Meter, die Geschwindigkeit liegt bei etwa 5 cm pro Jahr (Ahnert, 2015, p. 110f.). In den periglazialen Höhenstufen, außerhalb der polaren Gebirge, wird die Fließbewegung häufig durch tageszeitliche Frostwechsel unterbrochen. Aufgrund dessen findet sie in kleineren Schritten statt. Auf der anderen Seite fördern die steilen Hänge der Gebirge die Fließgeschwindigkeit.

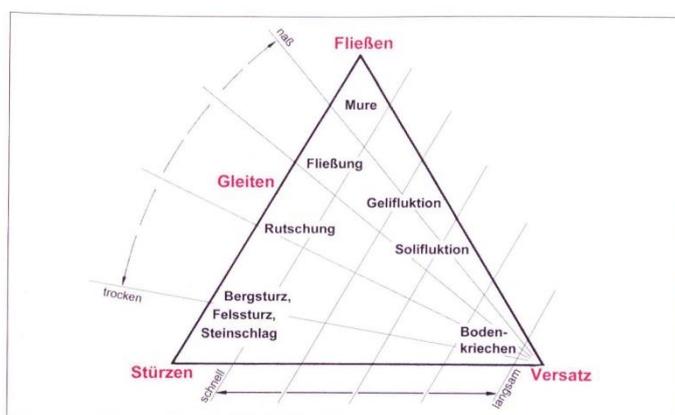
In den Alpen auf 2600 bis 2700 m ü. NN wurden jährliche Mittelwerte zwischen 0 und 20 cm pro Jahr, abhängig vom Gefälle gemessen. Zu erwähnen ist, dass die Dicke des bewegten Oberbodens im Gebirge aufgrund des täglichen Frostwechsels geringer ist (Ahnert, 2015, p. 112f.). Ist die Bewegungsgeschwindigkeit der Bodenschicht nicht gleichmäßig, kann es zu einer Ausbildung von Gelifluktionsloben kommen. Die Vorderkante der Gelifluktionsmasse ist steil und enthält eine größere Konzentration an Steinen, als das innere der Lobe (Ahnert, 2015, p. 111). Wird die Fließbewegung durch Vegetation verhindert, wird von einer gebundenen Gelifluktion gesprochen (Ahnert, 2015, p. 113).

Neben den Akkumulationsbereichen der Gelifluktion treten in der periglazialen Zone Dellen als örtliche Denudationsformen auf. Erkennbar sind sie als längliche, teils mehrere hundert Meter lange, Mulden, die sich talwärts erstrecken. Sie besitzen kein Gerinnebett (Ahnert, 2015, p. 111). Bei der Nivation wird der Oberboden durch ein Schneefeld vernässt. Dies führt zu lokal verstärkter Gelifluktion, die bis zum Abschmelzen des Schnees dauert. Wenn der Schnee im Laufe des Sommers hangaufwärts rückschmilzt, verlagert sich auch der Punkt der intensivsten Nivation. Die laufende Denudation führt langfristig zu einer Eintiefung, die mehr Schnee aufnehmen kann und den Prozess weiter verstärkt. Es entsteht eine Nivationsnische (Ahnert, 2015, p. 113).

Während der Schnee- und Eisschmelze kann es zu an den periglazialen Raum gebundene Form der Spüldenudation kommen, der Abluation. Sie tritt besonders an vegetationsfreien Hängen auf, an denen Schmelzwasser abläuft und feines Sediment abtransportiert. Über die Zeit bewirkt die Abluation, dass selektiv größere Korngrößen zurückbleiben. Unterhalb der Hänge können sich die feinmaterialreichen Sedimente ablagern (Zepp, 2017, p. 216).

2.8 Gravitative Prozesse und Formen

Gravitative Prozesse sind abwärts gerichtete Massenbewegungen. Sie erfolgen an Hängen und überwiegend unter dem unmittelbaren Einfluss der Schwerkraft. Im Unterschied zu den meisten anderen Prozessen, etwa den fluvialen, äolischen oder glazialen Prozessen, wirken sie direkt und nicht über ein Transportmedium. Der Transport findet damit unabhängig von Korngrößen statt. Eine Sortierung, wie bei fluvialen oder äolischen Prozessen tritt nicht ein. Die Klassifikation gravitativer Prozesse findet nach Art ihrer Bewegung statt: Hier wird in Erosion durch Stürze, durch Fließen und durch Versatz unterschieden (siehe Abbildung 1).



Die in der Natur vorkommenden Bewegungen können als eine Kombination dieser Arten betrachtet werden. Umfang und Ausmaß von gravitativen Prozessen hängt dabei von den Eigenschaften des Materials (z. B. Gleitflächen, Feuchte), seiner Lagerung und dem Grad der Hangneigung ab (Zepp, 2017, p. 103).

Abbildung 4: Typisierung gravitativer Massenbewegungen, Quelle: Zepp (2017, p. 103)

Damit gravitative Prozesse ausgelöst werden können, müssen die treibenden Kräfte die haltenden übertreffen. Der Quotient aus dem Verhältnis beschreibt den Grad der Stabilität/Instabilität des Hanges. Insgesamt beeinflussen vier Kräftegruppen die Hangstabilität. Die Gewichtskraft eines Partikels wirkt senkrecht in Richtung Erdmittelpunkt. Ihr Betrag ist immer gleich. Liegen mehrere Partikel übereinander auf, dann üben die oberen Partikel auf die jeweils unteren Auflagerkräfte aus. Sie übertragen an den Kontaktstellen den eigenen Gewichtsdruck. Die Richtungen der Auflagerkräfte sind variabel. Als Resultat der Auflagerkräfte wird eine Verdichtung der Partikel gefördert. Über flüssige oder gasförmige Zustände wirken die Kräfte durch den Strömungsdruck seitlich. Außerdem beeinflussen Adhäsions- und Kohäsionskräfte zwischen benachbarten Teilchen die Hangstabilität (Zepp, 2017, p. 104f.).

Die Scherspannung fasst die hangparallel wirkenden Kräfte zusammen. Je steiler die Hänge sind, je geringer die innere Reibung und die Kohäsion des Materials sind, desto stärker ist die Scherspannung und desto wahrscheinlicher werden Massenbewegungen (Zepp, 2017, p. 105). Diese Zusammenhänge werden im Coulomb'schen Gesetz ausgedrückt, das die Grenzscherspannung formuliert, die für Bewegungen erreicht werden muss.

Die überwiegende Zahl der gravitativen Massenbewegungen sind keine kontinuierlichen Prozesse, sondern treten episodisch oder periodisch auf. Häufige auslösende Faktoren sind positiver Porenwasserdruck bei Niederschlägen, Erschütterungen durch Erdbeben, Hangversteilungen durch fluvialen Einschnitt und Küstenerosion. Aber auch anthropogene Eingriffe können gravitative Prozesse auslösen (Zepp, 2017, p. 105).

Prozesse der Sturzdenudation werden in Blockabstürze, Felsstürze und Bergstürze eingeteilt. Sie geschehen besonders in den frühen Phasen der Formenentwicklung an steilen Hängen und zeugen von struktureller Instabilität. Durch die Sturzdenudation selbst wird diese Instabilität aufgelöst und ein neues Gleichgewicht stellt sich ein (Ahnert, 2015, p. 94).

Übersteigt die schwerkraftbedingte Schubspannung die Grenzscherubspannung, lösen sich Blöcke aus dem Gestein und stürzen ab. Voraussetzung dafür ist eine gewisse Neigung des Hanges. Häufig zeichnet sich die Abrisspalte schon im Vorhinein in Form einer Kluft ab, die durch fortschreitende chemische Verwitterung, Frostwirkung oder Wurzeldruck entsteht und bis zum Abbruch immer weiter vergrößert wird. Das den Blockabsturz auslösende Ereignis kann unscheinbar sein, etwa schwacher Nachtfrost oder morgentliches Auftauen. Dauerfrost hingegen kann Stürze vermeiden. Auch Klimaveränderungen können gravitative Massenbewegungen fördern. Das Verschwinden des Permafrostes durch die globale Klimaerwärmung reduziert den Gesteinszusammenhalt und fördert damit den Absturz von Blockmaterial im Hochgebirge. Als Steinschlag wird allgemein der Absturz kleiner Blöcke bis 0,1 m³ bezeichnet. Werden Steilhänge, etwa beim Auftauen flächenhaft instabil können Schuttlawinen entstehen. Finden an einer Stelle häufig Blockabstürze statt, dann bilden sich am Fuß der Felswände Schutthalden. An dieser Stelle werden die Blöcke durch Verwitterungsprozesse weiter verkleinert, bis sie abtransportiert werden können. Im Bereich einer Schutthalde befinden sich die größten Blöcke am unteren Abschnitt, da sie beim Absturz am weitesten in Richtung Tal rollen.

Abhängig von der Lagerung und Korngrößenzusammensetzung, können Schutthalden einen Neigungswinkel von 28 - 48 Grad erreichen. Verläuft die Sturzbahn linienhaft, kann sich der Schutt in Form eines Kegels anordnen. Die Form wird dann als Schutt- oder Sturzkegel bezeichnet (Ahnert, 2015, p. 95).

Im Gegensatz zu Blockabstürzen, brechen bei Felsstürzen ganze Felswände oder größere Felsabschnitte ab und stürzen ins Tal. Wie bei den Blockstürzen liegt die Abrissfläche häufig bereits an einer bestehenden Kluft im Felsen. Durch die größere Dimension der Denudation bilden sich anders als bei den Blockabstürzen ganze Abrissgewölbe, bogenförmige Mulden in der Felswand, aus der sich das Material herausgelöst hat. Faktoren für Felsstürze können die Unterschneidung und Versteilung der Felswand durch Flüsse sein, oder die Erweiterung der wandparallelen Kluft durch Verwitterung und fortschreitende Druckentlastung. Wie beim Blockabsturz kann ein einzelnes Ereignis Auslöser sein. Dazu reicht ein leichtes Erdbeben, ein Starkregen oder ein Blitzeinschlag (Ahnert, 2015, p. 96).

Bodenrutschungen können durch intensiven Dauerregen ausgelöst werden. Durch das Eindringen des Niederschlagswassers in den Boden wird der Porenwasserdruck erhöht und die Gleitfähigkeit des Oberbodens ermöglicht. Infolgedessen rutscht ein Teil des Oberbodens hangabwärts. In der Regel bleibt die bewegte Rutschungsmasse relativ klein. Die Gleitbahnen bewegen sich selten über größere Entfernungen (Ahnert, 2015, p. 100). In den Gebirgen ist die Gefahr durch Rutschungen durch die große Anzahl steiler Hänge besonders hoch. Neben dem Boden kann auch Schutt Rutschungen ausgesetzt sein. Besonders an Schutthalden, die über kontinuierliche Materialzufuhr verfügen, sind Rutschungen zu beobachten. Der Zuwachs im oberen Haldenbereich führt dazu, dass die Halde mit der Zeit steiler und damit instabiler wird. Es kommt dann zunehmend zu Umlagerungsbewegungen, den Schuttrutschungen. Die Prozesse der Schutthaldenbildung und des Materialtransports spielen eine wichtige Rolle bei der Formenentwicklung von Felshängen. Die Halde schützt das bedeckte Gestein vor weiterer Erosion, gleichzeitig wird der obere Hangbereich durch die fortschreitende Verwitterung und Abtragung zurückverlegt. Weiteren Einfluss auf die Hangmorphologie können neben den Sturzprozessen Lawinen und Muren haben (Ahnert, 2015, p. 100ff.).

Neben dem groben Schutt ist auch feinkörniger Boden Rutschungen ausgesetzt. Zu typischem Bodenversatz gehören in den Alpen Viehgangeln und Blaiken. Viehgangeln sind besondere geomorphologische Klein- und Mikroformen an Hanglagen. Sie treten durch die wiederkehrende Beweidung von Wiesen auf und entstehen durch Trittversatz des Bodens durch Vieh. Sie charakterisieren sich durch Treppen oder Stufen im Gelände, an denen Abschnitte der Bodendecke losgelöst und versetzt werden. Die Bildung von Viehgangeln kann wiederum Ansatz für weitere Erosionsformen geben, etwa Trittblaiken (Stahr & Hartmann, 1999, p. 107). Als Blaiken werden „vegetationslose oder nur schütter bewachsene Schädigungen der Bodendecke auf Wiesen und Weiden“ bezeichnet (Stahr & Hartmann, 1999, p. 107). Blaiken können sowohl natürlichen Ursprungs (Schneeschorf), als auch anthropogenen Ursprungs, etwa durch Beweidung, sein. Bei den Trittblaiken wird der Boden durch Überbelastung der Weidetiere entlang der Scherflächen verlagert. (Stahr & Hartmann, 1999, p. 185).

2.9 Fluviale Prozesse und Formen

Fluviale Prozesse spielen bei der Formung der Landschaft eine große Rolle. Dabei sind sie nicht nur auf die Arbeit von Bächen und Flüssen beschränkt, sondern wirken auch durch den Oberflächenabfluss von Wasser denudativ, besonders dort, wo keine schützende Vegetationsdecke existiert (Zepp, 2017, p. 115). Ein Großteil des Niederschlagsabflusses erfolgt als Oberflächenabfluss über Flüsse (Zepp, 2017, p. 116). Insgesamt macht das Oberflächenwasser zusammen mit dem Boden- und Grundwasser nur einen kleinen Teil der globalen Wasservorräte aus. Es hat jedoch durch seine erosive Wirkung einen großen Einfluss auf die Ausgestaltung der Meso- und Mikroreliefformen der Erdoberfläche (Zepp, 2017, p. 116). Für den Transport des Wassers und mitgeführter Sedimente gibt es mehrere Möglichkeiten. Feststoffe werden allein über den Oberflächenabfluss transportiert. Im Wasser gelöste Stoffe können neben dem Abfluss über die Oberfläche auch durch Hang- und Grundwasserabfluss transportiert werden (Zepp, 2017, p. 117). Auf welche Art und Weise fluviale Prozesse stattfinden, hängt von den Eigenschaften des Einzugsgebiets und der Witterung statt. So beeinflussen die örtliche Wasserdurchlässigkeit des Bodens sowie die Reliefeigenschaften (Hangneigungen, Hanglängen, Reliefenergie etc.) die Ausmaße fluvialer Prozesse und damit auch die Form des Einzugsgebiets (Zepp, 2017, p. 118). Neben den Ausgangsfaktoren der Erdoberfläche und der Intensität des Niederschlagsereignis können auch jahreszeitliche Schwankungen im Abflussregime Auswirkungen auf die erosive Wirkungen von Wasser haben. Zu den Gebieten, die durch komplexe jahreszeitliche Schwankungen im Niederschlag beeinflusst werden, gehören auch die Hochgebirge mit ihrer periodischen Schneeschmelze. Durch das Abschmelzen der Schneemassen ist der Abfluss im späten Frühling und Sommer stark erhöht, was verstärkte Erosion in den Einzugsgebieten bedeuten kann (Zepp, 2017, p. 120).

2.9.1 Denudation durch fließendes Wasser

Fluviale Denudation erfolgt unmittelbar über den Oberflächenabfluss. Sie unterscheidet sich damit von der gravitativen Massenbewegung, die zum Teil ebenfalls den Einfluss von Wasser voraussetzt. Hier wirkt dieses jedoch nur verstärkend, indem es die Kohäsion zwischen den Partikeln reduziert und so den Transport erleichtert (Zepp, 2017, p. 128).

Bei kleinräumiger Betrachtung bewirken zwei Prozesse die Ablösung und den Transport von Partikeln, die Planschwirkung durch den Aufprall der Regentropfen (splash effect) und die Verschlammung des Bodens (Zepp, 2017, p. 129). Bei der Planschwirkung wird durch den Einschlag der Regentropfen auf einer sehr kleinen Skala Bodenmaterial bewegt. Fällt länger Niederschlag, dann führt das allmähliche Eindringen des Wassers in den Boden zu einer Verschlammung der Bodenoberschicht, die die weitere Infiltrationskapazität heruntersetzt und den weiteren Abfluss über die Oberfläche verstärkt (Zepp, 2017, p. 128f.). An den Hängen bewirkt die Planschwirkung zudem, dass sich Material langsam hangabwärts bewegt. Die Summierung der Regentropfen führt langfristig zu einer bedeutenden Sedimentverlagerung, die durch die Häufigkeit und Intensität des Niederschlages verstärkt wird (Zepp, 2017, p. 130). Ist der Wasserfilm an der Oberfläche des Hangs dick genug, vollzieht sich flächenhafte Denudation. Wenn der Wasserfilm jedoch zu dünn ist, um die Unebenheiten der Hangoberfläche zu bedecken, dann ist der Abtrag linear und konzentriert sich auf bevorzugte Fließwege (Zepp, 2017, p. 130).

Betrachtet man fluviale Denudation großräumig, dann erfolgt der Abfluss bevorzugt über Mulden und bestehende Einschnitte in der Hangform. Dort konzentriert sich das Abflusswasser und erreicht seine höchste erosive Wirkung (Zepp, 2017, p. 131).

2.9.2 Spüldenudation und Bodenerosion

Spüldenudation beschränkt sich auf vegetationslose Flächen und tritt besonders in semiariden oder ariden Landschaften oder Gebieten mit geringer Bodenbedeckung auf. Niederschlagsereignisse mit hoher Intensität fördern die Ablösung von Partikeln auf Basis der Planschwirkung und Verschlammung. Unter Einfluss des Menschen wird von Bodenerosion gesprochen (Zepp, 2017, p. 131f.). Als Besonderheit tritt die Schneeschmelz-Erosion in Gebieten mit hohem Schneefall auf. Hier treten die Fließprozesse über Schnee-, Frost- und Auftauböden statt, was zur Bildung von verschiedenen Abflussbahnen führt. Innerhalb der Abflussbahnen verstärkt sich die erosive Wirkung des Schmelzwasserabflusses, wodurch unterschiedliche Erosionsformen entstehen (Rillen, Rinnen und Gräben). Mit nachlassender Transportkapazität werden diese Erosionsformen zum Teil wieder verfüllt (Zepp, 2017, p. 133). Als Resultat von Spüldenudation und Bodenerosion gibt es unterschiedliche Bodenerosionsformen. In der Regel werden die Formen nach Größe kategorisiert. Rillen und Rinnen sind kurzlebige und geringe Vertiefungen im Boden. Häufig werden sie nach einiger Zeit wieder verfüllt. Größere Formen sind Gräben und Schluchten, die durch Starkregenereignissen entstehen (Zepp, 2017, p. 134).

2.9.3 Erosion und Talbildung

Das Wirkungsgefüge in Bächen und Flüssen ist komplex. Auf geomorphologischer Ebene ist besonders die Fähigkeit zu Erosion, Transport und Akkumulation von Material durch Flüsse und Bäche hervorzuheben. Durch die mechanische Wirkung von fließendem Wasser kann erosive Kraft entfaltet werden. Überwiegt die Erosionskraft, dann schneidet sich das Gerinnebett in den Untergrund ein und bildet Hohlformen. Darüber hinaus sind Fließgewässer Leitbahnen für den Transport von Sediment aus dem Einzugsgebiet, das im Wasser weiter zerkleinert wird. Ist die Fließgeschwindigkeit am Ende zu gering, lagert sich das mitgeführte Sediment ab (Zepp, 2017, p. 138f.). Erosion und Transport finden also statt, wenn die haltenden Kräfte geringer sind, als die durch die Strömung erzeugten Antriebskräfte (Zepp, 2017, p. 140). Dies ist Grundvoraussetzung für die Bildung von Tälern.

Als Täler werden allgemein große Hohlformen bezeichnet, die durch fluviale Prozesse entstanden sind. Motor der Talentwicklung ist immer die Tiefenerosion. Sie erschafft durch ihren Einschnitt gleichzeitig die Höhenunterschiede, die für gravitative hangformende Prozesse benötigt werden (Zepp, 2017, p. 160). In den Alpen haben sich durch die lange Präsenz fluvialer Prozesse tiefe Schluchten und Klammern gebildet. Sie sind häufig an die Bereiche der Hängetäler gebunden, wo die Höhendifferenz (zwischen Hängetal und Seitental) besonders hoch ist. Ist die fluviale Erosion noch nicht soweit fortgeschritten, überwinden die Bäche diese Höhendifferenz über Wasserfälle (Zepp, 2017, p. 197).

2.9.4 Fluviale Akkumulation und Schwemmkegel

Nimmt die Transportkapazität des Fließgewässers, ab beginnen sich die mitgeführten Sedimente abzulagern. Die Transportkapazität reduziert sich etwa, wenn sich das Gefälle oder die Gewässertiefe verringert. Genau das passiert beispielsweise, wenn ein gefällereicher

Gebirgsbach in einer Talsohle mündet. Durch die plötzliche Verbreiterung des Flussquerschnitts und des abnehmenden Gefälles lässt die Fließgeschwindigkeit nach, die Transportkapazität wird reduziert. Infolgedessen bleibt ein großer Teil des Gerölls liegen und bildet einen sogenannten Schwemmkegel. Durch die Sedimentation verbaut der Fluss sich seinen Weg und muss deshalb permanent seine Fließrichtung ändern. Die Folge ist eine gleichmäßige Aufschichtung des Kegels (Zepp, 2017, p. 154f.). Sind Schwemmkegel flach ausgeprägt, werden sie auch als Schwemmfächer bezeichnet (Zepp, 2017, p. 156).

3 Methodik & Datengrundlage

Im Gegensatz zu anderen Geowissenschaften gibt es in der Geomorphologie nur wenig internationale Standardisierung im Bereich der Kartenerstellung (Otto & Smith, 2013, p. 1). Besonders bei den Kartierlegenden gibt es zum Teil erhebliche nationale Unterschiede. In der Vergangenheit gab es zwar einige nennenswerte Versuche eine international einheitliche Legende zu konzipieren, etwa durch die IGU-Kommission „Geomorphological Survey and Mapping“ oder durch Demek (1972) mit dem „Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung“, langfristig konnten sich diese Ansätze jedoch nicht durchsetzen (Leser, 1982, pp. 31-32). Bis heute ist die geomorphologische Kartenerstellung deshalb in der Regel von nationalen Zielsetzungen und Forschungstraditionen geprägt, was zu unterschiedlichsten Kartierungsansätzen und Legenden geführt hat (Leser, 1982, p. 32).

3.1 Kartierlegende

Für die Kartierung des Untersuchungsgebiets wurde als Grundlage die „Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen (GMK Hochgebirge)“ von Kneisel et. al. (1998) verwendet. Sie stellt eine Anpassung der deutschen geomorphologischen Karte (GMK) an die speziellen Anforderungen im Hochgebirge dar, die durch die GMK 25 und GMK 100 nur bedingt erfüllt werden (Kneisel et. al., 1998, pp. 7-8). Besonders die Inhaltsfülle bei der Darstellung der Formengesellschaften im Hochgebirge benötigt eine besondere Anpassung der Signaturen (Kneisel et. al., 1998, p. 8). Der in ArcGIS verwendete Symbolsatz der GMK Hochgebirge stammt von Otto (2004) und enthält entsprechende Punktmarker, Liniensymbole und Füllungen zur Darstellung geomorphologischer Prozesse, Prozessbereiche sowie des Substrats (Otto, 2004).

3.2 Prozess der Kartenerstellung

Die Erstellung der geomorphologischen Karte orientiert sich an der in Otto and Smith (2013) beschriebenen Methodik. Zuerst müssen Ziel und Zweck der Karte definiert werden. Dabei gibt es drei grundlegende geomorphologische Kartentypen; die Basiskarte, die analytische Karte und die Spezialkarte. Basiskarten zeigen in erster Linie die zu beobachtenden Eigenschaften einer Landschaft. Analytische Karten sind bereits auf ein spezielles Thema oder eine besondere Anwendung fokussiert. Zum Beispiel zeigt eine Naturgefahrenkarte Risiko-Prozesse auf, die Gefahren für Menschen und Infrastruktur darstellen können. Geomorphologische Spezialkarten fokussieren sich auf ausgewählte Landschaftseigenschaften, beispielsweise einzelne aktive Prozesse oder die Genese bestimmter Landschaftsformen (Otto & Smith, 2013, p. 1).

Für die für das Untersuchungsgebiet angestrebte geomorphologische Karte wird keine besondere inhaltliche Spezialisierung angestrebt. Zum einen würde eine vertiefte Analyse einzelner Prozesse oder Landschaftselemente den Zeitrahmen einer Bachelorarbeit sprengen, zum anderen fehlt dem Kartenersteller benötigte Erfahrung bei der Erstellung solcher Spezialkarten. Für eine Übersicht über die im Untersuchungsgebiet stattfindenden Prozesse, Prozessbereiche, sowie der Formen und Materialien und ihrer Genese ist eine allgemeine geomorphologische Kartierung ausreichend.

Das Vorgehen bei einer geomorphologischen Kartierung ist in drei Abschnitte einzuteilen (Otto & Smith, 2013, p. 2):

1. Vorbereitung vor der Begehung des Untersuchungsgebiets
2. Begehung des Untersuchungsgebiets und erste Vor-Ort-Kartierungen
3. Kartierung nach der Feldarbeit und Schaffung der finalen Karte

3.2.1 Vorbereitung

Vor der eigentlichen Kartierung und der Arbeit vor Ort ist es wichtig, das zu kartierende Gebiet auszuwählen und einzugrenzen (Otto & Smith, 2013, p. 2). Für die Erstellung der Karte wurde das Untersuchungsgebiet aus einer Vorauswahl an Gebirgsregionen ausgewählt. Ausschlaggebend für die Wahl der Region war eine gute Abgrenzbarkeit, sowohl der geomorphologischen Prozesse als auch der Landschaftsformen, sowie eine akzeptable Erreichbarkeit und Anbindungsmöglichkeit an andere Projekte des Fachbereichs Geographie der Universität Salzburg. So wurde der Fokus früh auf das (Sediment-)Einzugsgebiet eines kleinen Karsees im Obersulzbachtal gelegt.

Der nächste Schritt in der Vorbereitung der Kartierung ist die Identifizierung des Zwecks und Ziels der Karte (Otto & Smith, 2013, p. 2). Wie bereits beschrieben ist es das Ziel der Kartierung, einen Überblick über die Prozesse und morphologischen Formen, sowie ihrer Entstehung zu geben. Nach der Eingrenzung des Untersuchungsgebiets und der Festlegung von Zweck und Ziel der Kartierung, steht die Beschaffung der Fernerkundungsdaten, sowie geologischer und pedologischer Informationen an, die einen ersten Überblick über den Charakter und die Morphologie des Untersuchungsgebiets geben können (Otto & Smith, 2013, p. 2). Für die Unterstützung der Kartierungsarbeit im Geographischen Informationssystem (GIS) wurde neben Orthofotos der Region aus dem Jahr 2015 ein digitales Höhenmodell (DGM) in der Auflösung 1 m verwendet. Beide Datengrundlagen stellte das Land Salzburg über die Universität Salzburg zur Verfügung.

Bereits vor der eigentlichen Kartierungsarbeit muss eine GIS-Datenbank angelegt werden, auf deren Basis später kartiert werden kann (Otto & Smith, 2013, p. 2). Außerdem können erste Hangneigungs- und Schummerungskarten (Kombination aus Schräglicht- und Böschungsschummerung) aus den Daten des DGMs erstellt werden. Erst nach diesen Vorarbeiten, lassen sich die wichtigsten morphologischen Formen (etwa Grate) einzeichnen. Auf dieser Grundlage werden dann die Kartierungsgrundlage sowie ein Plan für die Begehung erstellt, die später im Feld als Basis der Vor-Ort-Kartierung dienen. Unmittelbar vor der Fahrt ins Untersuchungsgebiet sollte die zu verwendende Legende ausgewählt und ausgedruckt werden, in diesem Fall die GMK Hochgebirge (Otto & Smith, 2013, p. 2).

Neben der Vorbereitung auf die Kartierung muss außerdem eine Zugangserlaubnis ins Untersuchungsgebiet erlangt werden, damit rechtliche Konflikte ausgeschlossen werden können (Otto & Smith, 2013, p. 2). Für die Kartierung wurde dies im Rahmen der Universität mit dem Nationalpark Hohe Tauern abgeklärt. Außerdem ist es wichtig Wetterberichte zu beachten und eventuelle Risiken der Begehung des Kartiergebiets im Vorhinein abzuwiegen (Otto & Smith, 2013, p. 2).

3.2.2 Arbeit im Untersuchungsgebiet

Die Arbeit im Feld richtet sich nach dem vorher gemachten Plan der Begehung des Kartiergebiets. Während der Begehung ist es sinnvoll Fotos des Untersuchungsgebiets zu machen. Auffällige Formen und Strukturen sind zu dokumentieren und zu notieren. Dabei können auch GPS-Wegpunkte gesetzt werden (Otto & Smith, 2013, p. 2). Aufgrund der relativ gut erkennbaren Strukturen und der vergleichsweise geringen Größe des Untersuchungsgebiets, wurde bei dieser Kartierung auf umfangreiches GPS-Tracking verzichtet. Um die fehlenden GPS-Unterstützung zu kompensieren wurde jedoch umfangreich fotodokumentiert. Wichtige Landschaftsformen können somit auch ohne GPS-Tracking lokalisiert werden. Die Vor-Ort-Kartierung wurde über zwei Tage (18. Und 19. Juli 2019) ausgeführt. Dafür wurden Kartierungs-Positionen an den Berghängen gewählt, bei denen das Kartierungsgebiet gut einsehbar war. Besonders Positionen östlich des Foisskarsees boten sich für die Kartierung an, da von dort die steileren Berghänge im Südwesten, sowie der Seebereich einsehbar sind. Unabhängig davon wurde eine Begehung südlich des Sees bis zum Schutthaldenbereich des Sonntagskarkopfes vorgenommen. Von diesem Punkt aus ist der nördliche Abschnitt mit der Seebachscharte gut sichtbar. Am zweiten Tag ergänzte die Begehung des nördlichen Abschnitts die Einsicht in das Untersuchungsgebiet mit einem Blick auf die Schuttfelder im Südwesten, sowie den Sonntagskarkopf. Hier endete die Begehung westlich des Foisskarsees an der Schutthalde unterhalb des Grats, der das Einzugsgebiet des Sees nach Westen hin abgrenzt.

Die Kartierung selbst wurde auf mehreren Ebenen Transparentpapier ausgeführt. Als Basiskarte diente eine aus dem DGM erstellte Schummerungskarte der Region und eine Orthofoto-Übersichtskarte (Maßstab 1:10.000). Für die Prozessbereiche, die Prozesse sowie das Oberflächenmaterial wurden eigene Transparentpapierseiten verwendet. Dies ermöglicht eine maximale Aufnahme von Details bei gleichzeitiger Gewährung der Übersicht. Je nach Bedarf können die einzelnen Ebenen kombiniert werden (Otto & Smith, 2013, pp. 3-4) Als Maßstab der Feldkartierung wurde bereits in der Vorbereitung das Maß 1 : 5.000 festgelegt. Außerdem wurde das Untersuchungsgebiet in drei Kartenbereiche eingeteilt (Südwesten, Südosten, Norden).

3.2.3 Kartierung im GIS

Nachdem vor Ort das Untersuchungsgebiet näher analysiert wird und erste Kartierungsmaßnahmen durchgeführt werden können, kann mit der eigentlichen Kartenerstellung am PC begonnen werden. Dafür wird zuerst das Ergebnis der Feldkartierung mit den vorhandenen Daten im GIS-Programm verglichen. Ist dieser erste Abgleich erfolgt, kann mit der Herstellung der finalen Karte begonnen werden (Otto & Smith, 2013, p. 2).

Für die bessere Orientierung im Untersuchungsgebiet wurde auf das Salzburger Geographische Informationssystem des Landes Salzburg (SAGISonline) zurückgegriffen. Dort sind neben topographischen Details auch DGMs der Region verfügbar. Diese waren für die Kartierung von großem Nutzen.

Die allgemeine Vorgehensweise bei der Kartierung des Untersuchungsgebietes orientiert sich an den von Stäblein (1982) beschriebenen Kriterien der Kartengestaltung für die GMK. Basierend auf Erfahrungen durch die Entwicklung der „Grünen Legende“ und der GMK wird in Form eines „Baukastenprinzips“ kartiert. Dabei werden, wie auch schon bei der Feldkartierung, Informationen zu einzelnen Schichten zugeordnet und klassifiziert. Einzelne geomorphologische Phänomene und deren Grad der Ausprägung sollen auch einzeln noch erkennbar sein. Erst mit der Überlagerung der einzelnen Informationsschichten in Form von unterschiedlichen Farben, Symbolen, Signaturen und Rastern in der finalen Karte wird der geomorphologische Charakter einer Region dann als Ganzes erkennbar (Stäblein, 1982, p. 16).

4 Einführung in das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet der geomorphologischen Kartierung liegt bei $47^{\circ}10'25''$ N, $12^{\circ}14'32''$ E in einem Seitental des Obersulzbachtals auf der Höhe der Poschalm im Bundesland Salzburg. In geographischer Nähe liegt mit rund 10 km Entfernung nach Westen, bzw. Süden das Bundesland Tirol. Die nächstgelegene Ortschaft ist Neukirchen am Großvenediger im Norden in ebenfalls etwa 10 Kilometern Entfernung. Der Kartierungsbereich umfasst im Wesentlichen das Sedimenteinzugsgebiet des Foisskarsees, sowie die dem Obersulzbachtal zugeneigten Hänge bis zur Trogschulter. Das gesamte Gebiet liegt in der Kernzone des Nationalparks Hohe Tauern, einem Abschnitt, der besonderem Naturschutz unterliegt. Am Rand des Untersuchungsgebiets zwischen Foisskarsee und Obersulzbachtal befindet sich eine kleinere private Almhütte.

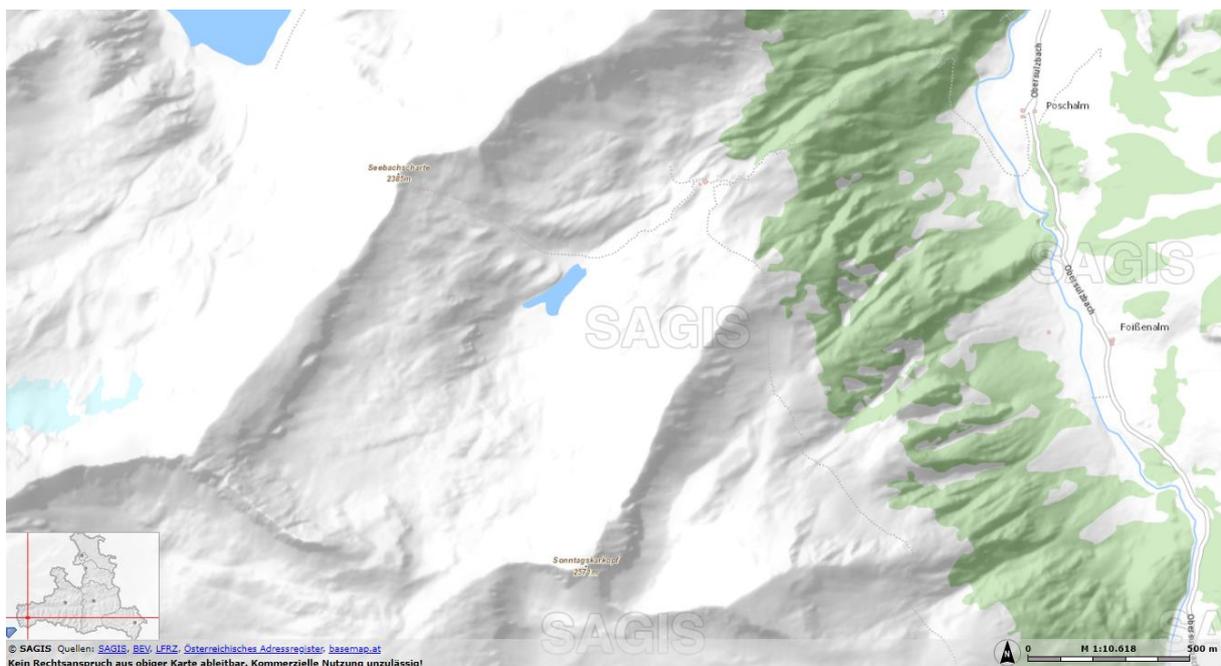


Abbildung 5: Untersuchungsgebiet "Foisskarsee", Quelle: SAGISonline (2019)

Eingegrenzt wird das Untersuchungsgebiet durch die steil abfallenden Felsgrate der Seebachscharte mit 2385 m nach Nordwesten und die des Sonntagskarkopfes im Süden mit 2571 m Höhe. Etwas undeutlicher fällt die Abgrenzung des Gebiets im Süden, westlich des Sonntagskarkopfes, aus. Hier flacht sich der Gratabschnitt ab und bildet eine Art Gebirgssattel aus. Nach Nordosten grenzt das Seitental des Foisskarsees an das Obersulzbachtal. Die Gesamtfläche des zu kartierenden Gebiets beträgt rund 1,7 km². An der engsten Stelle, zwischen der Seebachscharte und dem gegenüberliegenden Berggrat ist das Tal etwa einen Kilometer breit. Die Länge vom Sattel im Südwesten bis zur Almhütte am Rand des Untersuchungsgebiets beträgt etwa 1,5 km.

Der Höhenunterschied zwischen dem mit 2132 m deutlich höher gelegenen Foisskarsee und dem Obersulzbachtal beträgt rund 630m. Der Höhenabfall ist besonders ab der Trogschulter bis zum Obersulzbach sehr steil. Morphologisch auffällig ist die Mulde, in der der Foisskarsee liegt. Sie trennt den Bereich um den See von den Hangbereichen der umliegenden Gebirgsgräte. Besonders steile Abschnitte innerhalb des untersuchten Gebietes befinden sich in erster Linie an den Gebirgsgräten und an den Hangbereichen der Mulde.

4.1 Hydrologie

Die reliefbestimmenden Erhebungen, die das Untersuchungsgebiet eingrenzen, sind gleichzeitig hydrologische Barrieren und dienen als Wasserscheide zwischen den jeweiligen Einzugsgebieten der einzelnen Gebirgsbäche. Besonders gut sichtbar ist diese Trennung zwischen dem Seebachsee im Norden und dem Foisskarsee, die durch die Seebachscharte hydrologisch voneinander getrennt sind. Auch wenn die Möglichkeit besteht, dass Bereiche über unterirdische Grundwasserströme miteinander verbunden sein könnten, würde deren Ermittlung den Rahmen der Möglichkeiten für diese Arbeit sprengen, zumal sie für die geomorphologischen Prozesse im Kartiergebiet nur eine untergeordnete Rolle spielen würden.

Der Foisskarsee selbst wird durch mehrere, kleinere Bachläufe gespeist. Einige von ihnen entspringen im Südwesten und Westen an den Felswänden der angrenzenden Gebirgsgräte und münden dann im südlichen Bereich des Sees. Eher unabhängig davon verläuft ein weiterer Bach aus Richtung der Seebachscharte im Nordwesten in den See. Aufgrund seines tieferen Einschnitts ist er wahrscheinlich perennierend, während die anderen kleinen Bäche nur periodisch Wasser führen. Besonders während der Schneeschmelze im Frühjahr und Sommer wird der Abfluss stark sein. Aufgrund der kurzen Aufenthaltszeit vor Ort und der geringen Literaturlage zur Hydrologie im Untersuchungsgebiet, können hier nur Vermutungen aufgestellt werden. Durch den Foissbach besitzt der Foisskarsee einen dauerhaften Abfluss, der Richtung Nordosten in das Obersulzbachtal fließt und dort im Obersulzbach mündet. Die Höhendifferenz zwischen Trogschulter und Tal wird dabei abschnittsweise durch Wasserfälle überwunden. Neben dem Foisskarsee wird der Foissbach noch durch zwei kleinere Bäche gespeist. Aus Norden fließt ein kleinerer Bach auf der Höhe der Almhütte in den Bach; aus Süden ein kleines Rinnsal, welches aus einem kleinen und unscheinbaren See östlich des Foisskarsees entspringt. Der kleine See ist auf anderen Karten nicht verzeichnet und besitzt keinen offiziellen Namen. Unter Umständen existiert er nicht ganzjährig. Er war bereits auf einem Luftbild aus dem Jahr 2015 erkennbar, woraus geschlossen werden kann, dass der See zumindest periodisch vorhanden ist, etwa nach der Schneeschmelze.

4.2 Klima & Klimageschichte

In direkter Nähe zum Untersuchungsgebiet befinden sich keine Klima-Messstationen. Die nächsten Stationen mit verfügbaren Klimadaten befinden sich im Norden in Krimml (rund 7 km Entfernung) und auf der Rudolfshütte (rund 29 km Entfernung) und werden von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) betrieben¹.

Tabelle 1: Klimamittelwerte der Rudolfshütte, Quelle: (ZAMG, 2019)

Rudolfshütte (2317 m.ü.M.)		
Monat	[mm]	[°C]
Jan	161	-6,9
Feb	153	-7,7
Mar	206	-5,8
Apr	186	-2,8
Mai	190	2,2
Jun	259	5,2
Jul	284	8,0
Aug	274	8,1
Sep	204	4,7
Okt	146	1,9
Nov	170	-3,4
Dez	170	-6,1
Jahres-Niederschlag in mm		2403
Jahresmitteltemperatur in °C		-0,2
Temperaturamplitude in °C		15,8

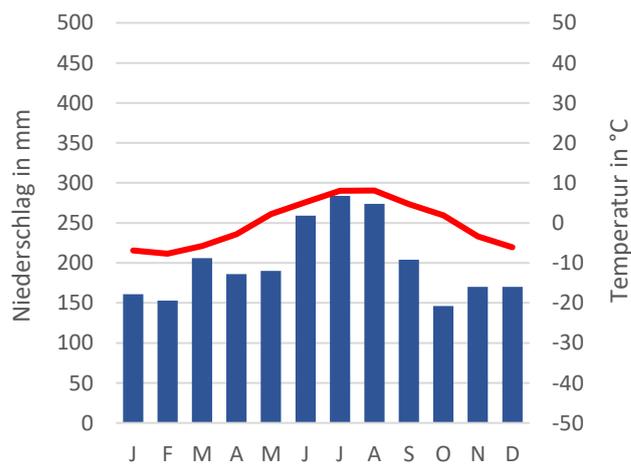


Abbildung 6: Klimadiagramm der Messstation Rudolfshütte (eigene Darstellung, basierend auf ZAMG (2019))

Aufgrund ihrer unterschiedlichen geographischen Lage eignen sich beide Stationen nur bedingt für die Beschreibung des lokalen Klimas des Kartierungsgebiets. Für die allgemeine Charakterisierung des alpinen Klimas, dem das Untersuchungsgebiet aufgrund seiner Höhenlage auf über 2200 m Höhe unterliegt, sind die Daten jedoch ausreichend. Besonders die Daten der Rudolfshütte sind besonders aussagekräftig, da die Messtation mit 2317 m in ähnlicher Höhe liegt. Die Messtation Krimml befindet sich zwar näher am Untersuchungsgebiet, liegt jedoch im Talbereich, was zwischen den beiden Stationen einen Unterschied in der mittleren jährlichen Lufttemperatur von 6,4°C ergibt und damit die Aussagekraft minimiert. Aufgrund dessen werden für die Abbildung des Klimas im Kartierungsgebiet die Werte der Messtation Rudolfshütte (47,14° N, 12,63° E) verwendet. Die durchschnittliche jährliche Lufttemperatur beträgt an der Messstation rund 0°C. Im Jahr liegt die mittlere monatliche Lufttemperatur in 6 Monaten hintereinander unter 0°C, beginnend mit dem November und endend im April. Die tiefsten durchschnittlichen Temperaturen liegen mit -7,7°C im Februar; die Höchsten liegen im Juli und August mit +8, respektive +8,1°C.

¹ Die klimatischen Messwerte der ZAMG-Stationen sind in den sogenannten Klimanormalwerten nach den Richtlinien der WMO (World Meteorological Organization) als 30-jährige Mittelwerte zusammengefasst. Der aktualisierte Datensatz beinhaltet Klimanormalwerte für die Periode 1981-2010. Für die Station Rudolfshütte sind Messwerte seit 1.12.1992 verfügbar.

Die jährliche Temperaturamplitude liegt damit bei durchschnittlich 15,8°C. Aufgrund der Lage und der ähnlichen Beschaffenheit des Reliefs sind die Klimawerte auf das Untersuchungsgebiet weitgehend übertragbar. Ähnlich verhält es sich beim Niederschlag. Über das Jahr fallen an der Messstation Rudolfshütte rund 2400 mm Regen, wobei der Niederschlag relativ gleichmäßig auf die Monate verteilt ist, mit einem Anstieg von rund 100 mm in den Sommermonaten Juni, Juli und August. Aufgrund der allgemein niedrigen Temperaturen treten häufig Frosttage mit Temperaturen unter 0°C auf. An der Rudolfshütte sind dies durchschnittlich 227 Tage im Jahr, von denen an 127 Tagen die 0°C nicht überschritten werden. Schneefall ist keine Seltenheit und aufgrund des ausgeprägten Niederschlags intensiv. Die mächtigsten Schneefelder halten sich dabei an den Nordhängen bis in den Sommer hinein. Noch während der Begehung Mitte Juli lagen im Untersuchungsgebiet vereinzelte Schneefelder

Die Klimageschichte des Untersuchungsgebietes gleicht dem der gesamten Alpen. Besonders relevant für die Analyse geomorphologischer Formen und Prozesse sind die letzten zwei erdgeschichtlichen Epochen, das Pleistozän und das Holozän. In besonderem Maße war die Vergletscherung des Pleistozäns an der Gestaltung des Reliefs der Alpen beteiligt. Das Ende der letzten großflächigen Vergletscherungsphase (Weichsel-Würm-Glazial) setzte mit dem Beginn des Holozäns vor rund 11.500 Jahren ein. Der Rückgang wurde im frühen Holozän jedoch noch ein letztes Mal für rund 1.000 Jahre unterbrochen. Diese Periode wird als jüngere Dryas bezeichnet. Sie hatte zur Folge, dass viele Gletscher erneut vorstießen und es sogar zu einer Neubildung individueller Gletscher kam. In den Alpen konnten sich so noch Reste der eiszeitlichen Eismassen für ein paar Jahrhunderte halten (Winkler, 2009, p. 157f.). In diesen Zeitraum fällt auch die Entstehung vieler Kargletscher in den Alpen, deren Überreste noch heute sichtbar sind. In den folgenden Jahrtausenden stieg die Globaltemperatur erneut an und führte zum Verschwinden der meisten Gletscher, auch wenn es noch einige weitere kurze Phasen des Gletschervorstoßes gab (Winkler, 2009, p. 160).

4.3 Vegetation

Das Untersuchungsgebiet befindet sich aufgrund seiner Lage auf etwa 2200 m an der Grenze der alpinen zur nivalen Stufe. Unter den Pflanzen dominieren Zwergsträucher und alpine Rasen, wobei die Verbreitung der Zwergsträucher auf die tieferen Bereiche des Kartiergebiets rund um den Foisskarsee begrenzt ist. Abschnitte der Berghänge, besonders im Westen und Süden sind vegetationsfrei. Sie sind überwiegend von Schutthalden bedeckt, auf denen vereinzelt noch Moose und Flechten wachsen. Unter den Zwergsträuchern ist die Rostblättrige Alpenrose (*Rhododendron ferrugineum*) am weitesten verbreitet (siehe Abbildung 7). Der Name der Rostblättrigen Alpenrose leitet sich von der rostfarbenen Unterseite der Blätter ab. Sie unterscheidet sich damit von der Bewimperten Alpenrose, einer weiteren nahverwandten Unterart der Rhododendren. Im Unterschied zu dieser kommt sie besonders häufig auf silikatischen Böden vor (Fitter, Fitter, & Blamey, 1986).



Abbildung 7: Rostblättrige Alpenrose - Indikatorpflanze für silikatische Böden (eigene Aufnahme, 7/2019)

4.4 Anthropogene Einflüsse

Der Einfluss menschlicher Aktivitäten auf das Untersuchungsgebiet ist relativ gering. Einer der Gründe ist der bereits frühe Schutz der gesamten Region durch die Errichtung eines Nationalparks durch August Prinzinger im Jahr 1913, aus dem später der Nationalpark Hohe Tauern hervorging (Nationalpark Hohe Tauern, 2019). Infrastruktur ist kaum vorhanden, bis auf eine kleine private Almhütte am östlichen Rand des Kartiergeländes. Sie ist mit dem Tal über eine kleine Seilbahn verbunden. Neben der Almhütte existiert ein offizieller Wanderweg vom Obersulzbachtal über die Almhütte zum Foisskarsee, der durch die Nationalparkverwaltung instandgehalten wird (während des Aufenthalts zur Kartierung vor Ort wurde der Bewuchs am Wegrand zurückgeschnitten). Eher unscheinbar existiert ein weiterer Wanderweg vom Foisskarsee über die Sebachscharte zum Seebachsee. Die Markierungen sind jedoch ausgeblieben und der Weg wird aufgrund zugewachsener Pfade scheinbar nicht häufig genutzt. Extensive landwirtschaftliche Nutzung findet trotz Kernzonen-Klassifizierung im Nationalpark statt. Besonders auf der stärker bewachsenen südlichen Hangseite im Norden des Untersuchungsgebiets grasten zur Zeit der Kartierung Schafe. Ihre Anzahl betrug etwa 20 Tiere. Die langjährige Beweidung war im Nördlichen Abschnitt unterhalb der Sebachscharte durch ausgeprägte Viehgangeln belegbar. Eine anderweitige menschliche Nutzung des Areals war nicht erkennbar.

4.5 Geologie

Die geologische Grundlage des Untersuchungsgebiets ist für seine geringe Größe vergleichsweise komplex. Großräumlich betrachtet liegt es im Bereich des sogenannten Tauernfensters, einer geologisch besonderen Zone der Ostalpen (Pfiffner, 2015, p. 28). Die Entwicklung und heutige geologische Zusammensetzung des Tauernfensters, ist fest verbunden mit der Entstehung der Alpen. Die Gebirgsbildung der Alpen begann zeitgleich mit dem Zerfall des Superkontinents Pangäa vor 250 Millionen Jahren und der Entstehung von

Grabenbrüchen zwischen den sich neubildenden Kontinenten. Im Raum der heutigen Alpen bildete sich die Tethys, ein Graben, den das sogenannte Urmittelmeer von Osten aus füllte. Das Urmittelmeer trennte die beiden neuen Großkontinente Laurasia im Norden und Gondwana im Süden. Der europäische Kontinent im Norden senkte sich am Rand der Tethys langsam ab und bildete einen passiven Kontinentalrand. Während der Kreidezeit vor 135-65 Millionen Jahren lagerten sich in diesem Schelfbereich im flachen Wasser Sedimente ab. Dazu kamen große Mengen von feinem europäischem Schutt in Form von Ton und Feinsanden, als sich das Gebiet kurz vor Beginn der alpidischen Faltungen ein weiteres Mal tiefer absenkte. Schichten dieser geologischen Ära werden als Helvetikum bezeichnet (Steyrer et al., 2011, p. 7f.). Bereits im Jura öffnete sich der Nordatlantik und trennte in Form eines Meeresarmes, dem Penninischen Ozean, die Adriatische Platte von Europa. Der neu entstandene Ozean erstreckte sich bis in die Kernzone der heutigen Alpen. Im Penninischen Ozean lagerten sich mehrere Kilometer dicke Mergel, Tone und sandige Kalke ab, die infolge der Überlagerung und Metamorphisierung (in der die Sedimente hohen Drücken und Temperaturen ausgesetzt waren) zu Kalk und Glimmerschiefer umgewandelt wurden. Die meisten Gesteine der heutigen Hohen Tauern entstanden im südlichen Bereich dieses Ozeans. Die geologischen Entwicklungen werden im sogenannten Penninikum zusammengefasst (Steyrer et al., 2011, p. 8). Vor 100 Millionen Jahren begann dann mit der Aufschiebung der Adriatischen Platte die Schließung des Penninischen Ozeans und der Beginn der Gebirgsbildung. Ostalpine Decken schoben sich von Süden über den europäischen Kontinentalrand, während gleichzeitig Schutt der Festlandsschwellen an den Plattengrenzen subduziert und unter die Alpen gezogen wurde. Mit der zunehmenden Hebung der Alpen begann dann die Erosion der obersten Decken, den Ostalpinen Decken (Steyrer et al., 2011, p. 11f.).

Im Bereich des Tauernfensters ist der Erosionsprozess der alpinen Decken am weitesten vorangeschritten. Er offenbart, statt der sonst im österreichischen Alpenraum vorherrschenden Ostalpinen Decken, die älteren und ursprünglich tieferliegenden penninischen und helvetischen Schichten. Bis auf kleinere Erosionsreste sind die Ostalpinen Decken im Tauernfenster vollkommen abgetragen (Pfiffner, 2015, p. 28). Die penninischen und helvetischen Decken des Tauernfensters bestehen überwiegend aus metamorphen, kristallinen Gesteinen in Form von Graniten, Gneisen und Schiefen (Weber, 2015).

In der kleinräumlichen Betrachtung des Untersuchungsgebiets sind einige besondere Auffälligkeiten erkennbar: Im Gebiet der Kartierung verläuft eine Schichtgrenze zwischen paläozoischen Metamorphiten im Norden und Zentralgneisen des Helvetikums im Süden (Pfiffner, 2015, p. 50; Weber, 2015). Die Schichten verlaufen dabei in Südwest-Nordost-Ausrichtung, entlang der auch das Tal und der Bach des Foisskarsees ausgerichtet sind. Im Nordwesten liegt dabei die Schicht des paläozoischen Metamorphits, das in Form von Schiefergestein an die Oberfläche tritt. Überlagert wird der paläozoische Schiefer nur an zwei kleinen Stellen durch geringe Reste von Amphibolit bis Chloritschiefer an den nördlichen Berghängen. Die Schicht ist jedoch nur wenige Meter breit. Im Südosten, den größten Abschnitt des Einzugsgebietes dominierend, befindet sich Zentralgneis in Form von Augen- und Flasergneisen zusammen mit apiliptischem Gneis. Der Foissbach dient als Trennungslinie zwischen den beiden größeren Schichten im Nordosten.

Überlagert werden die Gesteinsschichten nur durch Lockermaterial. Hangschutt bedeckt die Mulde um den See, sowie im Süden unterhalb des Sonntagkarkopfes und im Südwesten an den Felshängen. Außerdem überlagern Moränenreste einzelne Abschnitte des Untersuchungsgebietes (Karl & Schmidegg, 1979).

4.6 Morphologie

Die Morphologie des Untersuchungsgebiets ist bestimmt von endogenen und exogenen Faktoren. Die endogenen Faktoren wurden bereits im vorangegangenen Kapitel zur Geologie der Alpen beschrieben. Sie beeinflussen die grobe Ausbildung des Reliefs und seiner Großformen. Im Kartiergebiet wird der Einfluss dieser endogenen Faktoren besonders deutlich. Die geologische Schichtgrenze, die im Kartierungsgebiet von Südwesten nach Nordosten verläuft, hat maßgeblich die Ausrichtung des Tals beeinflusst. So verlaufen die Grate entlang dieser geologischen Grenzen ebenfalls von Südwesten nach Nordosten und der Foissbach fließt nach Nordosten in das Obersulzbachtal. Die Charakterisierung exogener Faktoren ist komplexer. Besonders, weil die dominierenden Prozesse im Laufe der Zeit wechseln können. Das erschwert zu einem nicht unwesentlichen Teil die Erkennung und Charakterisierung von Landschaftsformen im Gelände und bei späteren Kartierungen. Das Untersuchungsgebiet ist in besonderem Maße von dieser polygenetischen Reliefformung betroffen. Grob kann hier zwischen zwei klimatisch und morphogenetisch bedeutsamen Perioden unterschieden werden, der glazialen und der postglazialen. Während beider Phasen herrschte ein charakteristisches Klima, das jeweils unterschiedliche geomorphologische Prozesse hervorrief die schließlich Einfluss auf die Gestaltung des Untersuchungsgebiets nahmen. Während der Eiszeiten dominierten glaziale und glazifluviale Prozesse, die nach Ende der Vergletscherung typische Formen zurückließen (siehe Kapitel 2.6 Glaziale Prozesse und Formen).



Abbildung 8: Blick nach Südwesten auf die Karschwelle. Gut erkennbar ist auch der Einschnitt durch den Foissbach in der Mitte des Fotos (eigene Aufnahme, 7/2019)

Die deutlichste Prägung erfuhr das Tal durch die Vergletscherung in Form eines Kargletschers. Die glaziale Formung prägt bis heute das Relief um den Foisskarsee. Die spezielle durch den Kargletscher geschaffene Landschaftsform mit ihren Elementen ist noch gut zu erkennen. Zentrum des ehemaligen Kargletschers ist der heutige Foisskarsee. Er hat sich in der Mulde gebildet, die der Kargletscher durch den Eisdruck und die Erosion an der Gletscherbasis geschaffen hat (siehe 2.6.3.1 Kare). Die Karmulde ist jedoch durch die fortgeschrittene Erosion an den oberhalb liegenden Hängen zu einem großen Teil von Material unterschiedlicher Korngrößen bedeckt. Die Karschwelle befindet sich nordöstlich des Foisskarsees in Form eines Hügels (siehe Abbildung 8). Sie wird heute durch den Foissbach in der Mitte des Tals durchschnitten. Die durch Detraktion geschaffene Geländekante ist heute durch eine Versteilung des Hanges sichtbar. Dort liegt das Festgestein an der Oberfläche und ist besonderer Verwitterung ausgesetzt. An der Schwelle ist am freiliegenden Gestein noch deutlicher Gletscherschliff erkennbar. Aufgrund der starken Erosion im Hangbereich der Karrückwand, hat sich dort nur wenig Moränenmaterial gehalten. Auch im Bereich der Mulde ist durch die spätere Ablagerung von Hangschutt kein Moränenmaterial mehr erkennbar. Aufgrund ihrer umfangreichen Prägung wurde der glaziale Formenschatz auch in der postglazialen Phase nicht vollkommen überformt, wodurch er noch heute in der Landschaft erkennbar ist. Dazu gehören etwa die Rundhöcker, deren Ausrichtung durch das Grundgestein und die Fließrichtung des Gletschers beeinflusst wurde und vereinzelte Moränenwälle.

Postglaziale Prozesse hatten bisher wenig Einfluss auf das Relief des Kartierungsgebiets. Die größten Veränderungen liegen in der Erosion der Hangbereiche und Kanten, sowie der Akkumulation von Lockermaterial in flacheren Abschnitten. Einzig die fluvialen Prozesse des Foissbachs, besonders die Tiefenerosion, haben zu einem deutlichen Einschnitt des Gerinnebetts geführt.

5 Geomorphologische Formen und Prozesse im Untersuchungsgebiet

5.1 Prozessregime

Im Kartierungsgebiet haben im Laufe der Zeit unterschiedliche Formungsprozesse gewirkt. Hervorzuheben sind dabei besonders die glazialen und gravitativen Prozesse. In kleinerem Ausmaß haben ebenso fluviale und glazifluviale Prozesse die Morphologie des Untersuchungsgebietes geprägt.

Früh und umfassend formten glaziale Prozesse das Tal des Foisskarsees. Noch heute gibt es Flächen die seit dem Abschmelzen des Gletschereises nicht wesentlich verändert worden sind. Besonders umfassend haben glaziale Formen in flacheren Bereichen überdauert, die nicht durch gravitative Massenbewegungen und Akkumulationen oder fluviale Prozesse überprägt worden sind. Dazu gehören Bereiche um die Karmulde und in der Talsohle.

Gravitative Prozessbereiche befinden sich überwiegend unterhalb von Geländekanten und Graten, wo sich Lockermaterial ablagern kann. Umfangreiche Schutthalden gravitativer Prozesse liegen unterhalb des Sonntagskarkopfes, sowie unter dem Bergrat im Südwesten des Foisskarsees. Vielfach haben gravitative Prozesse alte glaziale Bereiche überlagert. So auch tiefer im Tal südwestlich des Foisskarsees.

Innerhalb der Karmulde hat sich Schutt aus der Geländekante der Karrückwand abgelagert. Außerdem dominieren die gravitativen Prozesse an Kanten nahe der Karschwelle und der Rundhöcker nördlich des Sees, besonders bei freiliegendem Gestein.

Fluviale Prozesse beschränken sich auf das unmittelbare Gerinnebett und Ufer nahe Vernässungen entlang des Foisskarsees und des Foissbachs. Hier führt die fortschreitende Tiefenerosion zu einem Einschnitt des Flusses. Neben den fluvialen Prozessen, die das Gelände heute noch formen, traten in der Vergangenheit im Zuge der Vergletscherung auch glazifluviale Prozesse auf. Diese waren insgesamt umfangreicher als die heutigen fluvialen Prozesse und spielten sich vor dem Gletscher ab. Im Untersuchungsgebiet muss es mehrere Schmelzwasserabflüsse gegeben haben, da noch heute Einschnitte im Talboden sichtbar sind. Diese beginnen mit der Karschwelle und führen dann nach Nordosten ins Obersulzbachtal. Die genaue Kartierung der holozänen Schmelzwasserbäche ist jedoch aufgrund der umfassenden Überprägungen nicht flächendeckend möglich.

5.2 Erosionsprozesse

Im Untersuchungsgebiet wirken verschiedene Erosionsprozesse. Ihre Intensität und Ausprägung haben sich mit der Zeit zum Teil stark verändert. Glaziale Prozesse sind mit dem Abschmelzen des Gletschers verschwunden, ebenfalls glazifluviale Prozesse im Gletschervorfeld. An Einfluss für die Reliefbildung haben dafür gravitative und fluviale Prozesse gewonnen. Dazu gehören Steinschläge, Felsstürze, lineare Erosion, sowie Tiefenerosion. Sie bestimmen das heutige Landschaftsbild.

5.2.1 Tiefenerosion

Innerhalb des Untersuchungsgebietes sind mehrere lineare Erosionsprozesse in Form der Tiefenerosion erkennbar. Diese gehen auf fluviale und glazifluviale Prozesse aus der Vergletscherungsphase des Gebiets zurück (Siehe Kapitel 2.9.3 Erosion und Talbildung). Die Tiefenerosion im Untersuchungsgebiet lässt sich dabei nach ihrem Zustand in aktive und inaktive Prozesse gliedern. Aktiv ist sie besonders im unmittelbaren Bereich des heutigen Foissbachs nahe der Talsohle. Dort tritt sie verstärkt in Bereichen mit hoher Fließgeschwindigkeit und starkem Gefälle auf, etwa im Bereich der Karschwelle oder in Abschnitten in denen das Bachbett durch das Grundgestein verschmälert wird.

Die inaktiven Bereiche der Tiefenerosion stammen aus der Zeit der Vergletscherung des Tals, als Schmelzwasserbäche deutlich ausgeprägter waren und mehrere Abflussrinnen aufwiesen. Sie verlaufen in Richtung des damaligen Gletscherflusses nach Nordosten und orientieren sich auch an den dort liegenden Rundhöckern. Die ehemaligen Gerinnebetten befinden sich sowohl auf der orographisch linken und rechten Seite des heutigen Foissbachs. Sie schneiden ebenfalls, wie der Foissbach heute, die Karschwelle. Ihre Tiefe ist jedoch deutlich geringer und im Gelände nicht auf den ersten Blick erkennbar. Einfacher sind sie auf Hangneigungs- und Schummerungskarten ersichtlich. Am stärksten sind auf der orographisch rechten Seite ausgeprägt. Dort verläuft ein ehemaliges Gerinnebett ab der Höhe der Almhütte talwärts, wo es sich nach wenigen hundert Metern wieder mit dem heutigen Bachbett vereinigt. Möglicherweise gab es auch einen weiter östlich verlaufenden Abfluss, die Geländeformen sind im Laufe der Zeit jedoch stark überprägt worden und nicht mehr eindeutig zuzuordnen. Heute führt er kein Wasser mehr.

5.2.2 Linienhafte Erosion

Linienhafte Erosion kommt im Kartierungsgebiet an wenigen Stellen vor. Die beschränkt sich auf die Bereiche der ehemaligen Karrückwand. Dort schneiden sich die den Hang hinabfließenden Bäche in das freiliegende Gestein und erodieren es. Ein Erosionspunkt liegt südwestlich des Foisskarsees oberhalb eines gut erkennbaren Schuttkegels. Die anderen beiden Erosionsstellen liegen westlich des Foisskarsees und liegen ebenfalls oberhalb einer Schutthalde (siehe Abbildung 9).



Abbildung 9: Linienhafte Erosion durch kleine Bäche an der Karrückwand (eigene Aufnahme, 7/2019)

5.2.3 Steinschläge

Steinschläge treten im Untersuchungsgebiet relativ häufig auf. Sie sind an das Vorhandensein größerer und von Vegetation freiliegender Geländekanten gebunden. Sie kommen deshalb entlang der Grate im Süden und Westen vor, sowie in Bereichen an Karmulde und Karschwelle. Dort besonders entlang der ehemaligen Karrückwand und dem Bereich der Karschwelle, die durch den Foissbach eingeschnitten wird. Auffällig wenig Steinschläge gibt im Norden des Kartierungsgebiets. Dort ist die Vegetation dichter und das Risiko gravitativer Massenverlagerung geringer. Unter Umständen beeinflusst auch das Gestein dort das geringere Steinschlagpotential. (Im Nördlichen Abschnitt dominieren paläozoische Metamorphite, während der Rest überwiegend aus helvetischen Zentralgneisen besteht.)

5.2.4 Felsstürze

Neben Steinschlägen kommen im Untersuchungsgebiet möglicherweise auch Felsstürze vor. Aufgrund der kurzen Aufenthaltsdauer vor Ort kann dieser Prozess nur über die Akkumulationsformen charakterisiert werden. Klare Hinweise für Felsstürze gibt es nur an einem Ort. Dieser liegt südwestlich des Foisskarsees. Im Südwesten der Karmulde befinden sich ein unbewachsenes Blockfeld, sowie ein Schuttkegel, der unterhalb einer Geländekante der Karrückwand liegt. Beide sind Anzeichen für größere gravitative Prozesse. Potentieller Auslöser ist der Abfluss oberhalb der Geländekante, der das Gestein an der Kante punktuell erodiert und damit den Abbruch von Material auslöst.

5.3 Einzelformen

Der Formenschatz im Kartierungsgebiet ist aufgrund der komplexen Genese der Region vielfältig. Neben rezenten Akkumulationen durch aktive glaziale und fluviale Prozesse, wie Schutthalden, Schwemmfächer und Blaiken, zeichnen sich in der Landschaft auch noch Relikte älterer Prozesse ab. So finden sich noch besonders deutliche Überreste der glazialen Phase. Zu nennen sind vereinzelt Endmoränenreste, Rundhöcker und periglaziale Formen, wie Solifluktionsloben.

5.3.1 Schutthalden und Schuttkegel

Je intensiver und häufiger gravitative Ereignisse sind, desto auffälliger sind deren Akkumulationsformen. Schutthalden und Schuttkegel sind im Untersuchungsgebiet stark verbreitet und gut erkennbar. Sie liegen besonders im Süden und Westen unterhalb der großen Geländekanten und Grate. Im Süden schließen sie direkt an die Karschwelle an und ziehen sich von dort bis zum Sonntagskarkopf (siehe Abbildung 10). Im Westen befinden sich ebenfalls große Schuttablagerungen, besonders da, wo heute noch gravitative Prozesse ablaufen. Sie sind überwiegend unbewachsen. Weitere Schutthalden lassen sich in der Karmulde verorten, in der sich umfangreich Material aus oberen Hangbereichen abgelagert hat sowie im Bereich der Karschwelle. Dort konzentriert sich die Schuttablagerung auf die Hangbereiche entlang des Foissbachs, die aktiver Tiefenerosion unterliegen. Neben diesen größeren Ablagerungsbereichen befinden sich Schutthalden auch entlang der glazialen Rundhöcker im Nordwesten und in geringerem Maße Nordosten. Sie sind jedoch in den meisten Fällen kleiner.



Abbildung 10: Blick nach Süden. Schutthalden unterhalb des Sonntagskarkopfes (eigene Aufnahme, 7/2019)

5.3.2 Schwemmfächer und Vernässungen

Fluviale Akkumulationsformen sind im Kartierungsgebiet selten, da ein Großteil der im Wasser mitgeführten Sedimente direkt über den Foissbach abtransportiert wird. Sie beschränken sich deshalb überwiegend auf den Bereich des Foisskarsees, in dem die Transportkapazität abnimmt und somit eine (vorübergehende) Sedimentation ermöglicht wird. Im Norden des Sees mündet ein kleinerer Bach in den Foisskarsee. Durch den Sedimenteintrag hat sich hier ein Schwemmfächer ausgebildet. Der Foisskarsee selbst zeigt Zeichen von Verlandung. Besonders im Norden und Südwesten gibt es umfangreiche Vernässungsbereiche.

5.3.3 Blaiken

Neben den Sturzprozessen gibt es im Untersuchungsgebiet noch Rutschungen, insbesondere in Form von Blaiken. Sie konzentrieren sich auf die nördlichen Bereiche des Kartiergebiets, wo die Bodenbildung bereits weiter vorangeschritten und die Oberfläche vegetationsbedeckt ist. Eine starke Hangneigung und viel Niederschlag, etwa während der Schneeschmelze, führen zum Abriss des gesamten Oberbodens (siehe 2.8 Gravitative Prozesse und Formen). Die Ausmaße von solchen Rutschungen sind in den Orthofotos des Gebiets gut erkennbar. Die Blaiken befinden sich alle nördlich des Foisskarsees und östlich der Seebachscharte. Alle Blaiken sind geographisch auf die steileren Hangbereiche unmittelbar unter dem Grat begrenzt. Ihre Länge beträgt jeweils etwa 20 m.

5.3.4 Solifluktionislobe

Die ausgeprägteste periglaziale Form im Kartierungsgebiet ist die Solifluktionislobe. Von ihr gibt es mehrere Einzelformen, von der sich alle an den Berghängen westlich des Foisskarsees befinden. Vier Stück sind mittels Hangneigungs- und Schummerungskarte erkennbar. Sie liegen übereinander und besitzen die typische rundliche Formung. Sie sind lokal gebunden. Aktive periglaziale Prozesse sind anhand der Orthofotos nicht auszumachen.

5.3.5 Transfluenzpass

Im Südwesten befindet sich eine Passverbindung zwischen dem Sonntagskarkopf und dem westlich gelegenen Gratabschnitt. Morphologisch durchbricht der Pass dort die Bergkette, die fast den gesamten Foisskarsee umgibt. Im digitalen Höhenmodell ist dieser Durchbruch besonders gut sichtbar. Möglicherweise diente dieser Abschnitt während des Pleistozäns als Transfluenzpass innerhalb des Eistromnetzes.

5.3.6 Moränenwälle

Im Kartierungsgebiet gibt es neben dem Grundmoränenmaterial nur wenig andere Moränenreste. Nur vereinzelte Moränenwälle sind heute noch erkennbar. Ein Teil einer Seitenmoräne befindet sich an der orographisch rechten Hangseite östlich des Foisskarsees, bevor der Grat des Sonntagskarkopfs an der Trogschulter endet. Hier hat sich ein in der Schummerungskarte gut erkennbarer Wall erhalten. Sonst gibt es noch einzelne Überreste an den Rundhöckern entlang des Foissbachs. Hier verhinderte die erhöhte Position eine Denudation durch Schmelzwässer und rezentere fluviale Abtragungsprozesse.

5.3.7 Rundhöcker

Rundhöcker sind im Untersuchungsgebiet gut ausgebildet. Begünstigt durch die geologische Ausgangslage, eine Schichtung in Südwest-Nordost-Richtung, haben sich einige dieser glazialen Formen erhalten. Die Rundhöcker im Untersuchungsgebiet besitzen ihre

charakteristische Form und folgen der ehemaligen Stoßrichtung des Gletschers nach Nordosten. Ihre nordöstliche Seite ist durch die Detraktion deutlich versteilt. Vereinzelt sind in freiliegendem Gestein auch Gletscherschrammen sichtbar. Ihre Verteilung ist grob auf zwei Bereiche begrenzt. Eine Reihe von Rundhöckern befindet sich nordwestlich des heutigen Foisskarsees an den Hängen. Besonders der direkt am See gelegene Rundhöcker ist gut erkennbar. Die zweite Gruppe der Rundhöcker befindet sich nordöstlich der Karschwelle. Die Formen dieser Gruppe von Rundhöckern ist nicht so einfach zu identifizieren, da sie durch glazifluviale und fluviale Prozesse zum Teil erodiert worden sind. Zudem werden Abschnitte von jüngeren Schutthalden und Vegetation bedeckt. Sie besitzen jedoch wie der Rest der Rundhöcker eine Kante auf der dem Gletscher abgewandten Seite.



Abbildung 11: Rundhöcker nördlich des Foisskarsees (eigene Aufnahme, 7/2019)

6 Diskussion

Die Legende für geomorphologische Kartierungen war für die kartographische Aufnahme des Untersuchungsgebietes gut anwendbar. Alle erkennbaren Formen und Prozesse im Kartierbereich konnten aufgenommen werden. Allein bei der Differenzierung des Oberflächenmaterials musste von der offiziellen Legende abgewichen werden. Hier wurde für das Moränenmaterial eine eigene Signatur erstellt, die sich jedoch aus vorher existierenden Signaturen zusammensetzt. Erforderlich wurde dies, weil für Moränenmaterial keine eigene Signatur vorliegt. Stattdessen wurde der Charakter des Moränenmaterials durch die Kombination mehrerer Flächensignaturen erfasst. Das gleiche gilt auch für die Visualisierung des Verwitterungsschutts im nördlichen Abschnitt des Kartiergebietes. Er ist überwiegend von Vegetation bedeckt und deshalb schwer in Korngrößen einteilbar. Letztendlich wurde er mit der Standard Stein-Signatur aufgenommen, die bis dahin ohne Verwendung war.

Die Erfassung der geomorphologischen Elemente im Untersuchungsgebiet erwies sich vereinzelt als Herausforderung. Besonders die Kartierung älterer glazialer Formen war aufgrund der späteren Überprägungen nicht immer einfach. Hervorzuheben sind hier besonders die Moränenwälle, die nur am äußersten Rand des Seitentals überdauert haben. Schwierig zu erkennen waren auch die Moränenablagerungen auf den Rundhöckern im Nordosten des Untersuchungsgebietes. Ihre Bedeckung durch Vegetation erschwert die Klassifizierung zusätzlich. Gleiches gilt für die alten glazifluvialen Bachläufe. Sie sind durch die späteren Ablagerungen gravitativer Prozesse zum größten Teil überlagert und nur noch schwer auszumachen. Kartiert wurden letztendlich nur die Abschnitte, die klar als alte Bachläufe auszumachen sind.

Neben der Erfassung einzelner Strukturen war auch die Abgrenzung der Prozessbereiche sowie des Oberflächenmaterials nicht immer eindeutig. Besonders schwierig waren die Trennung und die Klassifikation der gravitativen Prozessbereiche. Die Dominanz gravitativer Prozesse wurde in der Regel an dem Vorhandensein sichtbarer Akkumulationsformen gemessen. Diese waren in der Landschaft mit umfangreichem Grundmoränenmaterial nicht immer eindeutig auszumachen. Dazu kommt der teils deutliche Bewuchs durch Pflanzen, der Schutthalden verdecken kann. Gelöst wurde das Problem, indem der gravitative Prozessbereich strikt auf Schutthalden und Geländekanten beschränkt wurde. Eher unklare Bereiche wurden dann dem glazialen Prozessbereich zugeordnet, da dieser in einem deutlich umfangreicheren Ausmaß abgelaufen ist und flächendeckend gewirkt hat. Eine Zuteilung zum glazialen Prozessbereich trifft somit wahrscheinlicher zu. Wenig erforscht ist außerdem der Einfluss des Menschen auf die morphologischen Strukturen im Kartierungsgebiet. Er scheint zwar zunächst nicht stark ausgeprägt zu sein, jedoch gibt es bis heute ausgeprägte Beweidung, besonders im nördlichen Abschnitt. Die längere Beweidung war gut durch Viehgangeln im Gelände erkennbar.

Weiterhin besteht Unklarheit bei der Altersdatierung der Vergletscherung im Umfeld des Foisskarsees. Die Anzahl historischer Aufzeichnungen und Nennungen ist im Gegensatz zum etwas weiter südlich gelegenen Obersulzbachkees spärlich und geben wenig Auskunft über die genauen Veränderungen der Vergletscherung im Tal. Wann genau die Vergletscherung endete ist nicht näher erforscht. An dieser Stelle gibt es noch Ansatzmöglichkeiten für weiterführende Forschungen.

7 Fazit

Das Seitental des Foisskarsees ist beispielhaft für die geomorphologische Entwicklung der Alpen seit dem Ende des Pleistozäns. Das Kartiergebiet unterliegt dabei konstanten morphologischen Veränderungen durch wechselnde formbildende Prozesse. Je nach Betrachtungszeitraum dominieren unterschiedliche Prozesse.

Am deutlichsten erkennbar ist das anhand der glazialen Geschichte der Region. Der Kargletscher, der das Tal des Foisskarsees zu Beginn des Holozäns ausfüllte ist maßgeblich für die heutige Talform verantwortlich gewesen. Die Großformen, in denen sich später der heutige Foisskarsee bildete. Mit dem Abschmelzen der Gletscher im frühen Holozän verschwanden dann auch die bis dahin dominierenden glazialen und glazifluvialen Prozesse. Ihre Hinterlassenschaften in der Landschaft sind bis heute erkennbar, werden jedoch langsam überlagert oder vollständig abgetragen. Die heute flächenmäßig wirkungskräftigsten Prozesse sind die der gravitativen Massenbewegungen. Ihre Ablagerungsformen sind in Form von Schutthalden gut erkennbar.

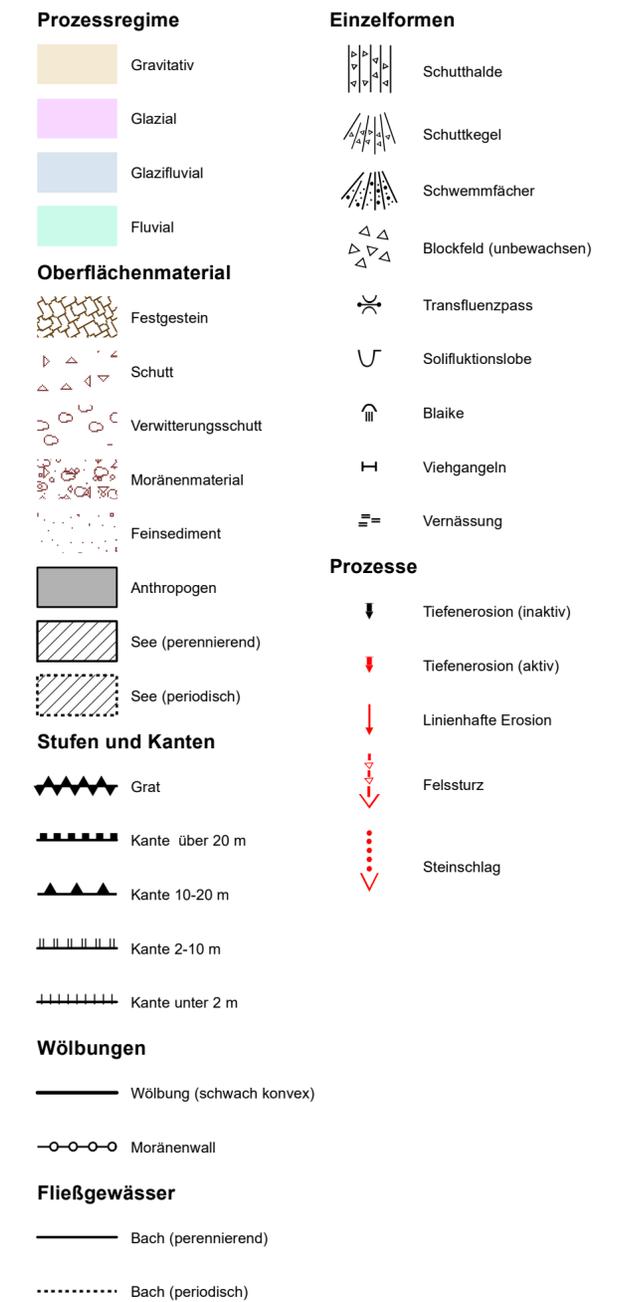
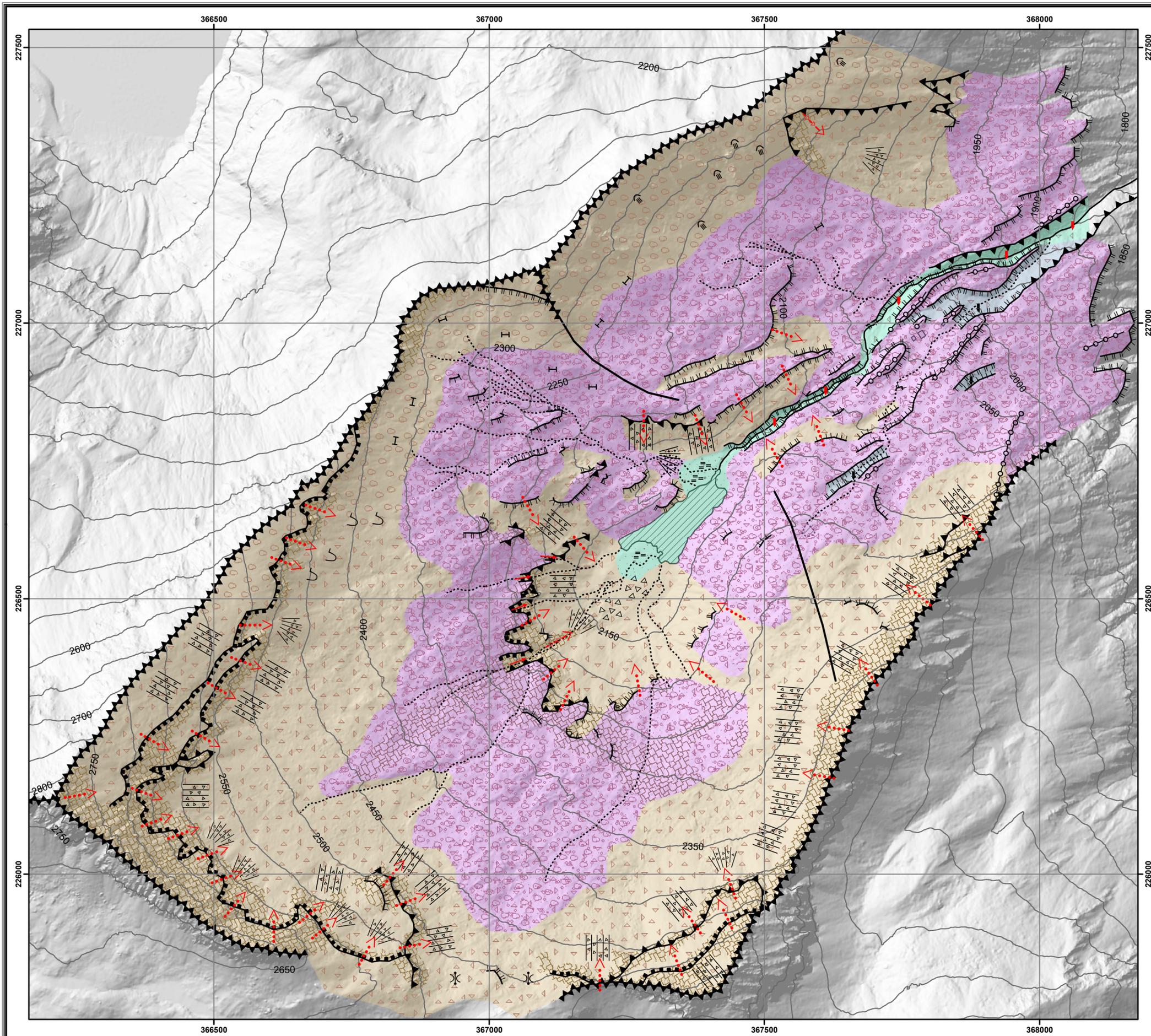
Die Erfassung und Analyse dieses polygenetischen Formenschatzes gibt einen Einblick auf aktuelle und historische Prozesse und erlaubt es dadurch mögliche zukünftige Entwicklungen vorherzusehen. Dies erlangt besondere Relevanz im Kontext der globalen Klimaveränderung sowie regionalen Naturkatastrophen. Hier kann die Vorlage einer geomorphologischen Karte eine besondere Hilfe für die Ermittlung von Risikogebieten sein. Das gilt nicht nur für die geomorphologische Forschung, sondern auch für benachbarte Fachbereiche.

Mit der Schaffung einer geomorphologischen Detailkarte der Region wurde ein Grundstein für weitere Forschungen im Kartierungsgebiet gelegt, dem bisher nur wenig Aufmerksamkeit zugekommen ist. Sie bietet damit einige Ansatzpunkte für künftige Forschungen in der Region.

Literaturverzeichnis

- Ahnert, F. (2015). *Einführung in die Geomorphologie* (Vol. 5). Stuttgart: UTB. Eugen Ulmer KG.
- Demek, J., & Embleton, C. (1978). *Guide to medium-scale geomorphological mapping*. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Fitter, R., Fitter, A., & Blamey, M. (1986). *Pareys Blumenbuch: wildblühende Pflanzen Deutschlands und Nordwesteuropas* (Vol. 2). Hamburg: Parey.
- Karl, F., & Schmidegg, O. (Cartographer). (1979). 151 Krimmel
- Kneisel et. al. (1998). Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen (GMK Hochgebirge). *Trierer Geographische Studien*, 18.
- Leser, H. (1982). Legendenentwicklung und Arbeitsvorschrift für die GMK 25. *Berliner Geographische Abhandlungen*, 35, 31-42.
- Nationalpark Hohe Tauern. (2019). Geschichte des Nationalparks. Retrieved from <https://www.nationalpark.at/de/der-nationalpark/die-nationalparkidee/geschichte/>
- Otto, J.-C. (2004). Information on the ArcGIS style GMK Hochgebirge.
- Otto, J.-C., & Smith, M. J. (2013). Geomorphological mapping. *Geomorphological Techniques*(2.6).
- Pfiffner, A. (2015). *Geologie der Alpen* (Vol. 3). Bern: Haupt Verlag UTB.
- SAGISonline. (2019). Retrieved 06.08.2019, from Land Salzburg,
- Spektrum der Wissenschaft. (2000a). Kar. *Lexikon der Geowissenschaften*. Retrieved from <https://www.spektrum.de/lexikon/geowissenschaften/kar/8075>
- Spektrum der Wissenschaft. (2000b). Karschwelle. *Lexikon der Geowissenschaften*. Retrieved from <https://www.spektrum.de/lexikon/geowissenschaften/karschwelle/8097>
- Spektrum der Wissenschaft. (2001a). *Geomorphologische Kartierung*. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.
- Spektrum der Wissenschaft. (2001b). Gletscher. *Lexikon der Geographie*. Retrieved from <https://www.spektrum.de/lexikon/geographie/gletscher/3113>
- Stäblein, G. (1982). Erfahrungen bei der kartographischen Umsetzung der Feldreinkarten und beim Druck der geomorphologischen Karten (GMK). *Berliner Geographische Abhandlungen*, 35, 15-25.
- Stahr, A., & Hartmann, T. (1999). *Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge*. Berlin: Sprinter-Verlag.
- Steyrer, H., Hejl, E., & Ibetsberger, H. (2011). *Hohe Tauern. Naturkundliche Exkursionen*. München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil.
- Weber, J. (Cartographer). (2015). Tektonisches Fenster - Tauernfenster. Retrieved from <https://www.mineralienatlas.de/lexikon/index.php/Geologisches%20Portrait/Alpen/Tauernfenster?lang=de>
- Winkler, S. (2009). *Gletscher und ihre Landschaften. Eine illustrierte Einführung*. Darmstadt: Primus Verlag.
- ZAMG. (2019). Klimanormalperiode 1981-2010. Retrieved from <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klimaforschung/datensaetze/klimanormalperiode-198120132010>
- Zepp, H. (2017). *Geomorphologie* (Vol. 7). Paderborn: UTB. Verlag Ferdinand Schönigh GmbH & Co. KG.

Geomorphologische Karte Foisskarsee, Österreich 1:5.000



Koordinatensystem: MGI Austria GK M31 Kartenersteller: Simon Meyer
 Projektion: Transverse Merkator Software: ArcMap 10.6 (ESRI Inc.)
 Geodätisches Datum: MGI DHM und Orthofoto: Land Salzburg

