

MASTERARBEIT | MASTER'S THESIS

Titel | Title

Ingenieurgeologische Erkundung und Prozessanalyse einer
Lockergesteinsrutschung am Enterbach (Tirol, Österreich)

verfasst von | submitted by
Alireza Hasanzade

angestrebter akademischer Grad | in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Master of Science (MSc)

Wien | Vienna, 2025

Studienkennzahl lt. Studienblatt | Degree
programme code as it appears on the
student record sheet:

UA 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt | Degree
programme as it appears on the student
record sheet:

Masterstudium Erdwissenschaften

Betreut von | Supervisor:

Univ.-Prof. Mag. Dr. Christian Zangerl

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich herzlich bei all jenen bedanken, die mich während der Entstehung dieser Masterarbeit mit ihrer Weisheit begleitet haben.

Mein tiefster Dank gilt meinem Betreuer, Univ. -Prof. Mag. Dr. Christian Zangerl, dessen wertvolle Begleitung und unermüdliche Unterstützung mich auf jedem Schritt dieser Reise getragen haben. Seine große Geduld, sein stets offenes Ohr und seine wohlüberlegten Ratschläge haben nicht nur den wissenschaftlichen Erfolg dieser Arbeit gesichert, sondern mich als Forscher und Mensch wachsen lassen. Besonders die einfühlsamen, bereichernden Gespräche mit ihm haben mich immer wieder motiviert, neue Perspektiven zu entwickeln und Herausforderungen mit frischem Elan anzugehen. Durch seine Unterstützung konnte ich meine Arbeit mit Vertrauen und Hingabe verfolgen.

Ein herzlicher Dank gilt auch seinem Team am Institut für Angewandte Geologie der Universität BOKU für ihre kontinuierliche Hilfe und wertvollen Impulse, die mich bei meiner Arbeit stets bereichert haben. Mein aufrichtiger Dank geht auch an Frau Dr. Karin Wriessnig, die mich als Laborleiterin nicht nur fachlich, sondern auch mit unerschütterlicher Geduld und Fürsorge in den monatelangen Laborarbeiten begleitet hat. Ihre Hilfsbereitschaft ging weit über das Fachliche hinaus. Als sie bemerkte, dass ich mir bei den Geländearbeiten eine Fußverletzung zugezogen hatte, unterstützte sie mich spontan dabei, mehrere Hundert Kilogramm an Proben zu Analysieren. Ihre Menschlichkeit hat diese Zeit für mich besonders gemacht.

Ein besonderer Dank gebührt auch Reinhard Gerstner, der durch seine stetige Hilfsbereitschaft und sein freundliches Wesen nicht nur am Institut, sondern auch im Feld eine Atmosphäre der Zusammenarbeit und des Wohlbollens geschaffen hat.

Ich möchte mich ebenfalls bei allen Professorinnen und Professoren bedanken, sowohl im Iran als auch in Österreich, die mir die Gelegenheit zum Lernen eröffnet und mir den Weg zu einer tiefgründigen akademischen Reise geebnet haben. Ein besonderer Dank gilt der Universität Wien, insbesondere Univ. -Prof. Dr. Michael Wagreich, dem Studienprogrammleiter, der stets erreichbar war und mich ohne jede Hürde oder Komplikation unterstützt hat.

Dankbar bin ich auch meinen Kolleginnen und Kollegen bei der Firma GC, deren Geduld, Zusammenarbeit und Unterstützung, nicht nur professionell, sondern auch menschlich wertvoll waren. Ein ganz besonderer Dank gilt Andi, Augusto und Vivian für ihre aufrichtige Unterstützung.

Ein tief empfundenes Dankeschön an meine Familie, die mich stets mit Liebe, Rat und Tat begleitet hat und mir gerade in stressigen Momenten stets neuen Mut zugesprochen hat. Besonders danke ich Hallena für ihre unendliche Geduld, ihre Unterstützung und ihre Liebe, die mir in jeder Phase Kraft gegeben hat.

Abschließend möchte ich diese Arbeit der unvergesslichen Seele meines Vaters und dem warmen Herzen meiner Mutter widmen, die mir das Leben schenkten und deren Weisheit und Liebe mich stets begleitet haben.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	i
Inhaltsverzeichnis	iii
Kurzfassung	iv
Abstract	v
1. Einleitung	6
1.1. Aufgabenstellung und Zielsetzung	6
1.2. Geographische Lage	7
1.3. Geologische Übersicht	7
1.4. Grundlagen zu gravitativen Massenbewegungen	9
2. Daten und Methoden	13
2.1. Historische geologische Kartenwerke	14
2.2. Orthofotos	14
2.3. Digitale Geländemodelle (DGMs)	15
2.4. Software	15
2.5. Geologische Kartierung	16
2.6. Ingenieurgeologische und mineralogische Laboranalysen	17
2.7. Abschätzung des Volumens	24
2.8. Grenzgleichgewichtsanalysen mit Slide 2	24
3. Ergebnisse	26
3.1. Beschreibung der Fest- und Lockergesteine	26
3.2. Korngrößenanalyse der Rutschungssedimente	34
3.3. Gesamt- und Tonmineralogie der Rutschungssedimente	38
3.4. Geologisch- kinematisches Modell (Profilschnitte)	45
3.5. Volumenabschätzung	50
3.6. Meteorologischen Einflussfaktoren vor der Entstehung der Rutschung	54
3.7. Grenzgleichgewichtsberechnung	59
4. Diskussion	64
5. Schlussfolgerungen	69
Literaturverzeichnis	71
Abbildungsverzeichnis	74
Tabellenverzeichnis	75
Anhang A	76
Anhang B	83
Anhang C	97

Kurzfassung

Diese Masterarbeit befasst sich mit der Lockergesteinsrutschung vom 12. August 2012 am Enterbach bei Inzing in Tirol. Ziel der Studie ist es, den Aufbau, die Geometrie und das Volumen der Rutschung zu bestimmen sowie die geologischen Bedingungen und die Auslösemechanismen zu analysieren.

Zur Erreichung dieses Ziels wurde ein multimethodischer Ansatz angewendet, der die ingenieurgeologische und geomorphologische Kartierung, die Analyse digitaler Höhenmodelle (DEM), die Ermittlung der Gesamt- und Tonmineralogie durch Röntgendiffraktometrie (XRD), die Bestimmung der Korngrößenverteilung sowie Grenzgleichgewichtsberechnung mit der Software Slide 2 umfasste. Zur Datenerhebung wurden geologische Karten, Orthofotos und digitale Geländemodelle (DGMs) als Grundlagen verwendet. Die Kartierung umfasste die detaillierte Aufnahme von 54 Aufschlüssen.

Die geologische Kartierung zeigt eine dominante Präsenz metamorpher Festgesteine wie Albitblastenschiefer und Glimmerschiefer sowie von Lockergesteinen in Form fluvioglazialer Sedimente und Moränenablagerungen (Diamiktit) an der Oberfläche.

Die Rutschung erstreckt sich über einen Höhenbereich von 1.268 m ü.A. bis 1.397 m ü.A. mit einer Fallhöhe (H) von 129 m und einer Auslauflänge (L) von 293 m. In Richtung Norden weist die Rutschung am Enterbach einen Fahrböschungswinkel von $23,8^\circ$ und ein H/L-Verhältnis von 0,44 auf, wobei die Hangneigung zwischen 18° im Ablagerungsbereich und 33° im Abrissbereich variiert. Die Rutschung erreicht an ihrer breitesten Stelle 62 m und verjüngt sich in Richtung des höchsten Punkts der Hauptabrisskante halbkreisförmig. Die Länge der Rutschmasse beträgt ungefähr 145 m, während sich die Länge der basalen Bruchfläche auf ca. 100 m bemisst. Die maximale Tiefe der basalen Scherzone Ereignis während des initialen Versagens lag liegt bei 6,5 m und die mittlere Mächtigkeit der Rutschmasse beträgt etwa 2 bis 3 m. Die Fläche der Rutschmasse beträgt 4.880 m^2 und die gesamte betroffene Fläche inklusive des Ablagerungsgebiets umfasst etwa 10.600 m^2 . Das Volumen der Rutschung wurde auf ca. 12.200 m^3 geschätzt, wobei etwa 8.800 m^3 im Ablagerungsbereich abgelagert wurden. Die Volumendifferenz entstand durch den Abtransport des Materials über den Enterbach.

Die Ergebnisse zeigen, dass die Rutschung in fluvioglazialen Sedimenten stattgefunden hat. Das Ereignis vom Enterbach setzt sich aus zwei Bewegungsmechanismen zusammen. Im oberen Abschnitt ist das Hangversagen durch eine Translationsrutschung gekennzeichnet, die sich im unteren Abschnitt des Hanges in einen Fließprozess umwandelt.

Die Grenzgleichgewichtsberechnungen nach GLE/Morgenstern-Price zeigen, dass der Standsicherheitsbeiwert bei Vorhandensein von Grundwasser abnimmt und zu einer Reduktion des Sicherheitsfaktors führt. Dies verdeutlicht den möglichen Einfluss von Grundwasser auf die Hangstabilität. Die meteorologischen Daten zeigen hohe Temperaturen und keine Niederschläge eine Woche vor dem Rutschungsereignis. Der Einfluss von Niederschlag auf die unmittelbare Auslösung der Rutschung ist daher nicht nachweisbar, und es könnten daher andere Faktoren wie z.B. Austrocknung des Untergrundes eine gewisse Rolle für die Entstehung gespielt haben.

Abstract

This master's thesis deals with a landslide that occurred on August 12, 2012 at Enterbach near Inzing in Tyrol. The aim of the study is to determine the structure, geometry and volume of the landslide and to analyze the geological conditions and triggering mechanisms. To achieve this goal, a multi-method approach was applied, combining engineering geological and geomorphological field mapping, the analysis of digital elevation model (DEM) data, determination of the bulk and clay fraction mineralogy by X-Ray diffractometry, grain size analysis and limit equilibrium analysis using Slide 2 software. Geological maps, orthophotos and digital elevation models (DEMs) were used as a basis for data collection. The geological field mapping included the detailed recording of 54 outcrops and shows a dominant presence of metamorphic rocks such as albite schist and mica schist as well as unconsolidated rocks in the form of fluvioglacial sediments and moraine deposits (diamictite) on the surface.

The landslide extends over a height range of 1,268 m a.s.l. to 1,397 m a.s.l. with a drop height (H) of 129 m and a runout length (L) of 293 m. Towards the north, the landslide on the Enterbach has a Fahrböschung angle of 23.8° and an H/L ratio of 0.44, with the slope inclination between 18° in the deposit area and 33° in the detachment area. The landslide reaches a width of 62 m at its broadest point and tapers in a semicircular shape towards the highest point of the main scarp. The length of the landslide mass is approximately 145 m, while the length of the basal rupture surface measures approximately 100 m. The maximum depth of the basal shear zone before the event is 6.5 m and the average thickness of the landslide mass is about 2 to 3 m. The area of the landslide mass is 4,880 m² and the total area affected, including the deposition area, is approximately 10,600 m². The volume of the landslide was estimated at approx. 12,200 m³, whereby approx. 8,800 m³ was deposited in the deposition area. The volume difference resulted from the transport of material via the Enterbach. River.

The results show that the landslide took place in fluvioglacial sediments. The Enterbach event is composed of two movement mechanisms. In the upper section, the slope failure is characterized by a translational landslide, which transforms into a flow process in the lower section of the slope.

The limit equilibrium analysis according to GLE/Morgenstern-Price, shows that the stability coefficient decreases in the presence of groundwater and leads to a reduction in the safety factor. This illustrates the possible influence of groundwater on slope stability. The meteorological data show high temperatures and no precipitation one week before the landslide event. The influence of precipitation on the immediate triggering of the landslide is therefore, not verifiable, and other factors, such as the drying out of the subsoil may have played a certain role in its occurrence.

1. Einleitung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit der Lockergesteinsrutschung vom 12. August 2012 an der orographisch rechten Talflanke des Enterbachs (Inzing, Tirol).

Alpine Regionen sind häufig durch Naturgefahren, wie Steinschläge, Rutschungen, Muren, Lawinen und Hochwässern beeinflusst. Diese Naturgefahren bedrohen nicht nur Lebensräume, Siedlungen, Industriegebiete und Infrastruktureinrichtungen, sondern stellen auch eine unmittelbare Gefahr für die Sicherheit von Leib und Leben dar. Bei größeren Ereignissen verursachen sie erhebliche soziale und finanzielle Schäden (Niederbichler, 2014). Neben der Exposition führt die verstärkte Besiedlung alpiner Gebiete zu einer erhöhten Bedrohung von Menschen, Bauwerken und Verkehrsverbindungen durch gravitative Massenbewegungen (Zangerl et al., 2008). Als Reaktion darauf gewinnt die Anwendung moderner Methoden des Risikomanagements, einschließlich Risikoanalyse, Risikobewertung und Risikosteuerung, an Bedeutung.

Weiterhin steigt gemäß dem World Disasters Report (2016) weltweit die Häufigkeit von Naturkatastrophen, darunter auch gravitative Massenbewegungen.

Das gründliche Studium von Massenbewegungen ist entscheidend, um die Ursachen, Mechanismen und Auslöser dieser Naturphänomene besser zu verstehen. Dadurch können geeignete Maßnahmen zur Gefahren- und Risikominderung entwickelt werden, um die Sicherheit von Menschen und ihrer Umgebung zu gewährleisten.

1.1. Aufgabenstellung und Zielsetzung

Das Ziel dieser Arbeit ist es, den Aufbau, die Geometrie und das Volumen der Rutschung zu bestimmen, sowie die Ursachen der Rutschung und die geologischen Bedingungen im Einzugsgebiet zu analysieren. Da das Ereignis am Enterbach erst- und einmalig 2012 auftrat, existieren bisher keine einschlägigen Untersuchungen. Dies unterstreicht die Notwendigkeit der vorliegenden Forschungsarbeit, die einen Beitrag zum Verständnis der Prozesse für diese Rutschung leisten soll. Diese Untersuchungen tragen nicht nur dazu bei, das Wissen über Massenbewegungen zu erweitern, sondern bilden auch die Grundlage für präventive Maßnahmen und den Schutz vor den schwerwiegenden Konsequenzen solcher Ereignisse.

Im Rahmen dieser Masterarbeit wurden verschiedene Aufgaben bearbeitet. Zunächst erfolgte eine umfassende geologische und geomorphologische Kartierung des Untersuchungsgebietes. Dabei wurden die geologischen und geomorphologischen Merkmale detailliert erfasst und dokumentiert, um den Aufbau und die Geometrie der Rutschung zu bestimmen.

Ein weiterer Schwerpunkt lag auf der Abschätzung der Geometrie und des Rutschungsvolumens, um das Ausmaß der betroffenen Gebiete zu quantifizieren.

Des Weiteren wurde die Zusammensetzung des Lockergesteins im Bereich der Rutschung analysiert. Dies ermöglichte eine Charakterisierung der Untergrundbeschaffenheit und half dabei, die Ursachen für die Rutschungen besser zu verstehen.

Ein wichtiger Teil der Arbeit bestand in der Untersuchung potenzieller stabilisierender und destabilisierender Faktoren der Rutschung. Hierbei wurde die Grenzgleichgewichtsmethode mit der Software Slide 2 (Rocscience Inc, 2022) angewandt, um die Einflussfaktoren auf die

Stabilität der Hangbereiche zu identifizieren und zu bewerten.

Mit Hilfe der Methode der Rückrechnung konnte das Verhalten der Hangbereiche unter verschiedenen Bedingungen, variablen Faktoren und Parametern simuliert und analysiert werden. Außerdem wurde der Einfluss des Grundwassers auf die Hangstabilität untersucht. Zusammenfassend soll die vorliegende Arbeit einen wertvollen Beitrag zur weiteren Erforschung und zum vertieften Verständnis von gravitativen Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet leisten. Angesichts der Dringlichkeit und Notwendigkeit solcher Studien unterstreicht sie zudem die Relevanz dieses Forschungsbereichs.

1.2. Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet befindet sich in den Stubaier Alpen und liegt im Gemeindegebiet von Inzing am Enterbach, welcher sich von Südwesten nach Nordosten gegen das Inntal erstreckt (Abbildung 1-1). Unterhalb des Rangger Köpfls auf der Ostseite des Poderwelt Kogels und nördlich des Rosskogels (geografischen Koordinaten: 47°14'48,58" N; 11°09'57,68"E) kam es auf einer Höhe von 1.360 m ü.A. zur Rutschung. Diese trat in der gleichnamigen Gemeinde im Tiroler Oberland zwischen Inzing und der Inzinger Alm auf. Die Rutschung ist über eine etwa 6 km lange Forststraße von Inzing aus erreichbar, entlang derer sich die meisten Aufschlüsse befinden. Die Abrisskante der Rutschung erstreckt sich auf einer Höhe von etwa 1.397 m ü.A.

Das Tal erstreckt sich über eine Gesamtlänge von etwa 4,5 km, beginnend am Ort der Rutschung bis hin zur Stelle, an der es den Fluss Inn erreicht. Im oberen Abschnitt hat sich der Enterbach tief ins Lockergestein eingegraben und zeigt anschließend einen klammartigen Charakter mit einer z.T. felsdurchsetzten Sohle (Hübl et al., 2007).

1.3. Geologische Übersicht

Vorstudien zur Erstellung von Basiskarten und Grundlagen für Gelände- und geologische Kartierungsarbeiten zeigten, dass das untersuchte Gebiet geologisch zum Ötztaler-Stubaier-Kristallin gehört (Purtscheller, 1978), (Bunza, 1976), (Klötzli-Chowanetz, 2014), (Hübl et al., 2007). Geologisch betrachtet liegt der Enterbach im nördlichen Bereich des Kristallins der Zentralalpen, in der Roßkogel-Hocheder-Gruppe (Bunza, 1976), welche hauptsächlich aus Zweiglimmeraugengneisen, Granatglimmerschiefern und Albitblastenschiefern besteht.

Die tektonische Einheit des Ötztaler-Stubaier Masse ist ein Teil der ostalpinen Decken, die sich über fast ein Viertel des Landes Tirol erstrecken. Im Norden grenzt diese tektonische Einheit an die Nördlichen Kalkalpen, im Osten an die Schieferhüllen der Hohen Tauern, im Westen an das Penninikum des Engadiner Fensters und im Süden an die Zone der Alten Gneise sowie den Schneebergerzug (Purtscheller, 1978). Größtenteils besteht diese aus metamorphen Gesteinen, darunter Schiefergneise, Glimmerschiefer und Albitblastenschiefer. Die genannten Paragesteine haben ihren Ursprung in ehemals sandigen und tonigen Sedimenten mit einer stark wechselnden Zusammensetzung von Schicht zu Schicht im cm-bis m-Bereich (Purtscheller, 1978). Geologische Karten von Österreich, Blatt 147 Axams (Moser, 2011) und Blatt 117 Zirl (Hauser, 1992) (Abbildung 1-2) zeigen, dass das Untersuchungsgebiet vorwiegend aus Granat-Stauroolithglimmerschiefer und Schiefergneise, Granatglimmerschiefer und Albitblastenschiefer besteht. Des Weiteren weist die Karte

darauf hin, dass ein großer Teil der Oberfläche von Lockergesteinen bedeckt ist. Diese Lockergesteine bestehen aus Sedimenten der (Eis-)Randterrasse, Murenablagerungen innerhalb der Inttalterrassensedimente, spätglazialer Kiese, lokal fluviatile Kiese sowie Moräneablagerungen (Diamiktit) (undifferenziert, auch umgelagert). Die Moränen sind zum Teil noch in Wallform erhalten, wobei das Material zusammen mit fossilen Hangschutt- und Schwemmkegeln, Verzahnungen bildet (Bunza, 1975).

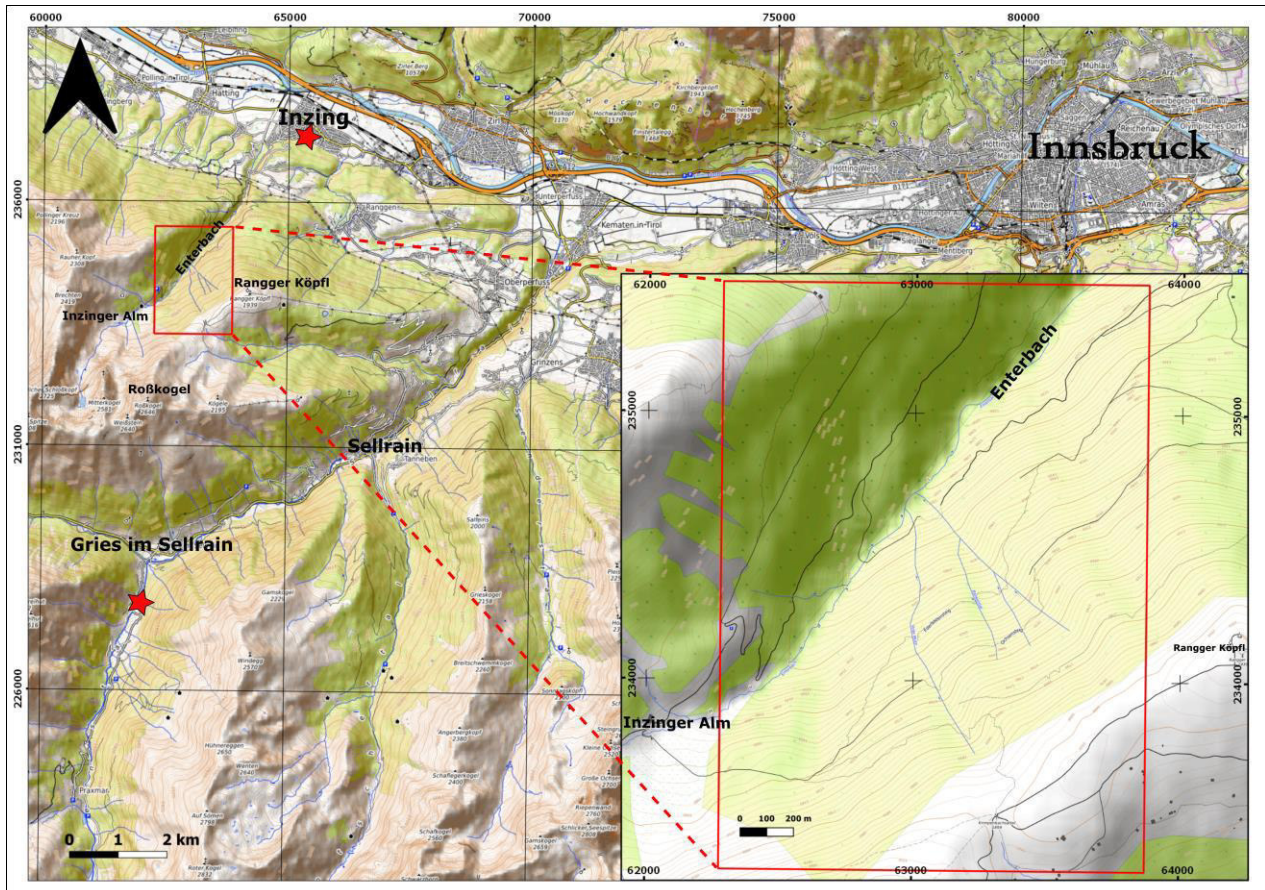


Abbildung 1-1: Geographische Lage des Enterbaches. Die roten Sterne zeigen Wetterstationen. Der umrandete Bereich repräsentiert das Untersuchungsgebiet (modifiziert nach Open TopoMap (2023))

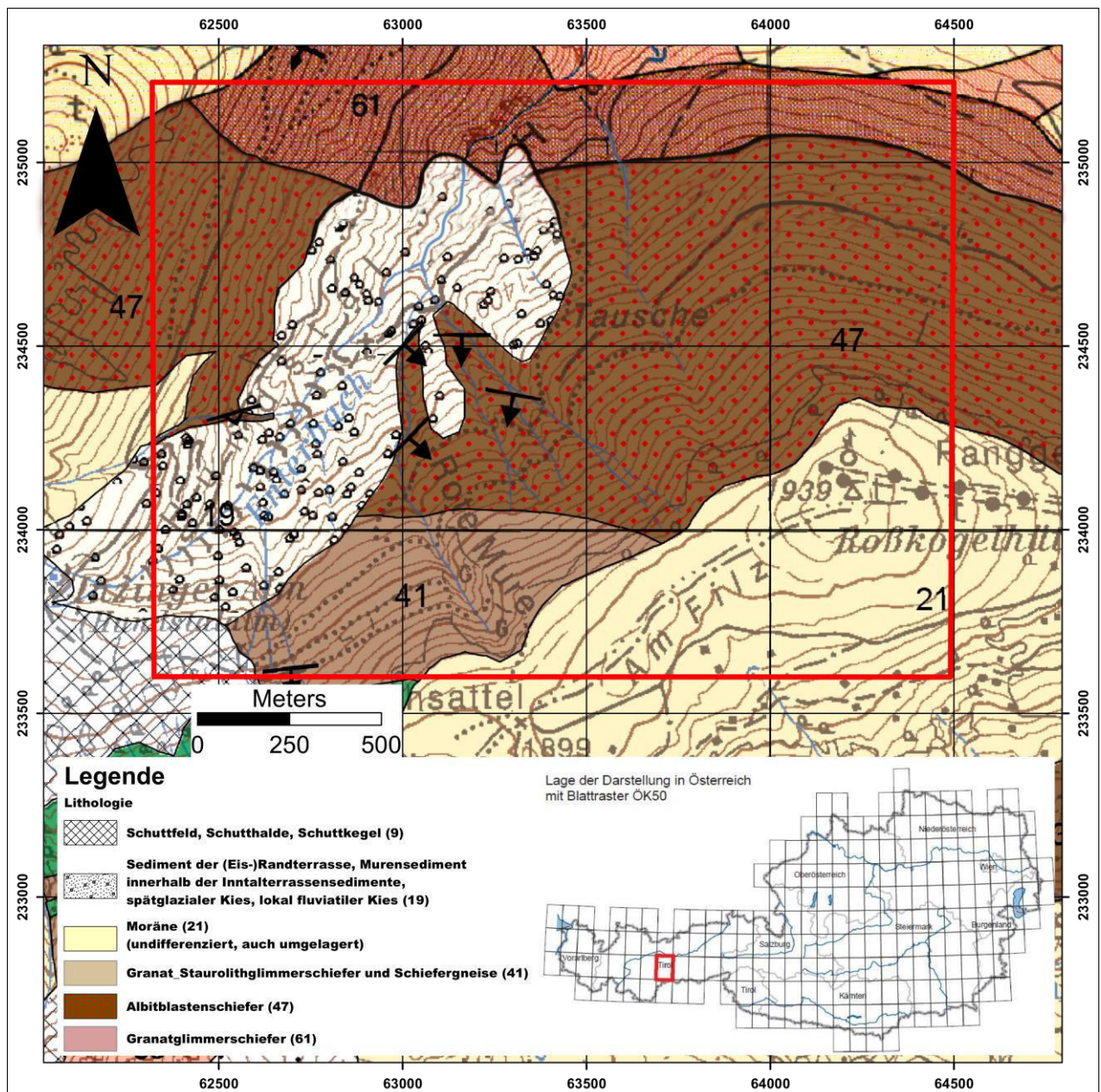


Abbildung 1-2: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes. Modifiziert nach Geologische Karte von Österreich, Blatt 147 Axams (Moser, 2011) und Blatt 117 Zirl (Hauser, 1992)

1.4. Grundlagen zu gravitativen Massenbewegungen

Der folgende Abschnitt behandelt die Bedeutung der Klassifizierung von Massenbewegungen und die Notwendigkeit einer gemeinsamen Terminologie in diesem Bereich. Um eine einheitliche Basis für die vorliegende Arbeit zu schaffen, werden im Folgenden die relevanten Begriffsdefinitionen vorgestellt. Bevor auf die spezifischen Arten von Massenbewegungen im Kontext dieser Studie eingegangen wird, ist es von Bedeutung, die grundlegenden Konzepte zu definieren und die Auslösemechanismen zu erläutern. Dabei orientiert sich die vorliegende Studie an etablierten Klassifikationssystemen, mit Fokus auf internationaler Fachliteratur als auch deutschsprachigen Publikationen.

Die Klassifikation von Massenbewegungen kann nach verschiedenen Kriterien erfolgen, wie z.B. die Materialzusammensetzung, Kinematik und Bewegungsmechanismus, Aktivität,

Wassergehalt und Bewegungsrate. Diese Kriterien ermöglichen eine differenzierte Betrachtung und Beschreibung von Massenbewegungen. Aufgrund dieser Vielfalt an Betrachtungsweisen ist es wichtig, die Fachbegriffe für jeden Prozess genau zu definieren und zu beschreiben.

In der wissenschaftlichen Literatur gibt es verschiedene Ansätze zur Klassifikation, wobei die prozessorientierte Klassifikation nach Cruden und Varnes (1996) sowie die aktualisierte Version von Hungr et al. (2014) international anerkannt sind. Diese Klassifikationen beruhen auf der Beschreibung des Materials (rock, debris, earth) und den primären Bewegungstypen. Die Klassifikation nach Hungr et al. (2014) ermöglicht eine detaillierte Unterscheidung der Massenbewegungen nach der Art des Materials, einschließlich Festgestein, Ton, Schlamm, Schluff, Sand, Kies, Steinen, Schutt, Torf und Eis. Diese Einteilung ist hilfreich, um geeignete Maßnahmen zur Minimierung des Gefährdungspotenzials abzuleiten. Ein weiterer wichtiger Aspekt bei der Klassifikation von Massenbewegungen ist die Geschwindigkeit. Cruden und Varnes (1996) unterteilen Massenbewegungen in sieben Klassen basierend auf ihren Bewegungsraten, von mehreren Metern pro Sekunde bis zu wenigen Millimetern pro Jahr.

Gemäß der umfassenden Klassifikation von Cruden und Varnes (1996), Highland und Bobrowsky (2008) und der UNESCO Arbeitsgruppe (WP/WLI, 1993) lassen sich Massenbewegungen in fünf kinematische Grundtypen unterteilen:

- Stürzen (Fallen)
- Gleiten (Rutschen)
- Kippen
- Fließen
- Driften

Es sollte jedoch beachtet werden, dass eindeutige Abgrenzungen zwischen diesen Typen nicht immer möglich sind, da oft Mischformen und komplexe Bewegungsarten auftreten. In solchen Fällen ist es von entscheidender Bedeutung, nicht nur das Material und den Bewegungsmechanismus zu beschreiben, sondern auch die Geometrie und die Aktivität im Detail zu erläutern (Zangerl et al., 2008).

In dieser Studie liegt der Schwerpunkt auf Gleiten und Fließen, daher werden im Folgenden diese Fachbegriffe näher erläutert.

1.4.1. Gleiten (Rutschen)

Gleiten bezeichnet die Hangabwärtsbewegung von Material entlang diskreter Scherzonen (Zangerl et al., 2008). Wie in der Arbeit von Highland und Bobrowsky (2008) erläutert, kann diese Bewegung hauptsächlich aufgrund von starken Niederschlägen oder erhöhten Bergwasserspiegeln ausgelöst werden. Die Hangbewegung erfolgt auf Gleitflächen oder in diskreten Zonen intensiver Scherverformung.

Die Bewegung kann fortschreitend sein, wobei Scherbrüche nicht notwendigerweise gleichzeitig auf einer später definierten Bruchfläche auftreten müssen. Stattdessen kann sich die Bewegung von einem Bereich lokalen Versagens her ausbreiten. Die verlagerte Masse kann über die ursprüngliche Bruchfläche hinaus auf die ursprüngliche Untergrundoberfläche gelangen, die dann zur basalen Scherzone wird (Varnes, 1978).

Bunza (1976) unterteilt das Gleiten in Rotation- und Translationsrutschungen. Die

Klassifikation nach Cruden und Varnes (1996) unterstützen diese Differenzierung zwischen den beiden Kategorien, da diese Unterscheidung für die Stabilitätsanalyse und die Gestaltung von Stabilisierungsmaßnahmen von entscheidender Bedeutung ist.

Rotationsrutschungen

Rotationsrutschungen treten vor allem in mechanisch isotropen Gesteinen auf und sind durch Bewegungen entlang einer gekrümmten oder konkaven Gleitfläche gekennzeichnet. Bei kreisförmigen Scherzonen treten in den meisten Fällen nur geringe interne Verformungen der Masse auf, mit Ausnahme des Hangfußbereichs, in dem die Verschiebungsvektoren flacher sind oder sogar aufwärtsgerichtet sein können. Oberhalb des Hanges kann es zu einer Rückwärtsbewegung in Richtung der Anrissfläche kommen, was die Bildung von Senken oder Nackentälern zur Folge hat (Zangerl et al., 2008).

Translationsrutschungen

Translationsrutschungen sind Rutschungen, bei ihnen sich die gesamte Rutschmasse entlang einer planaren basalen Scherzone talwärts bewegt. Im Gegensatz zu Rotationsrutschungen, die Rotations- und Kippbewegungen aufweisen, weisen Translationsrutschungen wenig oder keine Rotation auf. Dabei kann es zu internen Verformungen kommen, wie Nackentälchen und Zerrspalten, insbesondere wenn die Scherzonen nicht vollkommen glatt und planar sind (Zangerl et al., 2008). Translationsrutschungen treten oft entlang geologischer Trennflächen, wie Schieferungs- und Schichtungsflächen, Kluftsystemen und Kontaktzonen zwischen verschiedenen Gesteinstypen auf. Bei Vorhandensein von Wasser können Translationsrutschungen zu komplexen Geröll- oder Schuttstromrutschungen werden (Prinz und Strauß, 2006).

1.4.2. Fließen

Fließprozesse zeichnen sich durch eine hohe interne Mobilität der bewegten Gesteinsmassen aus, wobei potenzielle Gleitzonen entweder nicht vorhanden oder dicht beieinander, kurzlebig und meist nicht erhalten sind. Diese Prozesse weisen eine breite Palette von Geschwindigkeiten auf, die von sehr langsamen Bewegungen wie Hangkriechen bis zu sehr schnellen Ereignissen wie Sturzströmen oder Muren reichen. Die Geschwindigkeit in der bewegten Masse ähnelt der einer viskosen Flüssigkeit und nimmt mit zunehmender Tiefe kontinuierlich ab (Zangerl et al., 2008).

Laut Cruden und Varnes (1996) kann der Begriff Fließen sowohl auf Lockergesteine als auch auf Festgesteine angewendet werden. Zu den charakteristischen Fließprozessen gehören Murgänge, Lahars, Schutt- und Schlammlawinen, Erdfließen und Kriechen (Highland und Bobrowsky, 2008).

Die Entstehung der Fließprozesse ist häufig mit dem Einfluss von Wasser verbunden (Cruden und Varnes, 1996). Die Ursachen für solche Massenbewegungen sind vielfältig und können z.B. weiche, leicht verwitterbare Gesteine, umfangreiche Verwitterungsschuttmäntel oder glaziale und postglaziale Ablagerungen umfassen (Bunza, 1976).

Wie Cruden und Varnes (1996) erläuterte, sind Fließbewegungen in den Gesteinsmassen oft durch eine gewisse Fluidität gekennzeichnet, wobei die relativen Verschiebungen innerhalb der Masse groß und dicht verteilt sind. Wasser spielt hierbei eine entscheidende Rolle, da es einen verflüssigenden Effekt hat. In diesen bewegten Massen sind Gleitflächen

normalerweise nicht sichtbar und haben oft eine begrenzte Lebensdauer. Die Grenze zwischen der bewegten Masse und dem in-situ vorhandenem Material kann jedoch scharf definiert sein, z.B. durch eine basale Scherzone.

1.4.3. Ursachen und Auslösefaktoren

In diesem Abschnitt wird die Untersuchung komplexer Faktoren, die zu Massenbewegungen führen, behandelt, einschließlich der geologischen Prädisposition, des Einflusses von Wasser sowie interner und externer Ursachen. Es wird betont, wie wichtig die Erforschung dieser Faktoren für die Vorhersage und Verhinderung von Rutschungen ist.

Um diese Erscheinungen gründlich zu erforschen und ihre Entstehung vorherzusagen, ist es unerlässlich, die vielfältigen Ursachen und Auslösefaktoren zu analysieren, die zu Massenbewegungen führen. Die Forschung auf diesem Gebiet ist von Natur aus komplex, da zahlreiche Ursachen miteinander interagieren und Einfluss auf das Auftreten von Massenbewegungen haben (Lotter und Haberler, 2013). Verschiedene Ansätze zur Kategorisierung dieser Ursachen existieren, darunter der des U.S. Geological Survey USGS (2004), welcher geologische, morphologische und anthropogene Faktoren unterscheidet.

Ein wichtiger Aspekt der geologischen Ursachen liegt in der geologischen Prädisposition, die die Grundlage für das Auftreten spezifischer Bewegungsmechanismen schafft (Genske, 2014). Hierbei spielen geologische Strukturen wie Schicht- und Schieferungsflächen, Störungszonen und andere geologische Grenzflächen eine entscheidende Rolle. Wasser als Auslösefaktor kann das Gleichgewicht der Kräfte im Hang stören. Niederschlag, Schneeschmelze oder Schwankungen des Grundwasserspiegels sind potenzielle Auslösemechanismen, die die Hangstabilität beeinflussen (Prinz und Strauß, 2006).

Die Auslösung von Hangbewegungen sowie deren Form, Größe und Initialprozess werden nicht nur von internen und externen Faktoren beeinflusst, sondern auch von mittelbaren Einflüssen wie Hangneigung, Höhenlage, Vegetationseinfluss und anderen Faktoren, die gelegentlich kombiniert auftreten können (Tognacca, 1999). Insbesondere im Alpenraum, wo Niederschläge als Hauptursache für Erosion und Hanginstabilität gelten, spielen interne Ursachen eine maßgebliche Rolle (Moser, 1980).

Zusätzlich zu den vorbereitenden und auslösenden Faktoren müssen weitere Gesichtspunkte wie Geologie, Klima, Boden, Vegetation, Hydrologie und Topografie sowie menschliche Einflüsse berücksichtigt werden. Die Untersuchung und das Verständnis dieser komplexen Zusammenhänge und Ursachen sind von entscheidender Bedeutung, um Rutschungen vorherzusagen, zu verhindern und ihre Auswirkungen zu minimieren.

2. Daten und Methoden

In diesem Kapitel werden die angewandten Methoden und die verwendeten Daten dieser Studie näher erläutert. Die Untersuchung folgte einem klar strukturierten Erkundungs- und Bearbeitungsprogramm.

Die Arbeit begann mit umfassenden Vorstudien, bei denen relevante Informationen über das Untersuchungsgebiet gesammelt und kompiliert wurden. Dies beinhaltet die Kompilation grundlegender Karten, wie geologischer Karten und Orthofotos und digitale Höhenmodelle (DGMs) des Untersuchungsgebiets. Die geographische Datenanalyse erfolgte mithilfe der Software wie QGIS und ArcMap, die zur Visualisierung, Mustererkennung und Identifizierung von Zusammenhängen genutzt wurden. Parallel dazu wurde ein detaillierter Arbeitsplan erstellt, der Geländearbeit, Probenahme, Messungen, Auswertung der Daten und Erstellung von Karten umfasste.

Im September 2021 wurde im Untersuchungsgebiet eine geologische Kartierung durchgeführt. Diese umfasste die lithologische Dokumentation von Fest- und Lockergesteinen sowie die Erfassung geologischer Strukturen, sowohl duktiler als auch spröder Natur, wie Schieferung, Störungszonen und Klüfte (Zangerl et al., 2008). Insgesamt wurden 54 Aufschlüsse erfasst und in die Untersuchung einbezogen. Die gewonnenen Daten, sorgfältige Feldbeobachtungen, umfangreiche Aufschlussuntersuchungen und eine eingehende Analyse bildeten die Grundlage für die Erstellung einer umfassenden geologischen Karte des Untersuchungsgebiets (siehe Anhang A 3). Zur Erstellung eines geologisch-kinematischen Modells und zur detaillierten Untersuchung der Struktur, Geometrie und des Volumens der Rutschung wurden vier Profilschnitte entworfen, darunter ein Längsprofil im Maßstab 1:1000 (siehe Anhang A 4) sowie drei Querprofile im Maßstab 1:500 (siehe Anhang A 5). Geologische Profilschnitte wurden verwendet, um die vertikale und laterale Verteilung der Gesteinseinheiten und geologischen Strukturen zu veranschaulichen. Die geologisch-geomorphologische Kartierung im Maßstab 1:5000 diente als Grundlage für die Datenerhebung.

Trotz der Herausforderungen durch dichte Waldbedeckung und steiles Gelände, insbesondere in einigen zentralen Gebieten des Untersuchungsgebiets, ermöglichte die Zugänglichkeit durch vorhandene Foreststraßen dennoch die Aufnahme von zahlreichen geologischen Aufschlüssen. Die Positionen dieser Aufschlüsse sind in der Übersichtskarte (Abbildung 3-2) dargestellt. Die Proben wurden für eine gründliche Analyse in das Labor des Instituts für Angewandte Geologie (IAG) an der Universität für Bodenkultur Wien gebracht. Die im Feld genommenen Proben wurden dann verschiedenen Laborversuchen unterzogen, um ihre Eigenschaften und die Zusammensetzung zu bestimmen. Insgesamt wurden Laborversuche an fünf Sedimentproben und einem Handstück durchgeführt.

Gleichzeitig erfolgte eine Datenerfassung, bei der relevante Informationen erfasst und im Anhang B 12 dokumentiert wurden. Die gesammelten Daten wurden sorgfältig aufbereitet, welches die Organisation und Strukturierung der Daten beinhalteten. Dies ermöglichte eine effiziente Datenanalyse. Die Tabelle dokumentiert die verschiedenen Schritte der Probenvorbereitung sowie die Ergebnisse der Korngrößenanalyse. Die erfassten Daten umfassen das Gewicht der Proben in unterschiedlichen Zuständen (nass und trocken),

Kontrollmessungen bei verschiedenen Zeitpunkten und Temperaturen sowie die Korngrößenverteilung. Letztere wird in grobe (> 4 mm) und feine (< 4 mm) Partikel unterteilt, mit detaillierten Angaben zu den Gewichts- und Prozentanteilen in den jeweiligen Korngrößenklassen.

Zu den Hauptprodukten dieser Arbeit gehört eine detaillierte geologische Karte des Untersuchungsgebiets (siehe Anhang A 3), die räumliche Verteilung und die Beziehungen zwischen den lithologischen Einheiten und geologischen Strukturen darstellt.

Umfangreiche Laboranalysen, einschließlich Röntgendiffraktometrie (XRD) und Korngrößenanalysen, lieferten Daten zur mineralogischen Zusammensetzung und zu den physikalischen Eigenschaften der Festgesteine und Lockergesteine.

Ein weiteres wichtiges Ergebnis der Arbeit ist die Abschätzung des Volumens der instabilen Masse und deren Reichweite. Zur besseren Beurteilung der potenziellen Rutschungsdynamik wurde noch der Einfluss des Grundwassers auf die Hangstabilität mithilfe von Slide 2 detailliert untersucht.

Tabelle 2-1: Auflistung der verwendeten Daten unter Verweis auf die Quellen.

Datentyp	Zeitraum	Auflösung	Details	Datenquelle
Orthofotos	2010	20 cm	Aktuelle Orthofotos als Echtfarbbilder (RGB)	Land Tirol - data.tirol.gv.at Abgerufen am 28. Aug. 2021
	2013	20 cm		
	2019	20 cm		
Geologische Karte	2011	1:50000	Blatt 147 Axams	Geologische Bundesanstalt (geologie.ac.at)
	1992		Blatt 117 Zirl	
Digitales Geländemodell (DGM)	2007	1 m	Digitales Geländemodell aus Laserscandaten	Land Tirol - data.tirol.gv.at Abgerufen am 8. Sep. 2021
	2017			

2.1. Historische geologische Kartenwerke

Während der Datenbeschaffungs- und Aufbereitungsphase wurden die geologische Karte von Österreich, Blatt 147 Axams (Moser, 2011) und Blatt 117 Zirl (Hauser, 1992), im Maßstab 1:50.000 in das GIS-kompatible Shapefile-Format georeferenziert (Tabelle 2-1). Die Nutzung dieser georeferenzierten Shapefiles erleichterte die Integration und Analyse der Karten in einer digitalen Umgebung und ermöglichte eine präzisere räumliche Auswertung der Daten. Diese Karten verschafften einen umfassenden Überblick über die geologische Situation des Untersuchungsgebietes und bildeten die Grundlage für weitere Analyseschritte.

2.2. Orthofotos

Die Studie verwendete Orthofotos mit einer Auflösung von 20 cm aus den Jahren 2010 (Land Tirol (TIRIS), 2010) und 2013 (Land Tirol (TIRIS), 2013), um die Veränderungen im Untersuchungsgebiet vor und nach dem Rutschungsereignis zu vergleichen und zu analysieren. Diese Orthofotos ermöglichten eine präzise Bestimmung von Breite, Länge und Gesamtausdehnung der Rutschungsmasse sowie weitere charakteristische Merkmale (siehe Tabelle 3-6). Darüber hinaus spielten die Orthofotos eine zentrale Rolle bei der detaillierten

Analyse des Rutschungsprozesses, da sie eine genaue Erfassung der räumlichen und zeitlichen Aspekte dieses Phänomens ermöglichten. Zudem diente das Orthofoto aus dem Jahr 2019 (Land Tirol (TIRIS), 2019) als Grundlage für die geologische Kartierung des Untersuchungsgebiets. Diese Orthofotos trugen zur Identifikation von Gesteinen und geologischen Strukturen bei und erhöhten die Genauigkeit der geologischen Modelle und Profilschnitte. Die Analyse der Orthofotos ermöglichte zudem ein tieferes Verständnis der geomorphologischen Eigenschaften des Untersuchungsgebiets.

2.3. Digitale Geländemodelle (DGMs)

Die Digitalen Geländemodelle (DGMs) mit einer Auflösung von 1 m bildeten die zentrale Grundlage für die geologische Kartierung im Untersuchungsgebiet. Um detaillierte Einblicke zu erhalten, wurden die DGM-Daten mit zusätzlichen Datensätzen, wie beispielsweise Orthofotos, kombiniert. Aus den DGMs wurden zudem mit ArcGIS-Tools Höhenlinien in Shp-Format mit 20, 10 und 5 Meter-Äquidistanz sowie Hillshades in GeoTIFF-Format mit 1 m Rastergröße extrahiert und exportiert. Für die Volumenabschätzung wurden zwei digitale Geländemodelle verglichen. Das Modell aus dem Jahr 2007 (Land Tirol (TIRIS), 2007) stellt die Situation vor dem Rutschungsereignis dar und das DGM von 2017 (Land Tirol (TIRIS), 2017) die Situation nach dem Ereignis, welches 2012 stattfand, dar.

2.4. Software

QGIS

Die Daten wurden mithilfe der Open-Source- Software QGIS 3.10 georeferenziert und geographisch visualisiert (QGIS, o. J.). Für die Erstellung der geologischen Profilschnitte kam das Tool q-Profil von QGIS zum Einsatz.

ArcGIS

In dieser Studie wurde ArcGIS 10.7.1 (2021) von ESRI für die Datenverarbeitung und - Digitalisierung der Kartierung verwendet. Eine Vorkartierung mit ArcGIS diente als Grundlage für die anschließende Feldkartierung. Während der Feldkartierung wurden Vor- Ort-Informationen gesammelt, strukturiert und digitalisiert. Diese Daten wurden ins ArcGIS integriert und räumlich erfasst. Die Kartierung und Ausarbeitung erfolgte in den Maßstäben 1:2000 und 1:5000 auf Grundlage des Koordinatensystems *MGI_Austria_GK_West* berücksichtigt wurden. Zudem wurden Analysen mit der Software ArcMap durchgeführt, um aussagekräftige Karten wie die geologische Karte, die Aufschlusskarte und die Übersichtskarte zu erstellen.

Inkscape

Die Übersichtskarten, Abbildungen, Vektorgrafiken und geologischen Profile wurden mit Hilfe von Inkscape (Version 1.1) modifiziert und erstellt (Inkscape, 2021).

Rocscience Slide2

Für die Stabilitätsanalyse mithilfe der Grenzgleichgewichtsmethode wurde die Software Slide 2 (v.9.019) verwendet (Rocscience Inc, 2022).

2.5. Geologische Kartierung

In diesem Abschnitt wird die geologische Kartierung im Detail beschrieben. Das Untersuchungsgebiet wurde im Zeitraum vom 14.09.2021 bis 30.09.2021 geologisch und geomorphologisch kartiert, wobei geologische und strukturelle Merkmale detailliert erfasst wurden. Ziel war es, ein umfassendes Verständnis der lokalen geologischen Bedingungen zu gewinnen und spezifische Merkmale der Rutschungsprozesse zu erhalten. Für die Kartierung wurde ein Maßstab von 1:5000 bzw. im Bereich der Rutschung 1:2000 gewählt.

Vor Beginn der Geländearbeit erfolgte die Abgrenzung des zu untersuchenden Gebietes. Als Grundlage dienten Orthofotos mit einer Auflösung von 20 cm aus dem Jahr 2019 (Land Tirol (TIRIS), 2019) sowie digitale Geländemodelle (DGM) mit einer Auflösung von 1 m aus dem Jahr 2017 (Land Tirol (TIRIS), 2017), die in ArcMap integriert wurden, um die Basiskarten für die Geländearbeit vorzubereiten. Aus den digitalen Geländemodellen wurden mittels ArcGIS 10.7.1 Schummerungskarten und topografische Daten mit 5, 10 und 20 m Intervallen extrahiert. Zusätzlich kamen die Geologische Karten von Österreich, Blatt 147 Axams (Moser, 2011) und Blatt 117 Zirl (Hauser, 1992) zum Einsatz. Die genannten geologischen Karten, digitalen Geländemodelle (DGM), Orthofotos sowie topografischen Daten wurden ebenfalls analysiert, um die Abgrenzung der Rutschung und die allgemeinen Geländebedingungen besser abzuschätzen.

Während der Geländearbeit wurden insgesamt 54 Aufschlüsse lokalisiert und hinsichtlich ihrer Lithologie, Strukturgeologie und Morphologie charakterisiert. Die strukturgeologische Situation wurde durch das Messen von 80 Schieferungsflächen erfasst, im Programm Stereonet 11.4 von Allmendinger (2017) dargestellt und im 3. Kapitel erklärt (siehe Tabelle der Aufschlussdaten im Anhang B 13).

Im Untersuchungsgebiet wurden metamorphe Festgesteine wie Albitblastenschiefer und Glimmerschiefer identifiziert. Die Unterscheidung dieser Gesteine gestaltete sich oft schwierig, da sie Übergänge aufweisen und die glimmerreichen Gesteine stark verwittert sind. Für eine detaillierte petrographische Analyse mittels Röntgendiffraktometrie (XRD-Analyse) wurden Handstücke entnommen. Die Aufschlüsse sind vorwiegend entlang von Straßen, Gräben sowie Bächen zu finden, wo sowohl natürliche als auch künstliche Aufschlüsse vorhanden sind.

Die Hänge des Untersuchungsgebiets sind überwiegend von Lockergesteinen unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt. Diese Lockergesteine setzen sich vorwiegend aus glazialen Sedimenten zusammen, einschließlich undifferenzierter Moränenablagerungen, Sedimenten der (Eis)-Randterrasse, Murensedimenten innerhalb der Inntalterrassensedimente, spätglazialen Kies und lokal fluviatilen Kies. Die Mächtigkeit dieser Lockergesteine variiert beträchtlich und weist auf die intensive glaziale, fluviatile und gravitative Aktivität in der Vergangenheit hin.

Der Rutschungsbereich erstreckt sich am östlichen Ufer des Enterbachs und verläuft mit einer mittleren Hangneigung von etwa 30° nach Nordwesten. In Abschnitten mit Felsaufschlüssen, besonders am Ufer des Enterbachs und eines weiteren Baches im Süden der Rutschung und nördlich des Roskogels, sind tief einschneidende Täler mit Hangneigungen von über 70° zu finden, d.h. Zonen wo signifikante Felsstürze auftreten

(siehe die geologische Karte im Anhang A).

Im Sommer 2022 wurde abschließend eine weitere zweitägige Geländebegehung durchgeführt, um die Ergebnisse zu verifizieren und die Erkundung abzuschließen.

Während des Geländeaufenthaltes und für die Auswertung und Darstellung der Ergebnisse kamen folgende Hilfsmittel (Tabelle 2-2) zum Einsatz:

Tabelle 2-2: Verwendete Hilfsmittel im Gelände

Gefügekompas	Salzsäure
Geologischer Hammer	Fotoapparat
Hand-GPS Gerät	Smartphone
Kartenmaterial (Technische und geologische Karten, DGMs, Orthofotos)	

2.6. Ingenieurgeologische und mineralogische Laboranalysen

Für die Probenahme wurden gezielt bestimmte Entnahmestellen ausgewählt, um sowohl einen repräsentativen Überblick über den gesamten Hang als auch über einzelne Rutschungskörper zu gewährleisten. Die Probenentnahmestellen befanden sich im Bereich der Abrisskante, den den seitlichen Rändern der Rutschung und im Akkumulationsbereich.

Zu Beginn der Probenahme wurden oberflächennahe Ablagerungen entfernt. Danach erfolgte die Entnahme der Proben an den ausgewählten Standorten bis zu einer maximalen Tiefe von einem halben Meter. Insgesamt wurden 5 Proben mit einem Volumen von jeweils etwa 20 l und einem Gesamtgewicht von ca. 210 kg entnommen. In der Abbildung 2-1 sind die genaue Entnahmestellen eingezeichnet und dargestellt.

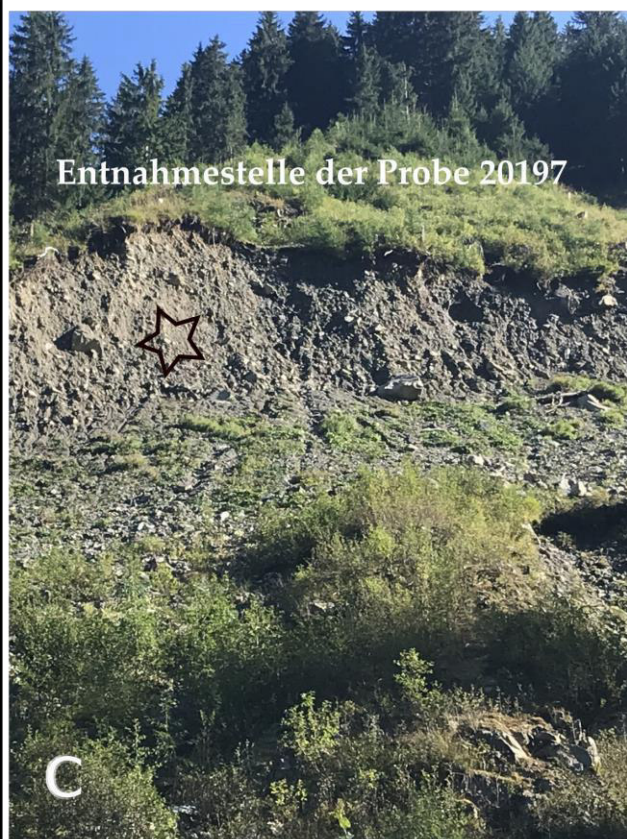
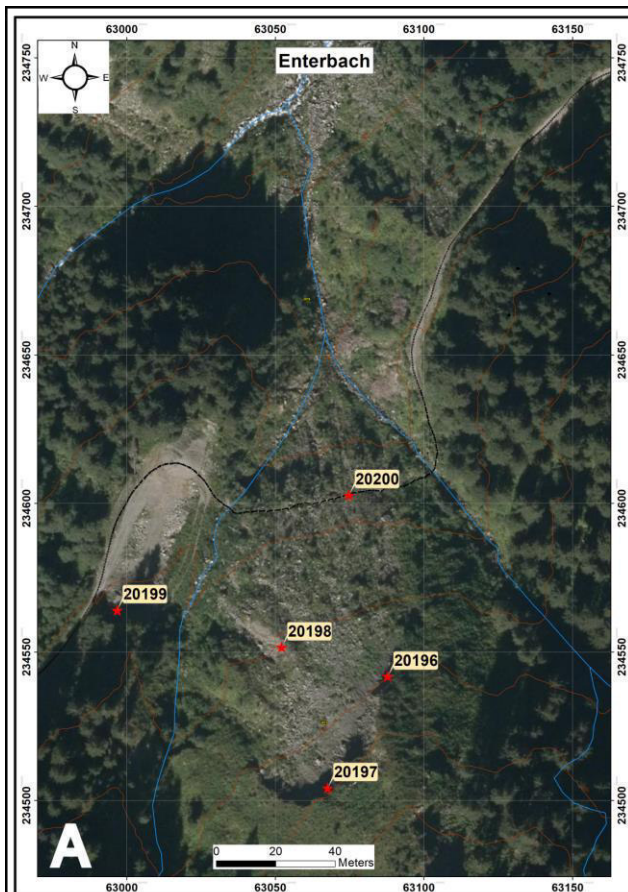


Abbildung 2-1: A) Lage der Probenentnahmestellen, B) Entnahmestelle der Probe 20196, C) Entnahmestelle der Probe 20197, D) Entnahmestelle der Probe 20199.

2.6.1. Korngrößenanalyse

Die Korngrößenanalyse wurde durch eine Kombination aus Trockensiebung (für Fraktionen ab einer Größe von ≥ 4 mm) und Nasssiebung durchgeführt. Die Sedimentationsanalyse wurde mit dem Micromeritics SediGraph III Plus für Partikelgrößen ≤ 20 μm durchgeführt.

Um diese Analyse durchzuführen, wurden die Proben zunächst in saubere, trockene Kisten gegeben, gewogen und bei 65°C getrocknet (Abbildung 2-2). Dieser Schritt dient dazu, sicherzustellen, dass kleinere Partikel nicht an größeren haften und die Siebe während des Siebvorgangs nicht verstopfen.

Obwohl in Normen und Standards eine Trocknung bei 105°C für 24 Stunden vorgeschrieben ist, wurde in diesem Fall aufgrund der Verwendung von Kunststoffbehältern eine niedrigere Temperatur bis zum Erreichen der Gewichtskonstanz verwendet. Hierfür wurde das Gewicht der Proben in mehreren Schritten überprüft.



Abbildung 2-2: Vorbereitung der Proben für die Korngrößenanalyse. **A)** Die Proben wurden zur Bestimmung von Gewicht und Wassergehalt gewogen, wobei das Gewicht regelmäßig bis zur Erreichung der Gewichtskonstanz kontrolliert wurde. **B)** Die Proben befinden sich im Trockenschrank; dieser Schritt dient dazu, sicherzustellen, dass kleinere Partikel nicht an größeren haften bleiben und die Siebe während des Siebvorgangs nicht verstopfen.

Siebanalyse Proben > 4 mm (Trocken- und Nasssiebung)

Die Siebanalyse begann mit einer Trockensiebung, die unter Verwendung von fünf aufeinanderfolgenden Sieben durchgeführt wurde, beginnend mit einer Maschenweite von 4 mm und endend mit einer Maschenweite von 63 mm. Im nächsten Schritt wurde das Material, das auf den Sieben eine Größe von mehr als 4 mm aufwies, für 24 Stunden in Wasser eingeweicht und anschließend erneut nass gesiebt, um sicherzustellen, dass alle

feinen Partikel vollständig von den gröberen Partikeln getrennt wurden. Nach der Nasssiebung wurde der Rückstand auf jedem Sieb getrocknet, gewogen und in Gewichtsprozent umgerechnet. Dies ermöglichte die Erstellung einer gewichtsbasierten Verteilung der Korngrößen. Es ist jedoch zu beachten, dass in diesem Prozess ein gewisser Materialverlust auftritt, da Partikel kleiner als 4 mm verloren gehen.

Die ermittelten Anteile auf den Sieben wurden in Prozent angegeben, wobei die Siebe einer standardisierten Größenabstufung (Siebreihe) folgten. Alle Daten und Messungen wurden im Anhang B 12 erfasst und für den Berechnungsprozess verwendet.

Siebanalyse Probe < 4 mm (Nasssiebung)

Für die Nasssiebung wurde eine Teilprobe von 200 g luftgetrockneter Probe (< 4 mm) entnommen. Um die Probe zu dispergieren und organische Substanzen zu zerstören, wurden insgesamt etwa 200 ml einer 10%igen Wasserstoffperoxidlösung (H_2O_2) hinzugefügt. Sobald keine Reaktion mehr bei der Zugabe von Wasserstoffperoxid auftrat (in der Regel nach 2-4 Tagen), wurde die Probe für einen Tag bei 45-50°C in ein Wasserbad gegeben. Anschließend wurde die Probe mit deionisiertem Wasser aufgefüllt und für 2 Tage bei 95-100°C ausgekocht, um überschüssiges Peroxid zu entfernen. Da die Teilprobe eine luftgetrocknete Probe ist, wurde zur Korrektur des Wassergehalts eine Teilprobe von 30-50 g bei 105°C im Ofen bis zur Gewichtskonstanz getrocknet.

Anschließend wurde ein Umrechnungsfaktor zur Umrechnung des Wassergehalts von frisch zu ofentrocken bestimmt. Dann wurden die Proben ausgekocht, gründlich aufgerührt und für 10 Minuten mit Ultraschall behandelt. Anschließend wurde die Probe mit einer Siebmaschine gesiebt. Hierfür wurde Siebe mit Maschenweiten von 20 µm, 63 µm, 200 µm, 400 µm und 2 mm verwendet. Die Probe wurde dabei mit einem Teigschaber auf dem Sieb verteilt, und mit Hilfe einer Spritzflasche wurde deionisiertes Wasser durch das Sieb gespült. Die Rückstände auf den Sieben wurden in Porzellanschalen überführt, im Ofen bei 105°C getrocknet (was normalerweise über Nacht dauert) und nach dem Abkühlen (im Exsikkator) gewogen.

Der Siebdurchgang mit einer Maschenweite von 20 µm wurde in einem Becherglas aufgefangen und im Wasserbad eingedickt. Dieser Schritt diente der Vorbereitung für die nachfolgende Sedimentationsanalyse, die in der nächsten Phase durchgeführt wurde.

Sedimentationsanalyse (Micromeritics SediGraph)

Die Sedimentationsanalyse wurde in dieser Studie verwendet, um die Partikelgrößenverteilung von Sedimenten mit einer Partikelgröße von kleiner als 20 µm zu bestimmen. Um dieses Ziel zu erreichen, kommt der SediGraph III Plus zum Einsatz. Er ist ein Instrument zur Bestimmung von Partikelgrößenverteilungen und zur Erstellung von Statistiken wie D10, D50 und D90 durch die direkte Messung der Massenkonzentration von Sedimentpartikeln.

Die vorbereitete Sedimentsuspension wurde in den Probenbecher gegeben und dann in eine kleine Messzelle gepumpt, um während eines Messzeitraums von ca. 30 Minuten die sich ändernde Konzentration in der Messzelle zu messen. Je mehr das Sediment absinkt und die Konzentration abnimmt, desto mehr Strahlung kommt am Detektor an. Durch die Abschwächung von Röntgenstrahlen beim Durchgang durch die Messzelle wird die Anzahl

der Partikel in der Probe bestimmt. Die gemessenen Werte wurden mittels SediGraph III Plus in Korngrößen umgerechnet.

2.6.2. Gesamtmineral- und Tonmineralanalyse

Gesamtmineralanalyse

Diese Analyse wurde für alle fünf gesammelten Proben und Handstücke durchgeführt, um Mineralphasen in der Proben zu identifizieren und deren relative Anteil zu bestimmen. Die Ergebnisse dieser Analyse werden in der Tabelle 3-4 dargestellt.

Die Proben wurden gemäß dem folgenden Verfahren für die Bestimmung der Gesamtmineralogie aufbereitet (Abbildung 2-3).



Abbildung 2-3: Vorbereitung der Proben für die Pulverdiffraktometrie zur Mineralanalyse
A) Zerkleinern der Proben mit einem Hammer zur Vorbereitung auf das Mahlen. **B)** Mahlen des zerkleinerten Materials in der Scheibenschwingmühle, um eine gleichmäßige Feinheit zu gewährleisten. **C)** Vorbereitung und Verpackung der Proben im Backloading-Verfahren, um eine texturfreie Probe für die Analyse zu erhalten. **D)** Durchführung der Analyse mit einem PANalytical X'Pert Pro MPD Diffraktometer zur Bestimmung des Mineralbestands der Proben.

Die Proben wurden zunächst getrocknet, um eine konsistente und zuverlässige Analyse zu gewährleisten. Anschließend wurde das getrocknete Material mit einem Hammer zerkleinert (Abbildung 2-3-A) und in einer Scheibenschwingmühle zu feinem Pulver vermahlen (siehe Abbildung 2-3-B). Dazu wurde das zerkleinerte Material in die Messvorrichtung eingesetzt. Zur weiteren Feinvermahlung wurden die Proben für 7 bis 10 Minuten in einer Stahlmühle

gemahlen, um eine optimale Körnungsgröße zu erreichen. Für die Herstellung texturfreier Proben wurde eine Menge von etwa 3 g verwendet. Nach dem Vermahlen wurden die Proben gemäß dem Backloading-Verfahren vorbereitet (siehe Abbildung 2-3-C).

Die Analyse erfolgte mit einem PANalytical X'Pert Pro MPD Diffraktometer (Abbildung 2-3-D). Dieses Gerät ist mit einem automatischen Divergenzschlitz, einer Cu LFF-Röhre (45 kV, 40 mA) und einem X'Celerator-Detektor ausgestattet. Die Messzeit betrug 25 Sekunden pro Schritt mit einer Schrittweite von $0,017^\circ$ im Bereich von 2° bis $70^\circ 2\theta$. Die gesammelten Daten wurden anschließend zur qualitativen Bestimmung des Mineralbestands ausgewertet.

Tonmineralanalyse

Die Probenaufbereitung erfolgte gemäß den beschriebenen Methoden von Whittig (1965) und Tributh (1991). Zur Dispergierung der Proben und zur Zerstörung organischer Substanzen wurde eine 10%ige Wasserstoffperoxidlösung verwendet. Die Tonfraktion (Korngröße kleiner als $2\text{ }\mu\text{m}$) wurde durch Abzentrifugieren (5 Minuten bei 1.000 U/min) aus der Probe gewonnen (Abbildung 2-4-A), die zuvor auf eine Korngröße von weniger als $20\text{ }\mu\text{m}$ gesiebt worden war.

Der Sorptionskomplex der Tonfraktion wurde durch Schütteln mit 4 NMgCl₂- bzw. 4 NKCl-Lösung mit Magnesium bzw. Kalium belegt. Anschließend wurden jeweils 20 mg Ton auf poröse Keramikplättchen aufgebracht (Abbildung 2-4-B), wie von Kinter und Diamond (1955) beschrieben. Die hergestellten Texturpräparate wurden über Nacht in einem Exsikkator über einer gesättigten NH₄NO₃-Lösung getrocknet und dann geröntgt. Anschließend wurden alle Plättchen zur Bestimmung quellfähiger Tonminerale (Smektit und Vermikulit) in eine mit Ethylenglykol gesättigte Atmosphäre gegeben (Abbildung 2-4-C). Die mit Kalium belegten Plättchen wurden zusätzlich mit Dimethylsulfoxid behandelt, um gut kristallisierten Kaolinit zu identifizieren. Danach wurden die Plättchen zum Nachweis von primärem Chlorit für jeweils 2 Stunden bei 300°C bzw. 550°C getempert. Nach jeder Behandlung wurden die Proben erneut geröntgt. Die Messungen der Plättchen erfolgten im Bereich von 2° bis $40^\circ 2\theta$ für die K- und Mg-Plättchen, von 2° bis $32^\circ 2\theta$ für die mit Ethylenglykol behandelten Plättchen, von 2° bis $26^\circ 2\theta$ für die mit Dimethylsulfoxid behandelten Plättchen und von 2° bis $14^\circ 2\theta$ für die getemperten Plättchen. Die Messungen der Tonmineralpräparate wurden mit dem PANalytical X'Pert Pro Röntgendiffraktometer durchgeführt (Abbildung 2-4-D), welches auch für die Gesamtmineralanalyse verwendet wurde.

In diesem Untersuchungsverfahren wurden für jede Probe sechs Messungen durchgeführt (Abbildung 3-10 bis Abbildung 3-14). Mg-gesättigt (dunkelgrün, M), K-gesättigt (rot, K), Mg bei 550°C erhitzt (hellgrün, MT5), Mg+Ethylenglykol (EG) (blau, ME), K+Ethylenglykol (EG) (magenta, KE) und K+Dimethylsulfoxid (DMSO) (schwarz, D).

Zur Identifizierung der enthaltenen Minerale wurde analysiert, wie sich die Peaks bei verschiedenen Behandlungen verschoben. Eine Verschiebung der Peaks nach links weist auf eine Expansion hin (z. B. durch die Behandlung mit EG oder DMSO), während eine Verschiebung nach rechts auf eine Kontraktion hinweist (z. B. durch Erhitzen bei 550°C für zwei Stunden).

Die Analyse der spezifischen Tonminerale zeigte folgende Muster:

Illit: Ein Peak bei 10 Å (entspricht 8,8°), der bei keiner der Behandlungen eine Veränderung aufwies. Chlorit: Peaks bei 14 Å (entspricht 6°) und 7 Å (entspricht 12,5°) waren in M, K, ME, KE, D und MT3 vorhanden. Der 7 Å-Peak fehlte in MT5. Beim primären Chlorit war der 14 Å-Peak in MT5 stärker ausgeprägt als bei den anderen Behandlungen. Beim sekundären Chlorit (Boden-Chlorit) fehlte der 14 Å-Peak in MT5.



Abbildung 2-4: Probenaufbereitung für die Tonmineralanalyse. **A)** Zentrifugation zur Abtrennung der Tonfraktion. **B)** Präparation von porösen Keramikplättchen für die Sorptionsanalyse. **C)** Exsikkation der Proben und Vorbereitung der Texturpräparate. **D)** Röntgendiffraktometer PANalytical X'Pert Pro zur Analyse der mineralogischen Zusammensetzung.

Die semiquantitative Analyse erfolgte anhand der Flächen charakteristischer Peaks unter Berücksichtigung empirischer Korrekturfaktoren, wie von Riedmüller (1978) und Schultz (1964) beschrieben.

Die Identifizierung der Tonminerale erfolgte anhand der Methoden von Thorez und Morgan (1978), Brown und Brindley (1980), Moore und Reynolds (1997) und Morgan (1987). Für die semiquantitative Auswertung wurden die Flächen charakteristischer Peaks und empirische Korrekturfaktoren verwendet, wie von Riedmüller (1978) beschrieben.

Der Rest der unbehandelten Tonfraktion wurde gefriergetrocknet. Aus der homogenisierten Probe wurde ein Pulverpräparat hergestellt und geröntgt, ähnlich wie bei der Gesamtmineralbestimmung.

2.7. Abschätzung des Volumens

In dieser Studie wurden zur Abschätzung des Volumens der instabilen Masse zwei verschiedene Methoden eingesetzt. Die erste Methode verwendete ArcGIS 10.7.1 (2021) und die digitalen Geländemodelle (DGMs) von 2007 (Land Tirol (TIRIS), 2007) und 2017 (Land Tirol (TIRIS), 2017) mit einer Rastergröße von 1 m. Es wurde die Höhendifferenz zwischen dem Gelände vor dem Rutschungsereignis dem Gelände DGM (2017), nach diesem Ereignis berechnet.

Zur Rekonstruktion einer geologisch und geometrisch plausiblen Lage und Geometrie der basalen Scherzone werden die Höhenlinien bearbeitet. Auf diese Weise entsteht eine neue Topografie, die die Hangflanke ohne Gleitmasse repräsentiert, das heißt die Oberfläche der basalen Gleitzone (Zangerl et al., 2008). Hierbei kam das Spatial Analyst Tool (Cut Fill) von ArcMap zum Einsatz, um die entsprechenden Höhenunterschiede zu ermitteln und somit das Volumen der Rutschungsmasse berechnen zu können. Dieses Tool ermöglichte es, die Volumenänderungen präzise zu analysieren, indem es die Bereiche identifizierte, in denen Material durch die Rutschmasse aus dem Abrissbereich abgetragen wurde (Cut) Diese Materialien wurden anschließend in den Ablagerungsbereichen, einschließlich des Bach- oder Talbereichs, abgelagert (Fill). Zudem wurde angenommen, dass Lockermaterial auch durch Fließprozesse aus dem Gebiet abgetragen wurde.

In der zweiten Methode wurde basierend auf einer einheitlichen Terminologie zur Beschreibung von Massenbewegungen, die von der UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (WP/WLI, 1993) festgelegt wurde, eine vereinfachte Volumenabschätzung durchgeführt und in Tabelle 3-6 dargestellt. Laut dieser Methode konnte das Volumen durch Multiplikation der Fläche der Rutschmasse mit der angenommenen durchschnittlichen Mächtigkeit der basalen Bruchfläche berechnet werden.

2.8. Grenzgleichgewichtsanalysen mit Slide 2

In dieser Studie wurde für die Stabilitätsanalyse des geologisch-kinematischen Modells der Rutschung die Grenzgleichgewichtsmethode verwendet (Software Slide 2 (Rocscience Inc, 2022)). Diese Methode ist für die Analyse von Gleit- und Kippbewegungen geeignet (Zangerl et al., 2008). Dabei wurde ein Profilschnitt auf Basis der digitalen Höhenmodelle 2007 (Land Tirol (TIRIS), 2007) und 2017 (Land Tirol (TIRIS), 2017) erstellt. Dieses Modell wurde anschließend in die Software Slide 2 (Rocscience Inc, 2022) importiert. Die Berechnungen umfassten zwei methodische Ansätze. Der „Non-Circular Slip Surface“ Ansatz ermöglichte die Berücksichtigung von nicht-kreisförmigen Gleitflächen, während die „Block Search“ Methode die kritischsten Gleitflächen identifizierte. Zur Berechnung des Standsicherheitsbeiwerts (FS) wurden die Methoden von Bishop (1955) und GLE/Morgenstern-Price (Morgenstern und Price, 1965) angewandt.

Der Vergleich der Standsicherheitsbeiwerte (FS) wurde durchgeführt, indem mögliche Versagensflächen entlang der kartierten Gleitfläche des geologisch-kinematischen Modells untersucht wurden.

Aufgrund fehlender Labortests zur Bestimmung der Mohr-Coulomb-Festigkeitsparameter für das Gebirge und die Materialfestigkeit der fluvioglazialen Sedimente wurde ein erster Modellierungsschritt unternommen, um einen Standsicherheitsbeiwert (FS) von 1 zu

erreichen. Dies wurde unter der Annahme der Topografie vor der Entstehung der Rutschung durchgeführt. In diesem Schritt wurde die Kohäsion (c) schrittweise in Intervallen von 5 kPa erhöht, während der Reibungswinkel (ϕ) entsprechend den geotechnischen Gegebenheiten des Materials schrittweise angepasst und variiert wurde. Die Erhöhung der Kohäsion und die gleichzeitige Anpassung des Reibungswinkels halfen dabei, unterschiedliche Standsicherheitsfaktoren zu berechnen und deren Einfluss auf die Hangstabilität zu analysieren.

Die Stabilität des Hangs wurde zunächst ohne Berücksichtigung des Grundwassers analysiert. Anschließend wurde das Grundwasser in die Modelle integriert, um seinen Einfluss auf die Hangstabilität zu bewerten.

3. Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die zentralen Ergebnisse dieser Studie zusammengefasst und dargestellt. Die Aufschlüsse sind auf der Aufschlusskarte des Untersuchungsgebiets dargestellt, die in Anhang A 2 zu finden ist. Eine detaillierte Übersicht aller Aufschlussprotokolle, Tabellen, Diagramme und Kartenwerke befindet sich im Anhang A bis C.

3.1. Beschreibung der Fest- und Lockergesteine

3.1.1. Festgesteine

Der folgende Abschnitt bietet eine umfassende Beschreibung der vor Ort im Arbeitsgebiet identifizierten Festgesteine. Die genaue Abgrenzung der Gesteine im Gebiet ist oft anspruchsvoll, da Übergänge vorhanden sind. Zudem sind die glimmerreichen Gesteine oft stark verwittert, was ihre Bestimmung vor Ort erschwert. Die Fähigkeit dieser Gesteine, leicht zu verwittern, sowie die räumliche Verbreitung von teils mächtigen Lockergesteinen führen dazu, dass die Aufschlussituation nur mäßig gut ist. Die Gesteine werden hier gemäß der ÖNORM B 4400-1 (2010) und DIN EN ISO 14689-1 (2004) beschrieben, was eine standardisierte und detaillierte Charakterisierung der verschiedenen lithologischen Einheiten ermöglicht.

Die Ergebnisse der Kartierungskampagnen zeigen eine vorherrschende Präsenz metamorpher Gesteine, insbesondere Albitblastenschiefer und Glimmerschiefer, die sich wie von Bunza (1976) beschrieben im nördlichen Bereich des Kristallins der Zentralalpen, speziell in der Roßkogel-Hocheder-Gruppe befinden.

Albitblastenschiefer

Der mittlere Teil des kartierten Gebietes ist durch einen relativ breiten Gürtel aus Albitblastenschiefern mit einer Mächtigkeit von ca. 560 m charakterisiert, der sich von Nordosten nach Südwesten erstreckt. Das Gestein ist durch eine ausgeprägte Schieferung geprägt, die hinsichtlich Abstände der Schieferungsflächen variiert (Abbildung 3-1-A). Die Schieferung hauptsächlich zwischen W-O und SW-NO streicht. Im Albitblastenschiefer von Süden des Gebiets sind die Schieferungsabstände außerordentlich engständig und betragen weniger als 20 mm, während sie im Norden des Gebiets bis zu 60 mm betragen und als sehr engständig klassifiziert werden. Die Oberflächen der Schieferungsflächen sind in der Regel stufig und rau. Die durch Schieferungen entstandenen Trennflächen weisen in der Regel eine Öffnungsweite von weniger als 0,1 mm auf und sind somit als sehr eng zu klassifizieren.

Da das Gestein durch mehrere Schläge mit dem Geologenhammer zu zerbrechen war, wird die einaxiale Druckfestigkeit des Albitblastenschiefers auf 50 bis 100 MPa (hohe einaxiale Druckfestigkeit) geschätzt.

Die Aufschlüsse, die beispielsweise durch Straßenbau entstanden sind, zeigen aufgrund ihrer relativen Frische kaum Anzeichen von Verwitterung (frisch bis schwach verwittert) oder Veränderungen. Im Gegensatz dazu weisen Aufschlüsse, die längere Zeit der Verwitterung an der Oberfläche ausgesetzt sind in Kontakt standen, wie an Bächen, eine mäßige bis starke Verwitterung auf, mit leichten Veränderungen der ursprünglichen Farbe

des frischen Gesteins.

Farbveränderungen des Gesteins in den Aufschlüssen variieren im Grau- bis Braunbereich und zeigen einen Tonwechsel von hell zu dunkel. Die Gesteine im nördlichen Teil sind grau bis dunkelgrau, während die Gesteine im südlichen Teil eine hellbraune bis bräunliche Verwitterungsfarbe aufweisen.

Im Handstück sind Quarz sowie Hell- und Dunkelglimmer erkennbar. Die XRD-Analyse ergab eine mineralogische Zusammensetzung von 41% Quarz, 36% Albit, 11% Clinochlor, 6% Muskovit, 4% Biotit und 2% Alkali-Feldspat (Orthoklas).

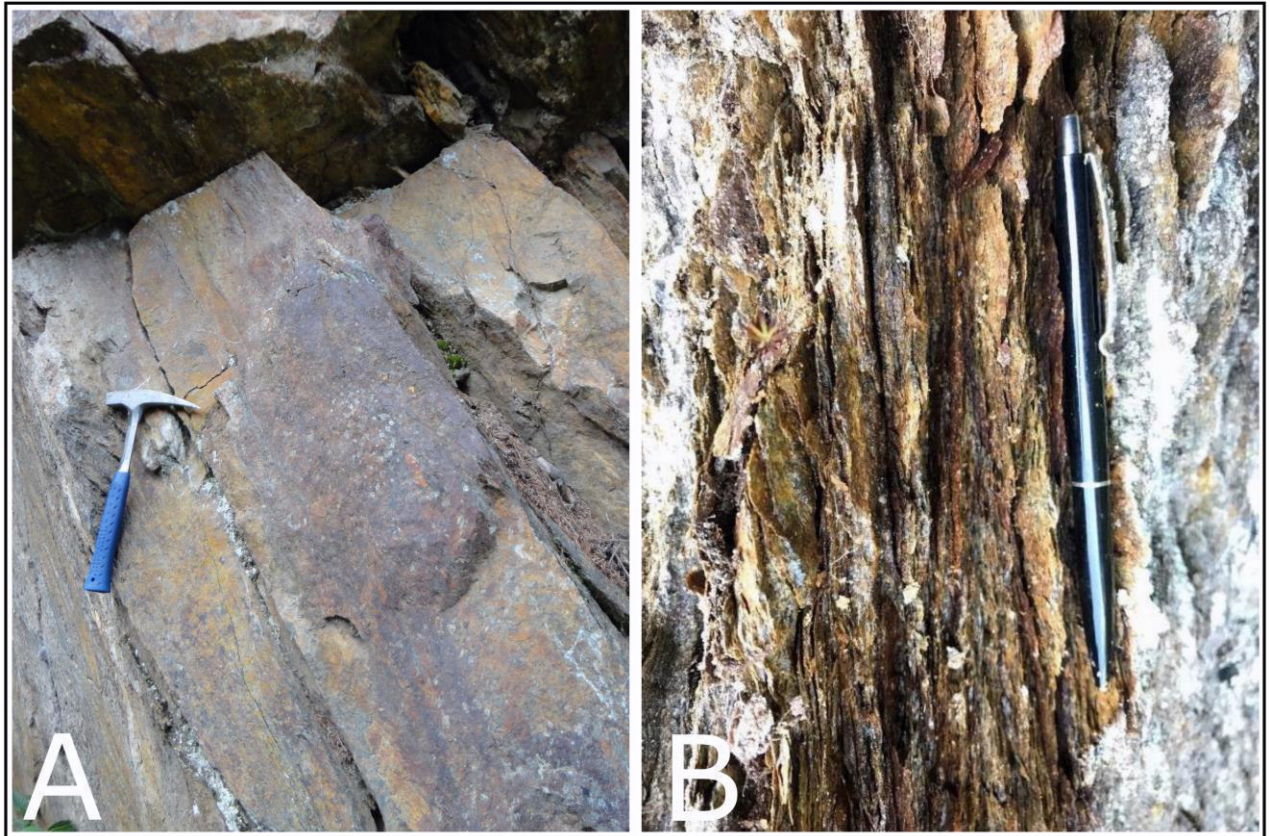


Abbildung 3-1: A) Aufschluss 11, Albitblastenschiefer. B) Aufschluss 47, Glimmerschiefer

Glimmerschiefer

Im südöstlichen Teil der Region tritt eine ca. 480 m mächtige Lage aus Glimmerschiefern auf, während im nördlichen Teil Glimmerschiefer mit einer Mächtigkeit von ca. 280 m vorkommen. Dazwischen liegen Albitblastenschiefer. Die vorherrschenden Gesteinstypen in der Region sind dunkelgrau-braune bis mittelgraue Glimmerschiefer mit feiner bis grober Schuppung und einem hohen Muskovitgehalt (siehe Abbildung 3-1-B). Die Gesteine im nördlichen Teil sind grau bis dunkelgrau, während die Gesteine im südlichen Teil eine hellbraune bis bräunliche Verwitterungsfarbe aufweisen.

Glimmerschiefer im untersuchten Gebiet weisen mäßige bis starke Verwitterung auf, was zu Veränderungen der ursprünglichen Farbe des frischen Gesteins führt. Daher bilden sie relativ kleinere Aufschlüsse, die oft in Bächen sichtbar sind.

Diese Gesteine haben im Süden einen hohen Hellglimmeranteil, während im nördlichen Bereich mehr Dunkelglimmer im Handstück und in den Aufschlüssen erkennbar ist.

Gesteinslagen mit einem geringeren Gehalt an Glimmer, dafür aber einem höheren Anteil an Quarz und Feldspat, weisen in der Regel ein feinkörnigeres, homogeneres und massiveres Gefüge auf und haben eine mittel- bis hellgraue Farbe. Diese Gesteine zeigen häufig Übergänge zu Quarzit und Arkosegneis. Besonders bemerkenswert ist das Vorkommen von Gesteinen im Schiefergneis, deren Schieferung im Millimeter- bis Zentimeterbereich variiert. Die Glimmerschiefer im Untersuchungsgebiet sind durch Schieferungen geprägt, deren Abstände im Süden im Millimeterbereich liegen. Im Norden des Gebiets sind die Schieferungsabstände etwas größer, aber mit weniger als 20 mm immer noch außerordentlich engständig. Die Schieferung verläuft überwiegend in süd-südöstlicher Richtung. Die Oberflächen der Schieferungsflächen sind in der Regel wellig und glatt. Die durch Schieferungen entstandenen Trennflächen weisen in der Regel eine Öffnungsweite von weniger als 0,1 mm auf und sind somit als sehr eng zu klassifizieren. Diese Gesteine weisen eine mittelkörnige Textur auf.

Die meisten Glimmerschiefer im Untersuchungsgebiet, insbesondere im Norden, haben eine hohe einaxiale Druckfestigkeit (50 bis 100 MPa). Im Gegensatz dazu lassen sich die Glimmerschiefer im südlichen Bereich durch festen Schlag mit dem Geologenhammer leichter zerbrechen, weshalb die einaxiale Druckfestigkeit in diesem Bereich auf mäßig hoch (25 bis 50 MPa) geschätzt wird.

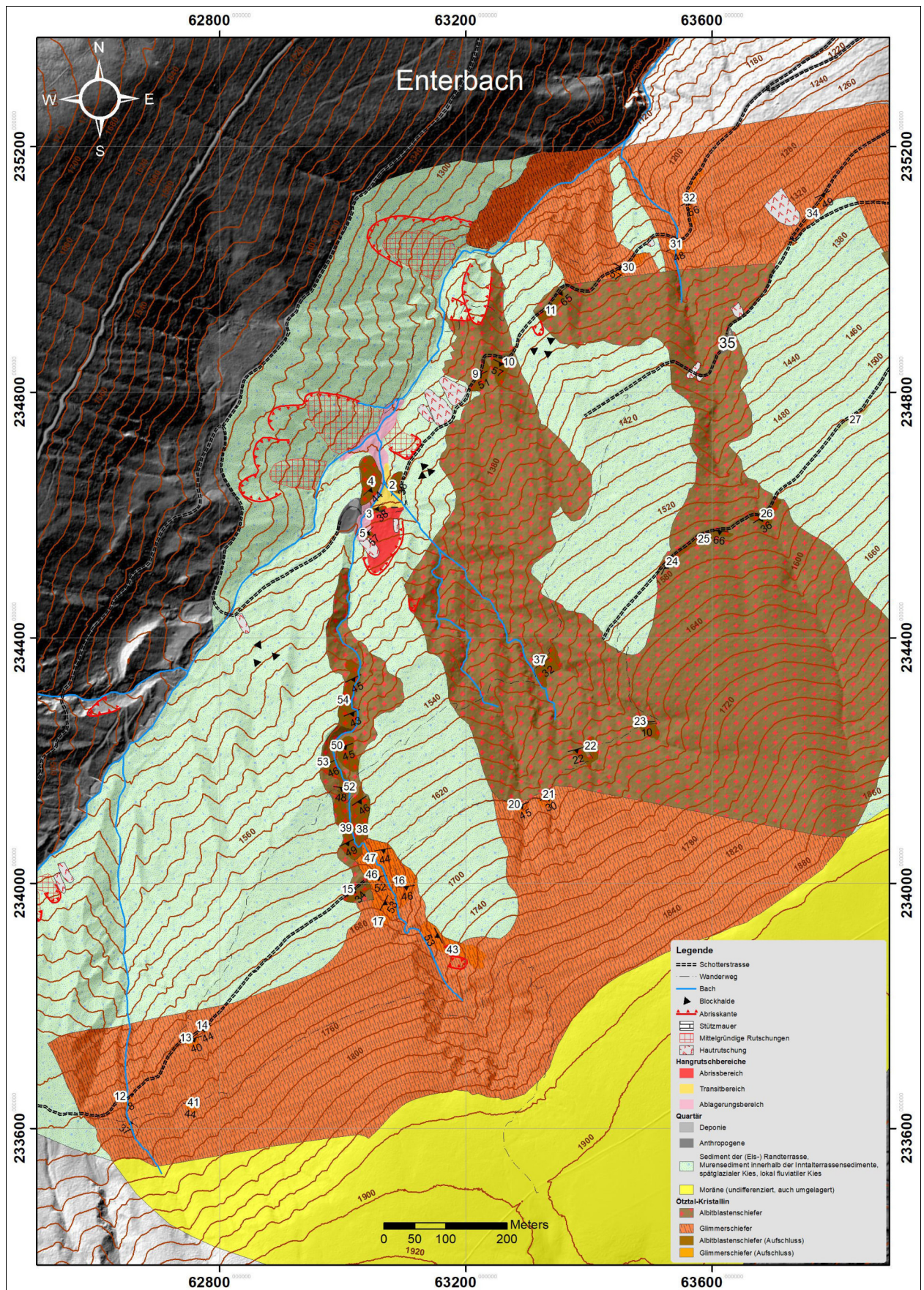


Abbildung 3-2: Aufschlusskarte des Untersuchungsgebiets mit Darstellung der geologischen Einheiten, gemessenen Schieferungen und georeferenzierten Aufschlusspunkten.

3.1.2. Strukturgeologische Beschreibung

Die geologische Strukturen der Region wurde anhand detaillierter Schieferungsmessungen untersucht, die sowohl Einfallrichtungen als auch Einfallwinkel umfassen. Die Daten wurden mittels der Software Stereonet v. 11 (Allmendinger et al., 2020) bearbeitet, und die Ergebnisse sind in Abbildung 3-3 dargestellt.

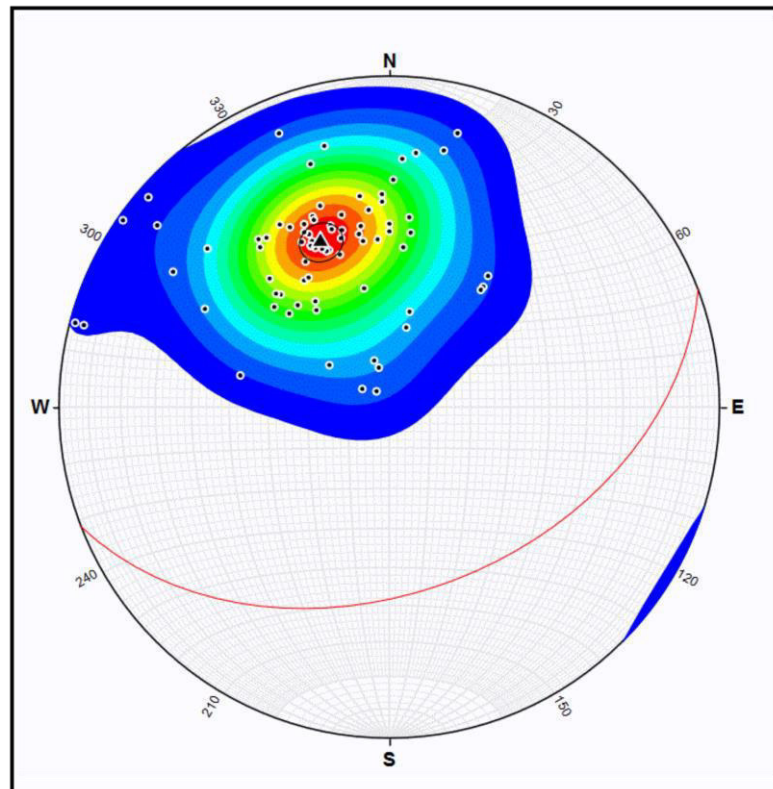


Abbildung 3-3: Darstellung der gemessenen Schieferungen in einer Lagenkugel unter Verwendung der unteren Hemisphäre in einer Lambert'schen Azimutalprojektion (Schmidt-Netz). Insgesamt wurden 80 Messwerte analysiert.

Die Messungen zeigen einen Mittelwert der Polrichtungen von 339/46 und Mittelwert der Schieferung von 159/44. Die Schwankung der Messwerte deutet darauf hin, dass die Schieferungen hauptsächlich zwischen W-O und SW-NO streicht, wobei die generelle Hangorientierung im Untersuchungsgebiet nach Nordwesten bzw. Südosten fällt. Diese homogene Verteilung der Messwerte um den Mittelwert zeigt, dass die Gesteinsstrukturen in der Region eine relativ einheitliche Orientierung aufweisen.

Die Einfallwinkel variieren zwischen 5° und 88°, wobei die meisten gemessenen Einfallwinkel im Bereich zwischen 30° und 50° liegen. Ein Vergleich zwischen den Orientierungen der Schieferungen in den Lithologien Glimmerschiefer und Albitblastenschiefer zeigt geringfügige Unterschiede in ihrer Ausrichtung. Im Albitblastenschiefer tendieren die Schieferungen überwiegend in Richtung Süden bis Südwesten. Die Einfallwinkel in dieser Lithologie variieren hauptsächlich zwischen 30° und 50°, was auf mäßig geneigte Strukturen hinweist. Der Glimmerschiefer hingegen zeigt eine leicht südlichere Ausrichtung. Die Einfallwinkel im Glimmerschiefer sind ebenfalls breit gestreut, jedoch gibt es hier eine Tendenz zu etwas steileren Schieferungen.

3.1.3. Lockergesteine

Die Kartierung zeigt, dass ein großer Teil der Oberfläche des Untersuchungsgebietes von Lockergesteinen bedeckt ist, abgesehen von Aufschlüssen, die hauptsächlich durch Straßenbau oder die Präsenz von Bächen freigelegt wurden. Diese Lockergesteine bestehen vorwiegend aus fluvioglazialen Sedimenten, Moränenablagerungen (undifferenziert), Sedimenten der (Eis)-Randterrassen, Murensedimenten innerhalb der Inntalterrassensedimente sowie spätglaziale Kiese und lokal fluviatile Kiese (Abbildung 3-4). Die Roßkogel-Hocheder-Gruppe wurde eiszeitlich überprägt. Dies ist einerseits auf Grund der aktuellen Morphologie und andererseits auf Grund unterschiedlicher glazialer Sedimente erkennbar.

Moser et al. (2011) beschreiben in der geologischen Karte von Axams die Lockergesteine in den steilen Teilen um Enterbach im Westen des Untersuchungsgebiets als Sedimente der (Eis-) Randterrasse (Abbildung 3-4).

Die Moränensedimente sind teilweise noch in ihrer ursprünglichen Wallform erhalten. Zusammen mit fossilen Schutt- und Schwemmkegeln bilden sie Verebnungen, die bestimmend für die Lage der Inzinger Alm sind (Bunza, 1975).

Fluvioglaziale Sedimente

Die fluvioglazialen Sedimente erstrecken sich vom südwestlichen über den mittleren bis hin zum nordwestlichen Rand des Untersuchungsgebiets. Zudem treten sie besonders an den Hängen auf, die nach Norden und Nordwesten orientiert sind. Die Sedimente weisen Schrägschichtungen bzw. mittelgrob geschichtete Schichten (20 cm bis 60 cm) auf und zeigen wechselnde Lagerungen, bei denen Korngröße und Färbung variieren (Abbildung 3-4). Der Gesteinsinhalt stammt überwiegend aus dem Umgebungsgebiet und umfasst hauptsächlich eine sandige bis kiesige Matrix, in der Blöcke aus Amphibolit, Granatgneis sowie Staurolith- und granatführende Glimmerschiefer (siehe Abbildung 3-5) im Dezimeter- bis Meterbereich eingelagert sind. Hervorstehende Gesteine könnten sich als noch größere Blöcke erweisen oder als Härtlinge, die sich anhand des Rundungsgrades gut von Moränenmaterial unterscheiden lassen. Die Lagerungsdichte der Sedimente wurde basierend auf der Abschätzung nach ÖNORM B 4400-1 (2010) mitteldicht bis dicht eingestuft. Die grobkörnigen Komponenten haben überwiegend eine kubische Kornform und zeigen einen Rundungsgrad von kantig bis gerundet mit rauer Oberfläche.

Die feinkörnigen Anteile sind hell- bis dunkelgrau. Die größeren Komponenten hingegen variieren in ihren Farben und zeigen eine Palette von Schwarz und Dunkelgrün bis hin zu Braun- und Grautönen.

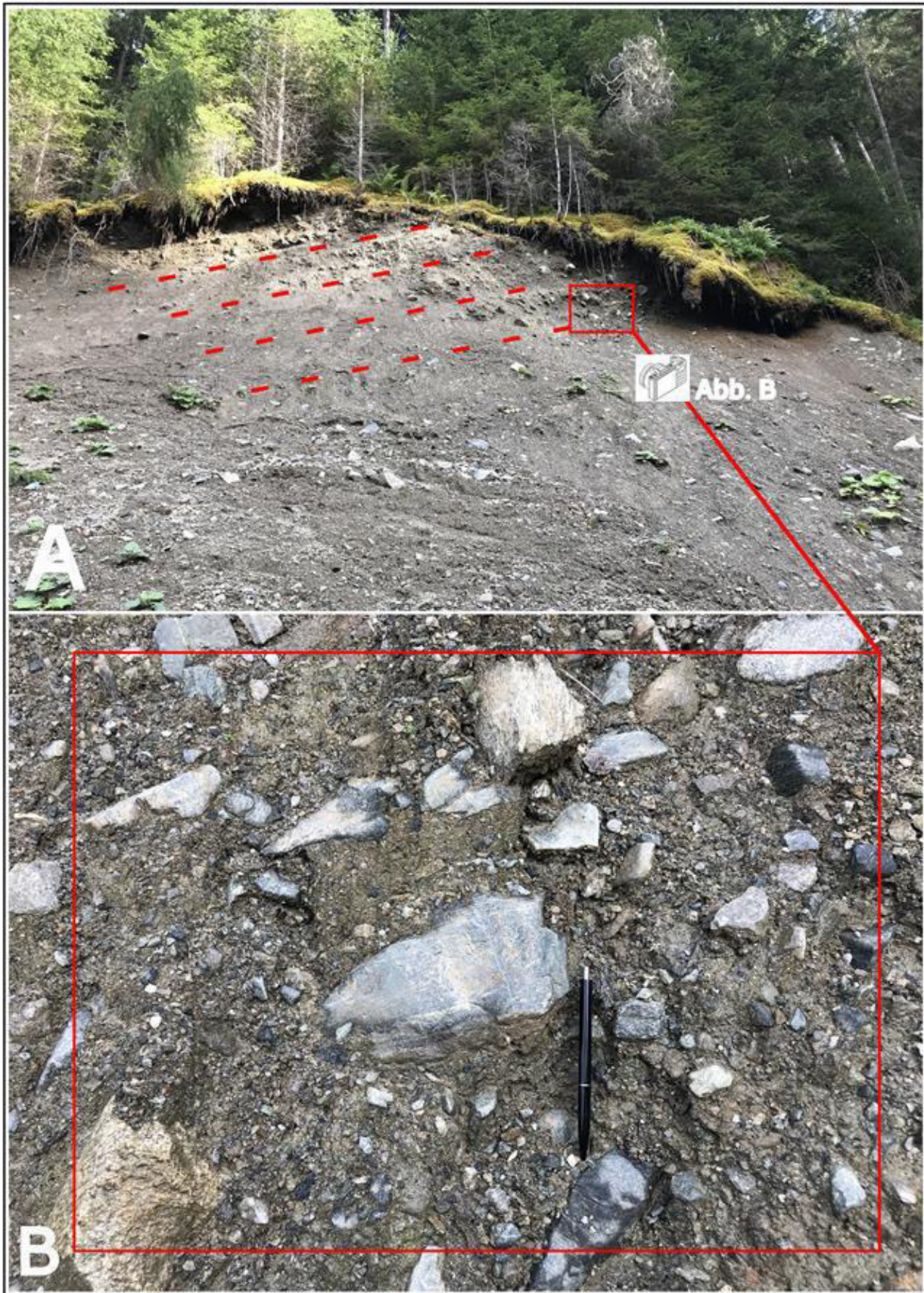


Abbildung 3-4: Fluvioglaziale Sedimente beim Aufschluss 35: **A).** Schrägschichtungen bzw. mittelgrob geschichtete Schichten mit wechselnden Lagerungen. Die Kamerasymbole markieren die Aufnahmeorte des umrandeten Bereichs B. **B)** Detailansicht mit Darstellung der sandig bis kiesige Matrix und eingelagerten Blöcken und Steinen aus Amphibolit, Granatgneis sowie Staurolith- und granatführendem Glimmerschiefer.

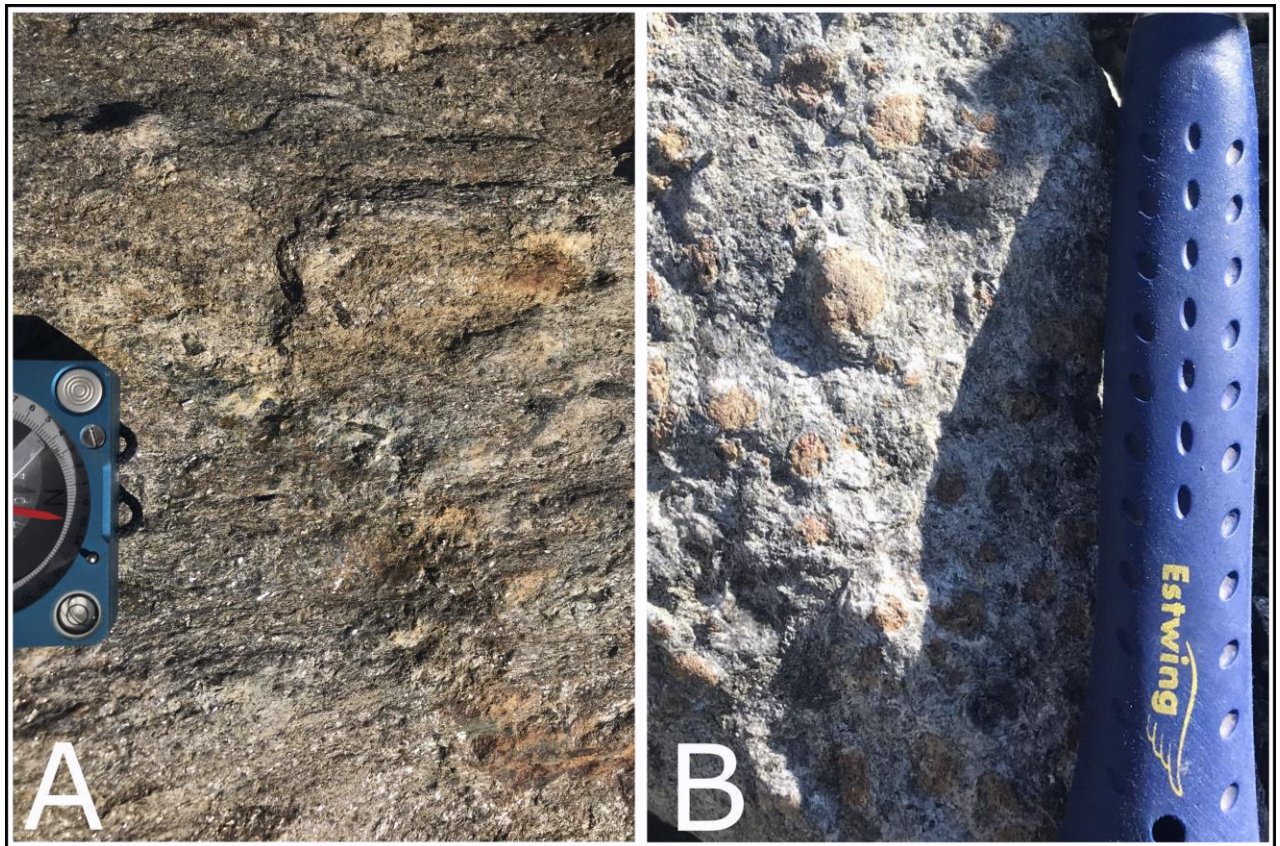


Abbildung 3-5: Grobkomponenten der fluvioglazialen Sedimente. A) Staurolith- und granatführender Glimmerschiefer B) Granatgneis.

Moräne (undifferenziert, auch umgelagert)

Moränensedimente befinden sich am südöstlichen Rand des Untersuchungsgebiets. Basierend auf den Geländebeobachtungen und der Kartierung deutet vieles darauf hin, dass ein beträchtlicher Teil des Lockergesteins, insbesondere im Ost-Südost-Bereich, glazialen Ursprungs ist und von Moränensedimenten bedeckt wird. Die Moränen sind besonders ausgeprägt in den Bereichen mit geringerem Gefälle.

Die Moräne ist als glazigener Diamiktit (Abbildung 3-6) zu charakterisieren. Die Geländebeobachtungen zeigen signifikante Unterschiede zwischen den Festgesteinen des Untersuchungsgebiets und den Gesteinskomponenten, die in den Moränensedimenten enthalten sind. Während im Untersuchungsgebiet hauptsächlich Glimmerschiefer und Albitblastenschiefer vorherrschen, weisen die Moränensedimente eine größere Vielfalt an Gesteinskomponenten auf, darunter Amphibolit, Granatgneis sowie Staurolith- und granatführende Glimmerschiefer. Diese ortsfremden Gesteinsarten stammen nicht aus dem Untersuchungsgebiet selbst, sondern wurden durch Gletschererosion abgetragen und durch den Gletscher transportiert.

Die Lagerungsdichte der Sedimente wurde basierend auf einer Abschätzung nach ÖNORM B 4400-1 (2010) (BS 5930-2015) locker bis mitteldicht eingestuft. und besitzen eine dunkelgraue bis dunkelbraune, sandig bis kiesige glimmerhaltige Matrix, in der Steine und Blöcke im Zentimeter- bis Meterbereich eingelagert sind. Im oberen Teil des Mittellaufs wird diese feste Schicht hauptsächlich im Talinneren von jungdiluvialen Moränen aus der Würm-

Kaltzeit und den entsprechenden Rückzugsstadien überdeckt. Diese diluvialen Lockermassen bleiben in sehr steilen Abrissflächen stabil stehen, solange kein Wasserzusatz vorhanden ist (Hübl et al., 2007). Entsprechend Hübl et al. (2007) bestehen diese Sedimente aus spätglazialen und fluviatilen Kiesen sowie aus Feinsanden und kiesigen Sanden des Inns. In der geologischen Karte von Axams wurde auch dieser Teil der Region von Moser (2011) als Moräne erfasst.

Gemäß Bunza (1975) bestehen die hochgelegenen, unterschiedlich geformten Sedimente der Talfüllungen in Inzing hauptsächlich aus Schutt- und Schwemmmaterial, teilweise auch aus Moränenmaterial.



Abbildung 3-6: Sedimente der Moräne im Untersuchungsgebiet

3.2. Korngrößenanalyse der Rutschungssedimente

Die im Gelände entnommenen Proben im Bereich der Rutschung wurden im Labor, wie in Abschnitt 2.6 beschrieben, weiter untersucht. Die Einwaage der Proben wurde entsprechend des Wassergehalts korrigiert und die prozentualen Anteile der einzelnen Korngrößenfraktionen wurden berechnet. Die Ergebnisse sind im Anhang B 12 dargestellt. Die Masseanteile der Fraktionen, sowohl für den Feinboden als auch für den Grobboden und Korngrößenverteilungssummenkurven und Balkendiagrammen (siehe Anhang B) ausgewertet und visualisiert. Die Korngrößenverteilung kann aus einer Summenkurve abgelesen werden, wodurch der Anteil an der Gesamtprobe einer bestimmten Bodengruppe

in Prozent (Tabelle 3-1) bestimmt wird. Zur Erstellung einer Summenkurve werden die prozentualen Anteile der einzelnen Korngrößenfraktionen aus der Korngrößenanalyse verwendet und aufgetragen. Für diese Studie wurden die Korngrößen in Mikrometern (μm) gemessen und anschließend wurden Summenkurven der Korngrößenverteilung erstellt, um die Verteilung der Korngrößen visuell darzustellen.

Tabelle 3-1: Masseanteile der Fraktionen für die Feinkörnigen- und grobkörnigen Materialien

	Probe Nr.	20196	20197	20198	20199	20200
KG-Klasse	mm/μ	%	%	%	%	%
> 63 mm	> 63 mm	5,0	2,2	3,6	9,9	10,3
31,5-63	63-31,5 mm	18,0	8,0	14,3	11,0	14,2
16-31,5	31,5-16 mm	11,4	17,3	10,5	10,2	9,9
8-16	6-8 mm	9,8	13,7	8,6	10,2	9,2
4-8	8-4 mm	9,5	10,7	9,6	10,0	9,0
2-4	4-2mm	8,5	8,0	9,2	9,6	8,4
gS	2mm-630 μ	16,5	19,1	16,4	15,8	14,0
mS	630-200 μ	6,1	7,9	7,0	4,9	7,0
fS	200-63 μ	6,5	7,2	10,1	6,1	8,6
gU	63-20 μ	3,0	2,2	4,7	4,1	3,4
mU	20-6,3 μ	1,6	0,9	1,6	2,1	1,4
fU	6,3-2 μ	1,6	0,9	1,4	2,2	1,6
gT	2-0,63 μ	0,9	0,8	0,9	1,3	1,1
mT	0,63-0,2 μ	0,7	0,6	0,9	1,1	0,8
fT	< 0,2 μ	0,9	0,5	1,2	1,6	1,0
Summe		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Die Korngrößenverteilung der Proben 20196 bis 20200 zeigt eine überwiegend grobkörnige Zusammensetzung (Tabelle 3-2).

Tabelle 3-2: Prozentanteile der Korngrößenfraktionen für jede Probe

	Bodengruppe	Ton (%)	Schluff (%)	Sand (%)	Kies (%)	größer als 63mm
Proben	20196	2,5	6,2	29,0	57,2	5,0
	20197	1,9	4,0	34,2	57,7	2,2
	20198	2,9	7,8	33,5	52,2	3,6
	20199	4,0	8,4	26,8	51,0	9,9
	20200	2,9	6,5	29,6	50,7	10,3

Bei der Analyse der kumulierten Masseanteile zeigt sich für Probe 20196 ein kontinuierlicher Anstieg von sehr feinen Korngrößen (< 0,2 μm) bis zu dem grobkörnigen Anteil (> 63 mm). Die Summenkurve verläuft relativ stabil und weist auf eine moderate Heterogenität hin. Die Kurve steigt steiler im Bereich der groben Korngrößen an und erreicht einen höheren kumulierten Prozentsatz in diesen Bereichen. Probe 20198 zeigt einen merklichen Anstieg des Feinkornanteils, jedoch mit einer geringen Steigung der Kurve, wobei die Verteilung grobkörnig bleibt, aber signifikant feinkörnige Anteile aufweist. Probe 20197 hingegen weist einen stark ausgeprägten Anteil an grobkörnigem Material auf. Die Kurve zeigt eine große

Steigung bei den groben Korngrößen und eine geringe Steigung bei den feinen Korngrößen. Die Kurve für Probe 20200 folgt einer ähnlichen Tendenz wie die von Probe 20199, zeigt jedoch etwas wenige Feinkornanteile, insbesondere im Bereich um 2 μm . Die Probe 20196 zeigt beispielsweise einen Massenanteil von 15,2% bei einer Korngröße von 200 μm und einen Anteil von 8,7% bei 63 μm . Im Vergleich dazu weist die Probe 20199 bei denselben Korngrößenanteilen höhere Werte auf (18,5% und 12,3%).

Der Feinkornanteil, definiert als der Anteil der Körnung unter 63 μm , variiert zwischen den Proben. Probe 20196 weist beispielsweise einen Feinkornanteil von 15,2% auf, während Probe 20199 einen Anteil von 18,5% zeigt.

Die analysierten Proben zeigen eine Konsistenz in der Korngrößenverteilung, wobei alle Proben einen signifikanten Anteil grober Partikel aufweisen. Materialien mit höheren Feinkornanteilen neigen dazu, weniger durchlässig zu sein und können bei Wassersättigung stärker zu Instabilitäten neigen. Je nach Feinkornanteil kann daher mit einer unterschiedlichen Reaktion auf äußere Einflüsse gerechnet werden, wie etwa bei Niederschlägen.

Die Proben wurden gemäß der ÖNORM B 4400-1 (2010) beschrieben, die festlegt, dass Bodenarten anhand ihrer Haupt- und Nebenanteile klassifiziert werden:

- Die Probe 20196 besteht überwiegend aus Kies und wird als Kies; sandig, schwach steinig, schwach schluffig, sehr gering tonig bezeichnet ($\text{cl'' si' co' sa Gr}$).
- In der Probe 20197 bildet der Kies ebenfalls den Hauptanteil, wobei der Sandanteil als „stark“ ausgeprägt ist. Diese Probe wird als Kies; stark sandig, sehr gering schluffig bezeichnet ($\text{si'' } \bar{\text{sa Gr}}$).
- Die Probe 20198 zeigt einen dominanten Kiesanteil mit starkem Sandanteil und schwach Schluffig. Der Tonanteil ist sehr gering. Daher lautet die Bezeichnung: Kies; stark sandig, schwach schluffig, sehr gering tonig ($\text{cl'' si' } \bar{\text{sa Gr}}$).
- Die Probe 20199 besteht aus sandigem Kies mit schwachen Anteilen an Steinen und Schluff sowie einem sehr geringen Tonanteil. Diese Probe wird als: Kies; sandig, schwach steinig, schwach schluffig, sehr gering tonig bezeichnet ($\text{cl'' si' co' sa Gr}$).
- Abschließend zeigt die fünfte Probe (20200) ebenfalls einen dominanten Kiesanteil, jedoch mit Steinanteil, schwach Schluffig und sehr geringem Tonanteil. Die Bezeichnung lautet: Kies; sandig, steinig, schwach schluffig, sehr gering tonig (cl'' si' co sa Gr).

Außerdem wurde die Bodenart (für alle Proben) gemäß Nichols (2009) anhand der Werte in ein Texturdreiecksdiagramm eingetragen und als "schluffig sandige Kiese" klassifiziert. Die nachfolgenden Ergebnisse stammen aus diesen Korngrößenanalysen der Rutschungssedimente.

Zudem wurden aus den Summenkurven die Parameter der Ungleichförmigkeitszahl C_u und der Krümmungszahl C_c berechnet, um die Gleichförmigkeit und die Krümmung der Verteilung zu bewerten. Diese Parameter wurden gemäß den folgenden Formeln (ÖNORM B 4400-1, 2010) berechnet, und die Ergebnisse sind in Tabelle 3-3 dargestellt:

Tabelle 3-3: Die Korngrößenverteilung (Körnungsaufbau)

Probe	d ₁₀ (µm)	d ₃₀ (µm)	d ₆₀ (µm)	Cu	Cc
20196	80	1.280	10.600	132,5	1,93
20197	140	1.270	8.600	61,4	1,34
20198	56	810	6.800	121,4	1,72
20199	35	1.135	8.750	250,0	4,21
20200	76	1.120	11.150	146,7	1,48

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

$$C_c = \frac{(d_{30})^2}{d_{60} \times d_{10}}$$

Dabei steht d₆₀, d₃₀ und d₁₀ für die Korndurchmesser, bei denen 60%, 30% und 10% des Probenmaterials feiner sind als der angegebene Wert. Die Ergebnisse der Körnungslinienanalyse gemäß ÖNORM B 4400-1 (2010) zeigen, dass die Proben 20196, 20197, 20198 und 20200 aufgrund ihrer hohen Ungleichförmigkeitszahlen (Cu > 15) und Krümmungszahlen (Cc zwischen 1 und 3) als weitgestuft klassifiziert werden. Die Probe 20199 hingegen weist eine Krümmungszahl außerhalb des üblichen Bereichs auf und wird daher als intermittierend gestuft eingestuft.

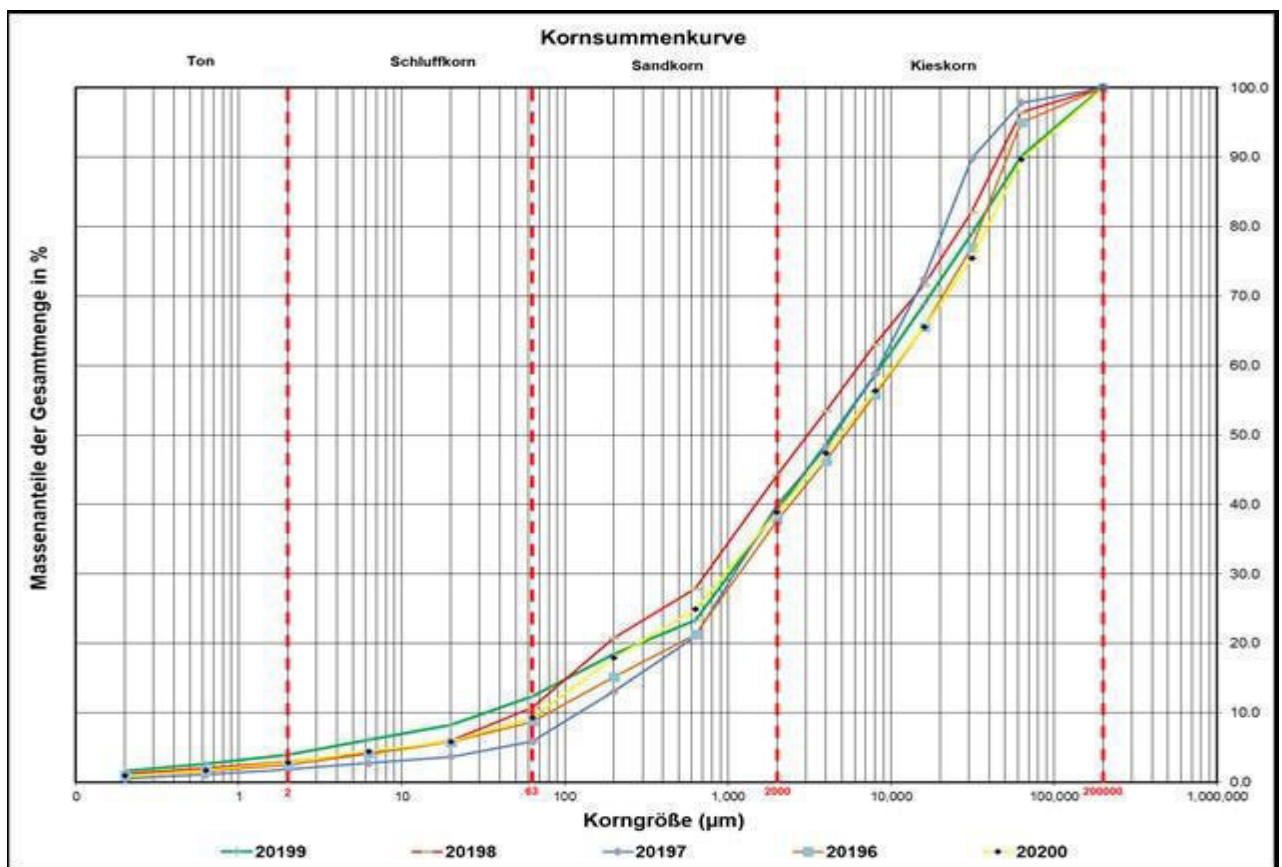


Abbildung 3-7: Summenkurve der Korngrößenverteilung für alle Proben

3.3. Gesamt- und Tonmineralogie der Rutschungssedimente

3.3.1. Gesamtmineralogie

Die vorliegende Analyse widmet sich der mineralogischen Charakterisierung der Proben mittels Röntgendiffraktometrie (XRD). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Form von zwei Diagrammen dargestellt, welche jeweils die mineralogische Zusammensetzung der Proben repräsentieren. Die Probe wurde zweimal analysiert: einmal unter Berücksichtigung des Anteils kleiner als 4 mm und einmal unter Einbeziehung der gesamten Probe.

Die vorliegenden Ergebnisse verdeutlichen die mineralogische Vielfalt der Proben in Abhängigkeit von der Korngrößenverteilung und liefern wertvolle Einblicke in die unterschiedlichen Bestandteile des analysierten Materials.

Die Unterschiede zwischen den beiden Analysen lassen sich auf die unterschiedliche Probenvorbereitung zurückführen. Ein Vergleich der beiden Tests zeigt, dass die mineralogische Zusammensetzung je nach Probenvorbereitung variieren kann. Dies könnte auf unterschiedliche Verteilungen der Mineralphasen in den verschiedenen Korngrößen zurückzuführen sein. Solche Variationen können wichtige Erkenntnisse über die Zusammensetzung und die geologische Entstehung der Probe liefern. Insgesamt sind die Abweichungen zwischen den beiden Analysen geringfügig. Prozentanteilen der verschiedenen Minerale in jeder Probe können in der Tabelle 3-4 gesehen werden.

Tabelle 3-4: Prozentanteile der verschiedenen Minerale in jeder Probe

Probe N.		Quarz (%)	Albit (%)	Clinochlor (%)	Hornblende (%)	Muskovit (%)	Biotit (%)	Orthoklas (%)
20196	gesamt	36	35	5	6	8	4	6
	< 4 mm	35	32	5	4	8	5	11
20197	gesamt	41	27	5	7	8	7	5
	< 4 mm	43	25	6	7	12	5	2
20198	gesamt	40	34	4	5	5	7	5
	< 4 mm	43	32	5	4	8	4	4
20199	gesamt	39	33	6	6	6	5	5
	< 4 mm	40	32	5	6	7	7	3
20200	gesamt	33	28	14	2	9	6	8
	< 4 mm	38	29	9	4	12	4	4
20295 (das Handstück)		41	36	11	0,0	6	4	2

Die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Proben zeigt Variationen in den Anteilen der einzelnen Minerale. Darüber hinaus offenbaren die Daten auffälliger Weise, dass die Abweichungen in den prozentualen Anteilen der Minerale zwischen den Proben insgesamt nicht signifikant sind (Abbildung 3-8). Dies lässt Rückschlüsse auf die enge räumliche Nähe der Proben zueinander sowie ihre nahezu identische geologische Herkunft zu.

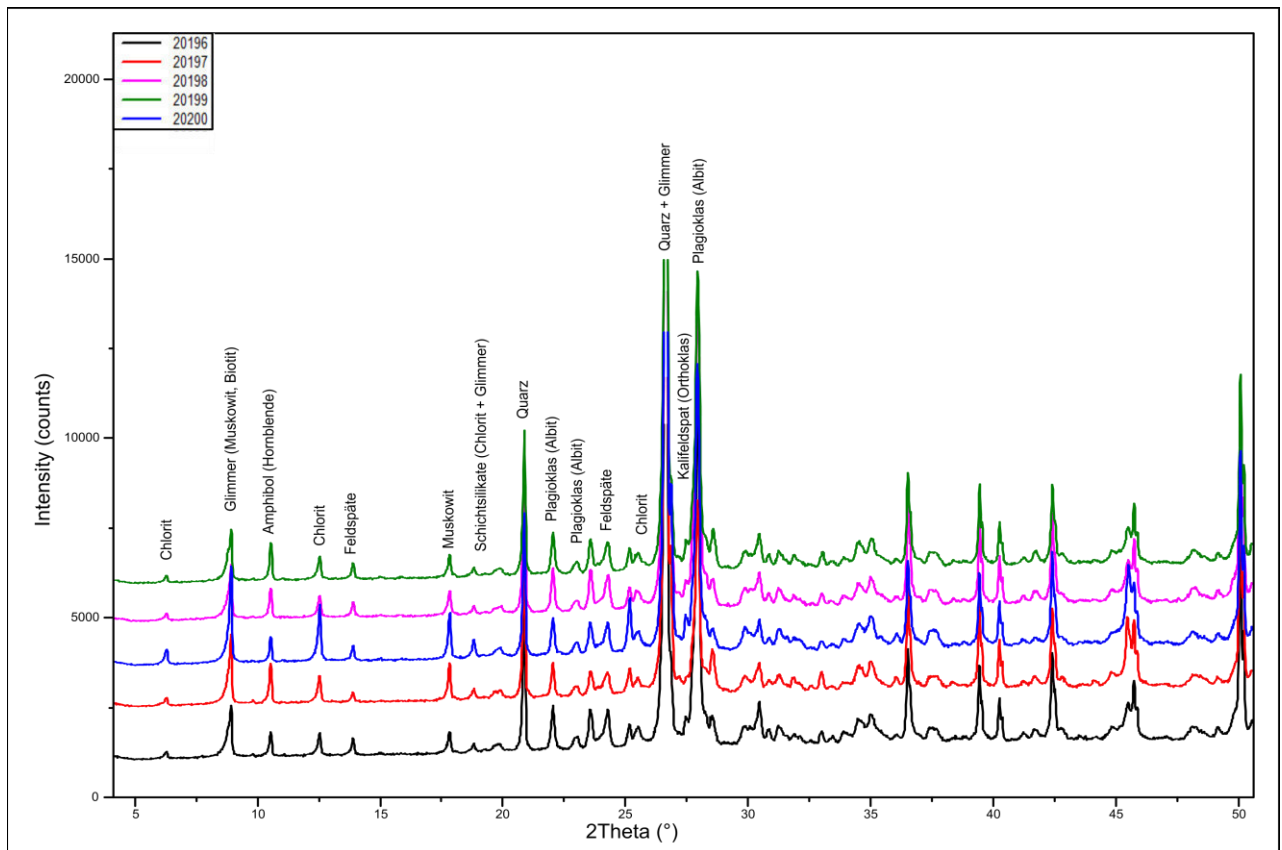


Abbildung 3-8: Diagramme der XRD-Analyse der Proben

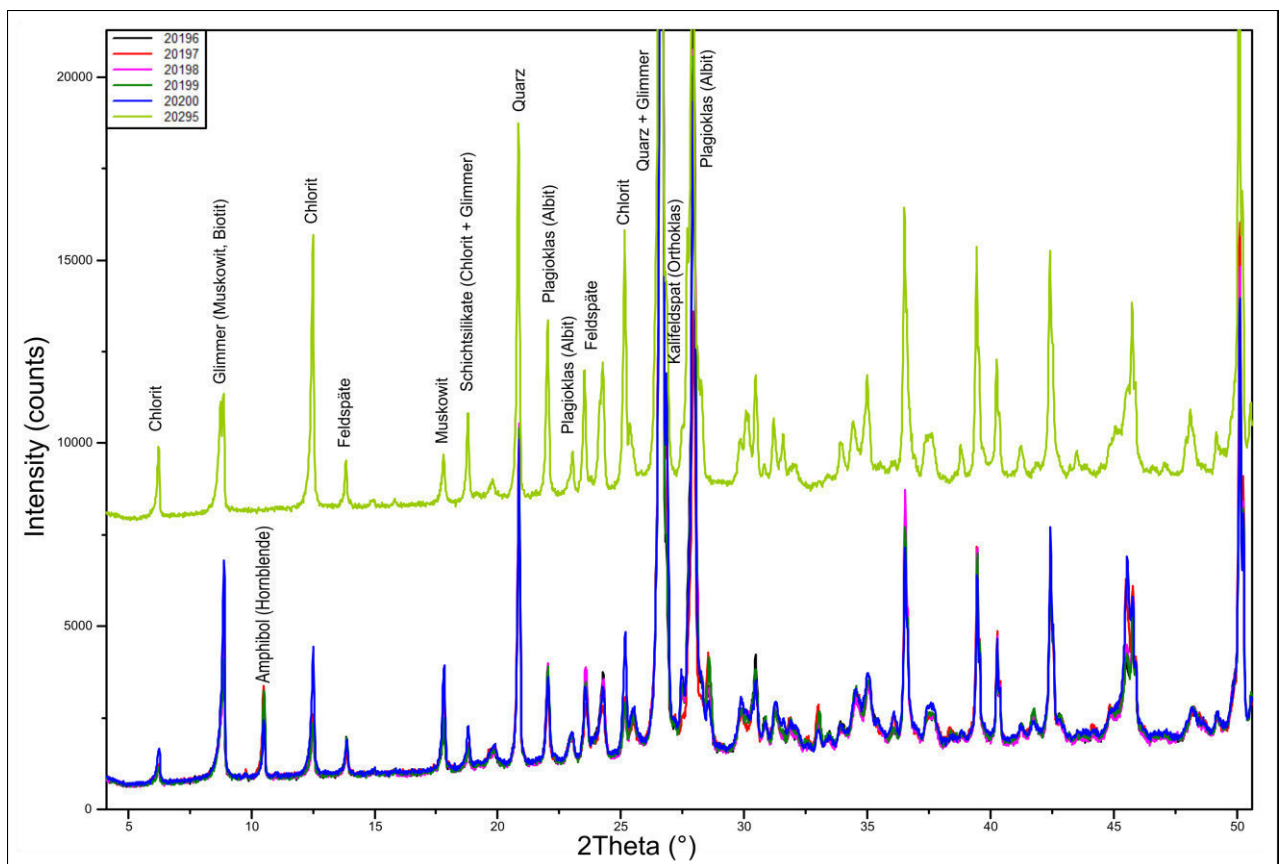


Abbildung 3-9: XRD-Diagramme der Proben im Vergleich zum Handstück (Probe N. 20295)

Handstück (Probe 20295): Die Probe wurde mittels Röntgendiffraktometrie (XRD) analysiert. Die XRD-Analyse ergab eine mineralogische Zusammensetzung von 41% Quarz, 36% Albit, 11% Clinochlor, 6% Muskovit, 4% Biotit und 2% Alkali-Feldspat (Orthoklas).

Im Gegensatz zu den anderen Proben enthält das Handstück 20295 keinen Amphibol (Hornblende) (siehe Abbildung 3-9).

Darüber hinaus sind im Diagramm Peaks für Chlorit, Biotit und Muskovit erkennbar. Die Peaks für den kaliumhaltigen Feldspat (Kalifeldspat) und Plagioklas, zwei häufige Feldspäte, sind schwächer ausgeprägt, was darauf hinweist, dass sie in geringeren Konzentrationen im Gestein vorkommen.

Die Verteilung und Intensität der Peaks im XRD-Diagramm geben Aufschluss über die relative Menge und auch über die Kristallinität der identifizierten Minerale. Die dominante Komponente des Gesteins ist Quarz, gefolgt von Albit, das den zweitgrößten Anteil ausmacht. Chlorit, Muskovit, Biotit und Alkali-Feldspat sind in geringeren Mengen vorhanden. Diese Zusammensetzung deutet darauf hin, dass es sich um einen Albitblastenschiefer handeln könnte.

Probe 20196: Die XRD-Analyse der Teilprobe (kleiner als 4 mm) zeigte eine Zusammensetzung von 35% Quarz, 32% Albit, 5% Clinochlor, 4% Hornblende, 8% Muskovit und 5% Biotit und 11% Orthoklas.

Das Diagramm der XRD-Analyse der gesamten Probe (20196-G) zeigt eine vergleichbare, aber etwas abweichende Zusammensetzung. Hierbei wurden folgende Anteile ermittelt: 36% Quarz, 35% Albit, 5% Clinochlor, 6% Hornblende, 8% Muskovit, 4% Biotit und 6% Orthoklas.

Probe 20197: Die Probe (kleiner als 4 mm) setzt sich aus 43% Quarz, 25% Albit, 6% Clinochlor, 7% Hornblende, 12% Muskovit, 2% Orthoklas und 5% Biotit zusammen. Die Analyse der gesamten Probe ergab 40% Quarz, 27% Albit, 5% Clinochlor, 7% Hornblende, 8% Muskovit, 7% Biotit und 5% Orthoklas.

Probe 20198: Die XRD-Analyse der Teilprobe (kleiner als 4 mm) ergab 43% Quarz, 32% Albit, 5% Clinochlor, 4% Hornblende, 8% Muskovit, 4% Orthoklas und 4% Biotit. Für die gesamte Probe wurden 40% Quarz, 34% Albit, 4% Clinochlor, 5% Hornblende, 5% Muskovit, 7% Biotit und 5% Orthoklas ermittelt.

Probe 20199: Die XRD-Analyse der Teilprobe (kleiner als 4 mm) ergab eine Zusammensetzung von 40% Quarz, 32% Albit, 5% Clinochlor, 6% Hornblende, 7% Muskovit, 3% Orthoklas und 7% Biotit. Die Analyse der gesamten Probe zeigte 39% Quarz, 33% Albit, 6,1% Clinochlor, 6% Hornblende, 6% Muskovit, 5% Biotit und 5% Orthoklas.

Probe 20200: Die mineralogische Zusammensetzung der Teilprobe (kleiner als 4 mm) betrug 38% Quarz, 29% Albit, 9% Clinochlor, 4% Hornblende, 12% Muskovit, 4% Orthoklas und 4% Biotit. Für die gesamte Probe wurden 33% Quarz, 28% Albit, 14% Clinochlor, 2% Hornblende, 9% Muskovit, 6% Biotit und 8% Orthoklas ermittelt.

3.3.2. Tonmineralogie

Im Rahmen der Untersuchungen wurden alle fünf Proben auf Tonminerale analysiert, wobei die Anwesenheit von Illit und Chlorit in sämtlichen Proben festgestellt wurde. Die einheitliche Präsenz von Illit und Chlorit in allen Proben unterstreicht ihre bedeutende Rolle in der mineralogischen Zusammensetzung der analysierten Proben. Außerdem ist die Abwesenheit von quellfähigen Tonmineralen wie Smektit und Vermiculit in den Materialien der Rutschmasse von Bedeutung.

Die Diagramme zeigen eine Variation der Illit- und Chlorit-Anteile zwischen den verschiedenen Proben. In Probe 20196 ist ein höherer Illit-Anteil von 79% gegenüber einem Chlorit-Anteil von 21% zu verzeichnen. Dies könnte auf dominierende Verwitterungsprozesse oder bestimmte Diagenesebedingungen hinweisen, die zur Bildung von Illit geführt haben.

Probe 20197 weist einen ähnlichen Trend auf, wobei Illit mit 78% dominiert und Chlorit einen Anteil von 22% aufweist. Dieses Muster setzt sich in den Proben 20198, 20199 und 20200 fort (siehe Tabelle 3-5), wobei der Illit-Anteil abnimmt, während der Chlorit-Anteil zunimmt.

Tabelle 3-5: Anteil der Tonmineralien in den Proben

Probe	Illit (%)	Chlorit (%)
20196	79	21
20197	78	22
20198	73	27
20199	74	26
20200	70	30

Interessanterweise zeigen die Diagramme, dass die Unterschiede in den Prozentanteilen der Tonminerale zwischen den Proben insgesamt nicht signifikant sind. Dies könnte auf die enge räumliche Nähe der Proben zueinander sowie ihre nahezu gleiche geologische Herkunft hindeuten.

Insgesamt verdeutlichen die Röntgendiffraktogramme der Proben die feinen Variationen in der mineralogischen Zusammensetzung der Tonminerale in den Proben und bieten Einblicke in ihre gemeinsame geologische Entwicklung (siehe Abbildung 3-10 bis Abbildung 3-14).

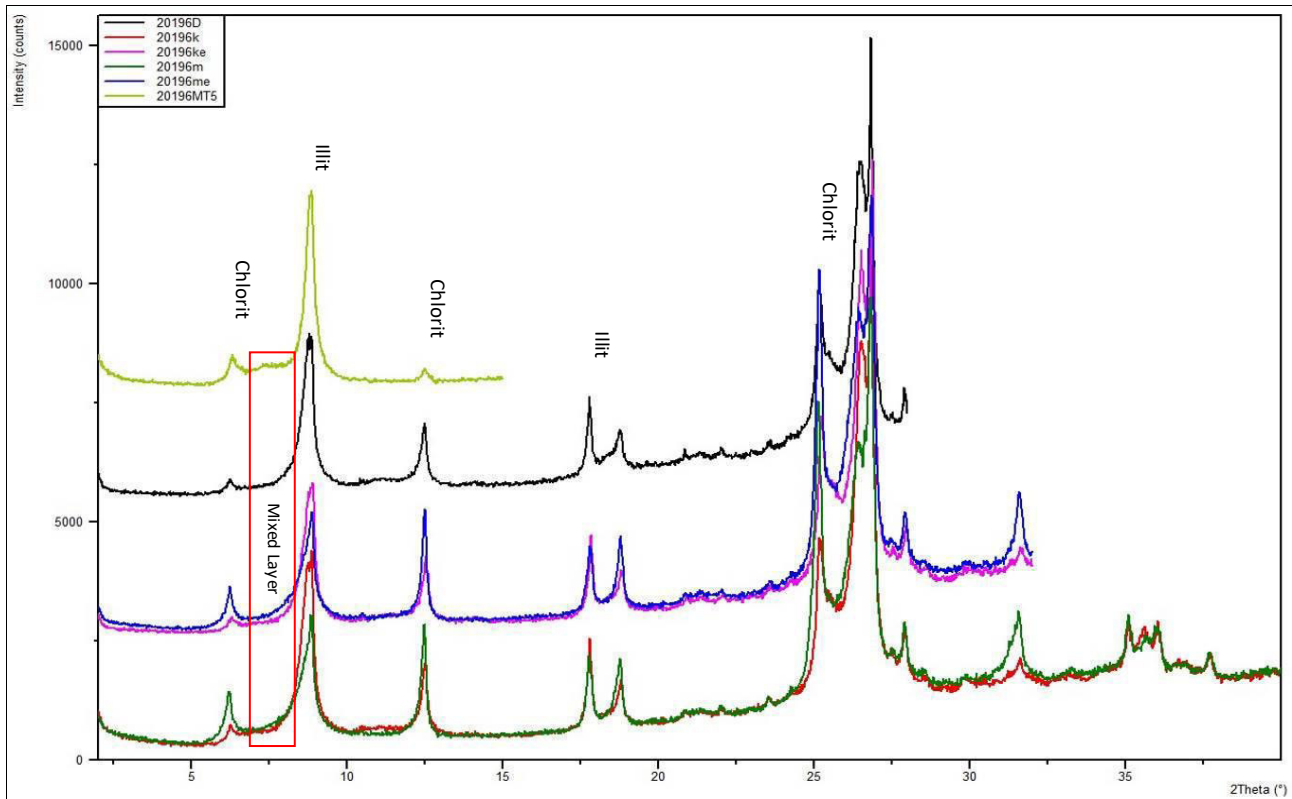


Abbildung 3-10: Röntgendiffraktogramme der Probe 20196 belegt mit Ethylenglykol, Kalium, Kalium und Ethylenglykol, Magnesium, Magnesium mit Ethylenglykol und bei 550 °C getempert.

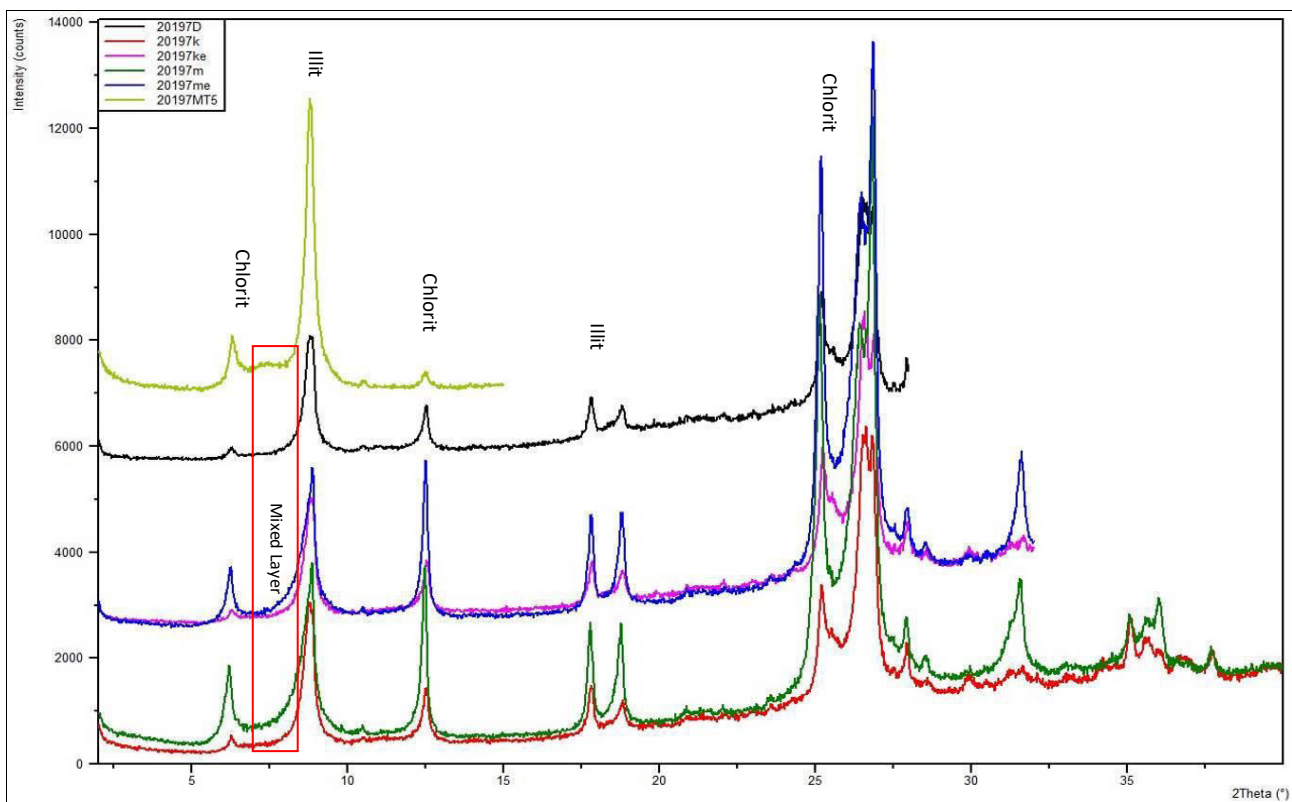


Abbildung 3-11: Röntgendiffraktogramme der Probe 20197 belegt mit Ethylenglykol, Kalium, Kalium und Ethylenglykol, Magnesium, Magnesium mit Ethylenglykol und bei 550 °C getempert.

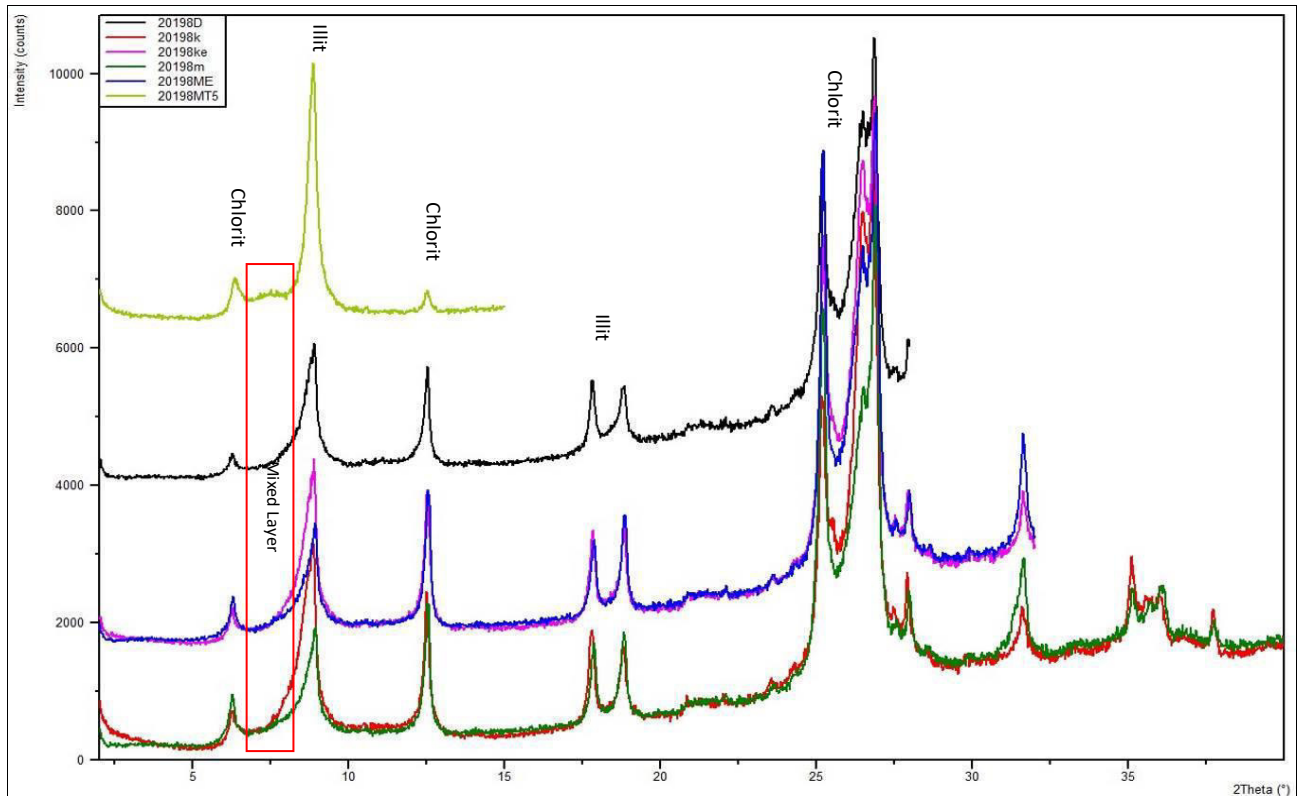


Abbildung 3-12: Röntgendiffraktogramme der Probe 20198 belegt mit Ethylenglykol, Kalium, Kalium und Ethylenglykol, Magnesium, Magnesium mit Ethylenglykol und bei 550 °C getempert.

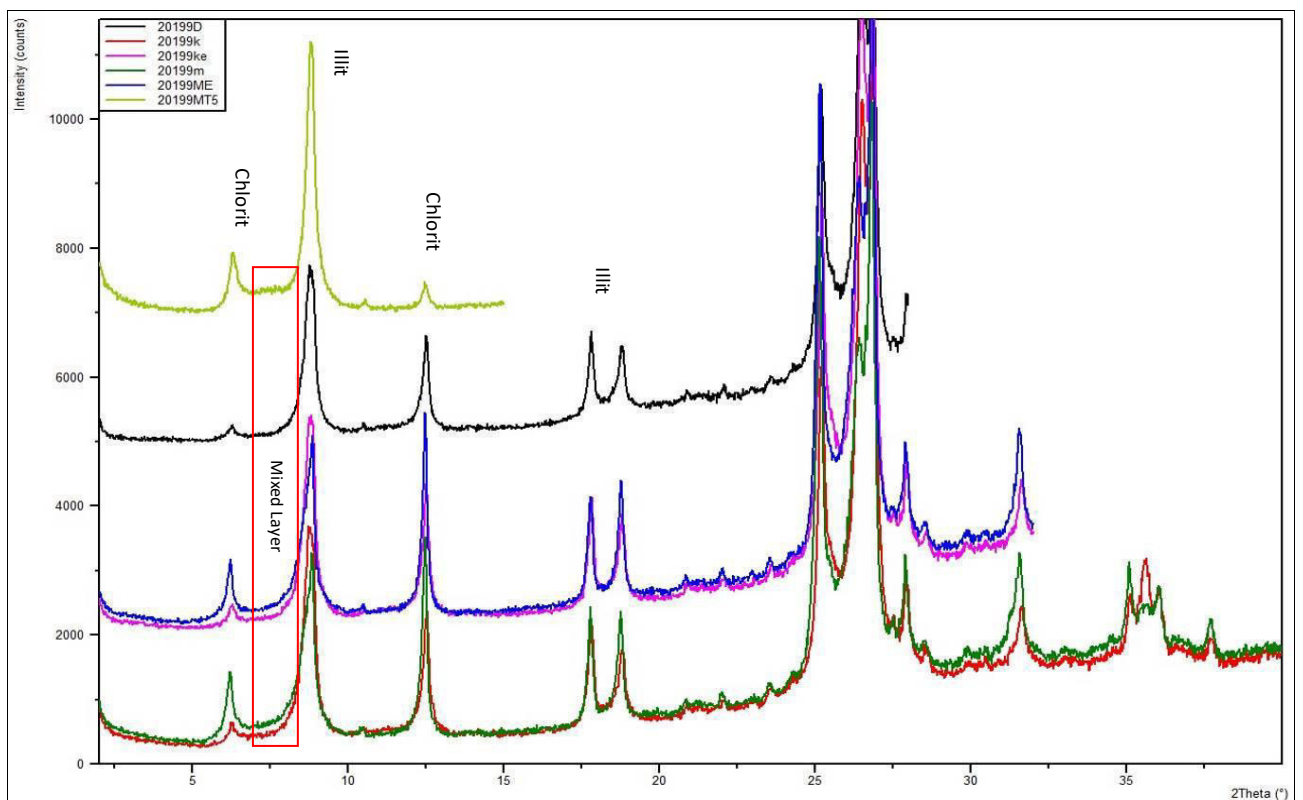


Abbildung 3-13: Röntgendiffraktogramme der Probe 20199 belegt mit Ethylenglykol, Kalium, Kalium und Ethylenglykol, Magnesium, Magnesium mit Ethylenglykol und bei 550 °C getempert.

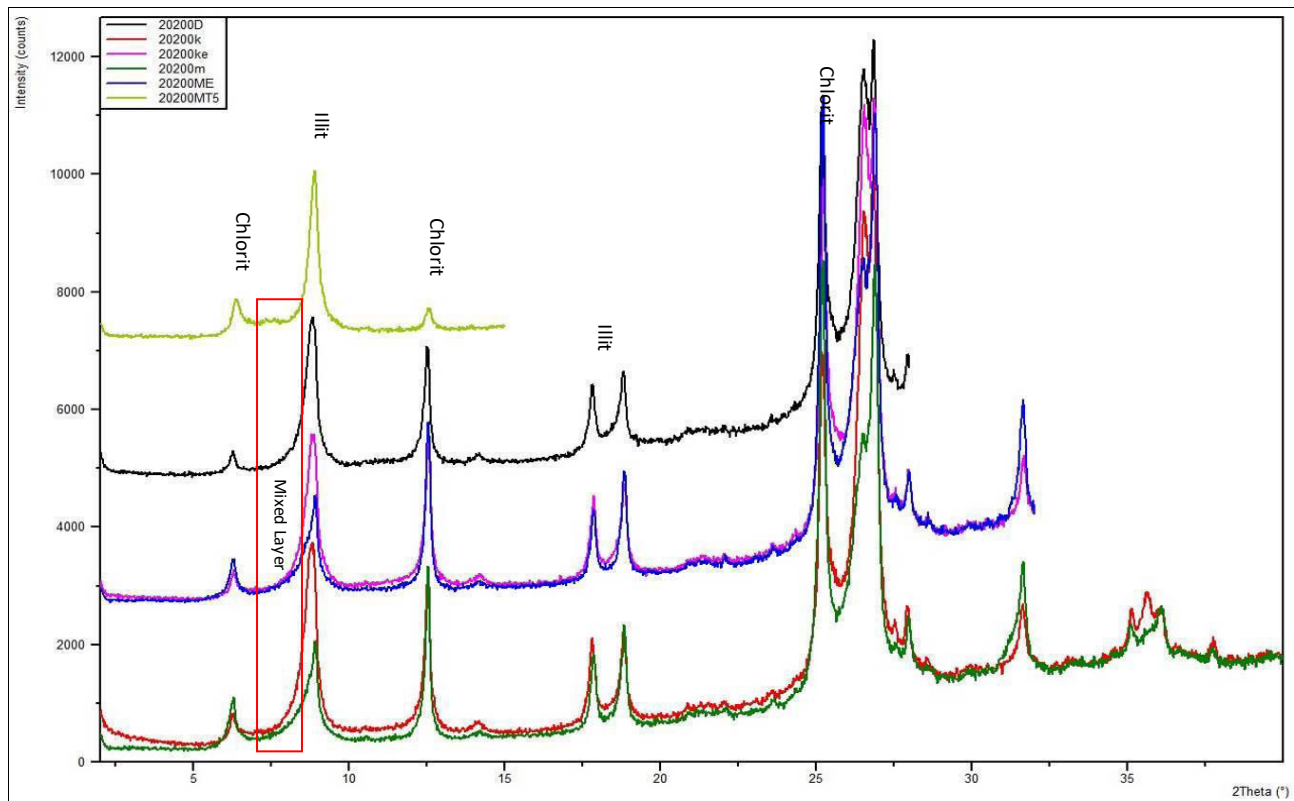


Abbildung 3-14: Röntgendiffraktogramme der Probe 20200 belegt mit Ethylenglykol, Kalium, und Ethylenglykol, Magnesium, Magnesium mit Ethylenglykol und bei 550 °C getempert.

3.4. Geologisch- kinematisches Modell (Profilschnitte)

Im Rahmen dieser Masterarbeit wurden zur Erstellung eines geologisch-kinematischen Modells vier Profilschnitte erstellt, die die räumliche Verteilung, die seitlichen Grenzen und Mächtigkeit visualisieren. Ein Längsprofil A-A' wurde in Fallrichtung des Hanges erstellt, während drei Querprofile B-B', C-C' und D-D' senkrecht dazu erstellt wurden (siehe Übersichtskarte auf Abbildung 3-15). Die Profilschnitte sind auch im Anhang A zu finden.

Als Grundlage für die Profilerstellung diente die geologisch-geomorphologische Kartierung im Maßstab 1:5000. Die basale Scherzone wurde in den Profilschnitten dargestellt und für die Volumenabschätzung durch das digitales Geländemodell (DGM) modelliert.

Profilschnitt A-A'

Das Längsprofil A-A' (Abbildung 3-16) erstreckt sich entlang einer nordwärts streichenden Linie von einer Höhe von 1.268 m ü.A. bis zu einer Höhe von 1.397 m ü.A. Auf Grundlage der Geometrie der Rutschung, die eine Fallhöhe (H) von 129 m (1.397 m–1.268 m) und eine Auslauflänge (L) von 293 m aufweist, wurde ein Fahrböschungswinkel von $23,8^\circ$ sowie ein H/L-Verhältnis von 0,44 berechnet. Der geologische Aufbau und die Analyse der topographischen Veränderungen basieren auf dem Vergleich von Orthofotos aus dem Jahr 2013 (Land Tirol (TIRIS), 2013) sowie digitalen Geländemodellen (DGM) aus den Jahren 2007 (Land Tirol (TIRIS), 2007) und 2017 (Land Tirol (TIRIS), 2017), die bereitgestellt wurden. Diese Daten zeigen, dass sich die Hauptabbrisskante des Hanges im Jahr 2013 eine Höhe von 1.397 m ü.A. aufwies und sich aufgrund von fortschreitenden Erosionsprozessen bis 2017 auf 1.400 m zurückverlagert hat. Das Profil zeigt verschiedene geologische Einheiten, die den Hang prägen und die Hangbewegung beeinflussen. Die Basis des Profils besteht aus dem stabilen Festgestein, die die unteren Hangbereiche dominiert, während sich darüber fluvioglaziale Sedimente erstrecken. Es wird vermutet, dass die basale Scherzone im oberen Abschnitt des Hanges in diesen Sedimenten liegt und im unteren Abschnitt auf der Grenzfläche zwischen Fest- und Lockergestein liegt.

Das Profil A-A' gliedert sich in verschiedenen typischen Einheiten von Rutschungen. Der obere Abschnitt bildet den Abrissbereich, in dem die Rutschung beginnt und die Abbruchkante durch Erosion zurückverlagert wird. Im mittleren Hangabschnitt, dem Transitbereich, wird das Material weiter transportiert. Schließlich bildet der untere Hangabschnitt den Hauptablagerungsbereich, in dem das abgerutschte Material akkumuliert und sich als Sedimentschicht ablagert.

Die Abbildung verdeutlicht die ursprüngliche Topographie des Hanges und zeigt die durch die Hangbewegung entstandenen Veränderungen. Die markanten Querschnitte B-B', C-C' und D-D' zeigen die variierende Mächtigkeit der Rutschmasse entlang des Profils.

Die ursprüngliche maximale Tiefe der neugebildeten basalen Scherzone beträgt in diesem Abschnitt etwa 6,5 m, Die aktuelle maximale Mächtigkeit der Rutschmasse beträgt etwa 3,7 m, mit einer mittleren Mächtigkeit von 2 bis 3 m entlang des Profilschnittes.

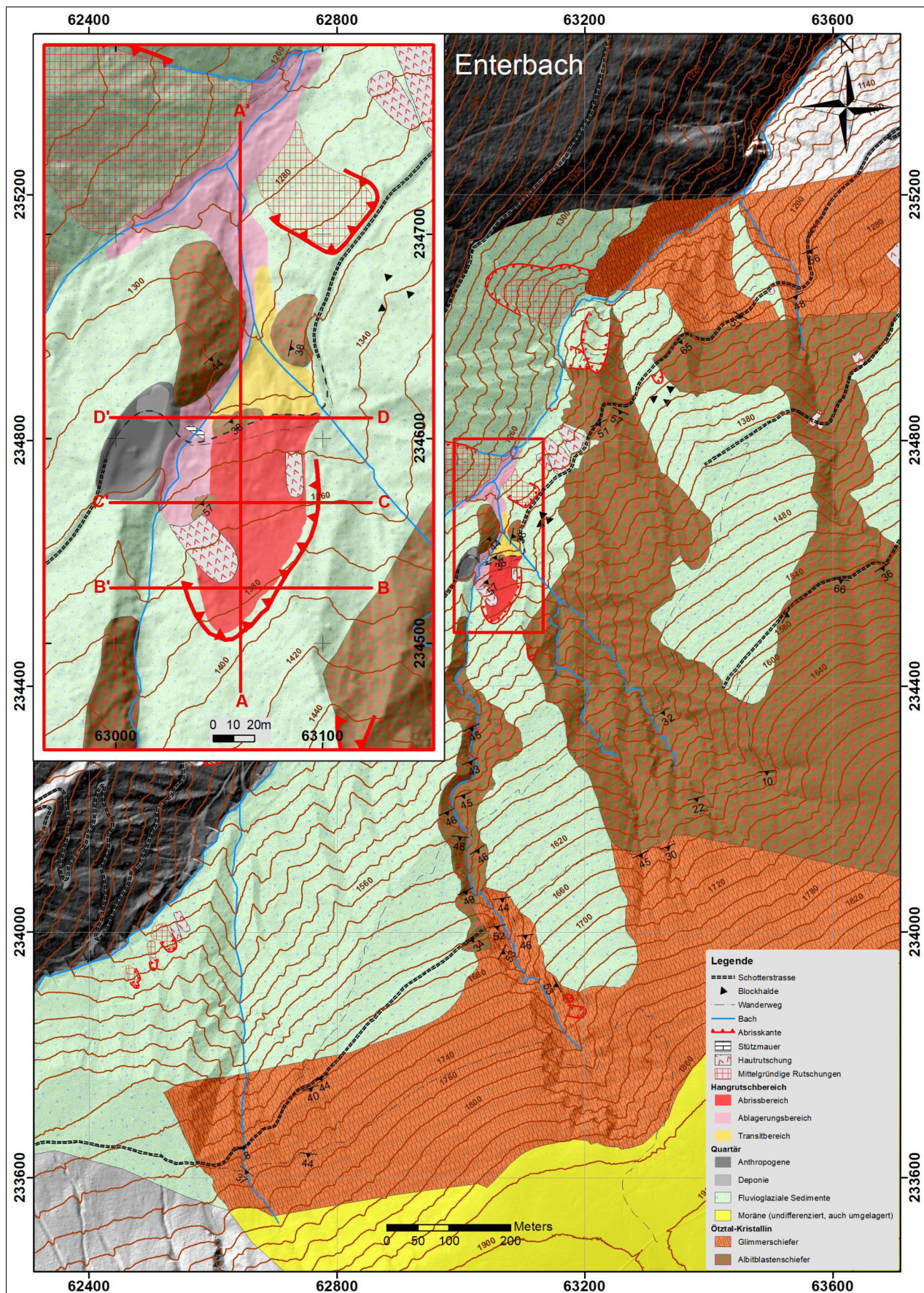


Abbildung 3-15: geologische Karte des Untersuchungsgebietes mit detailliertem Zoom auf den zentralen Rutschungsbereich.

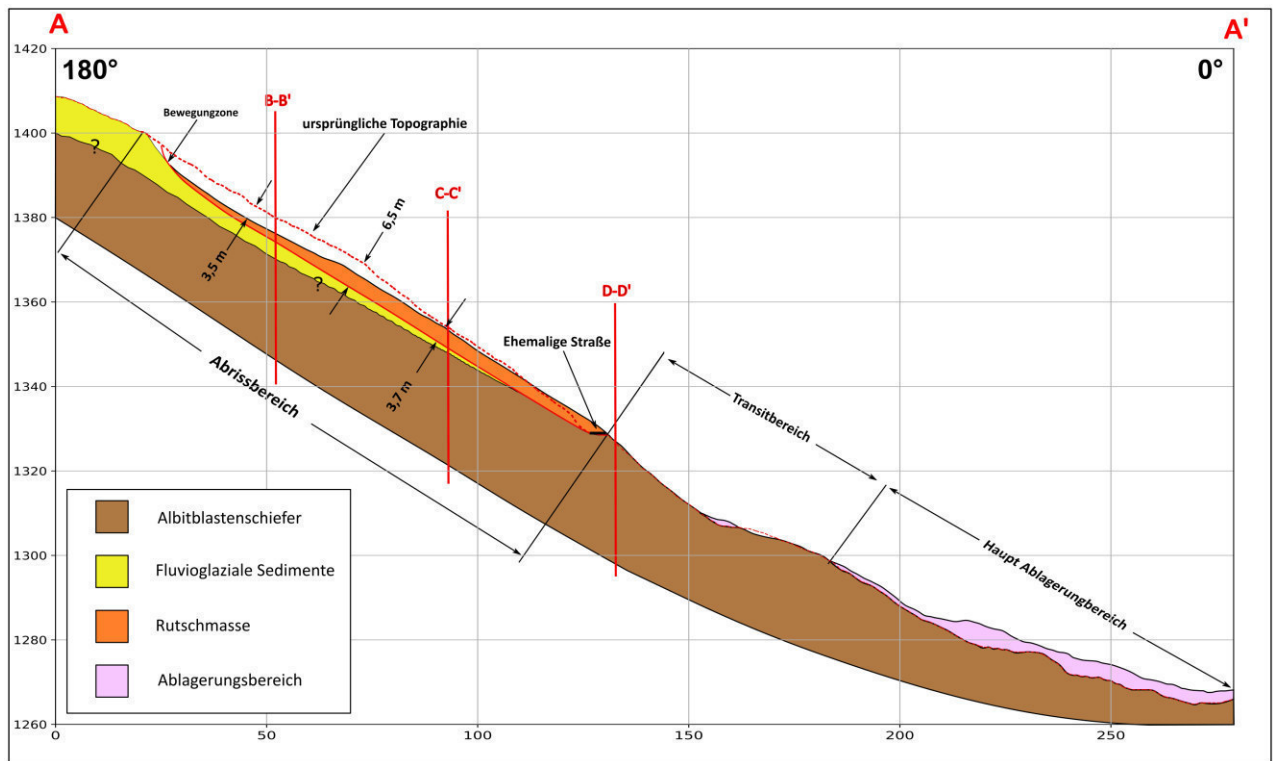


Abbildung 3-16: Profilschnitt A-A'

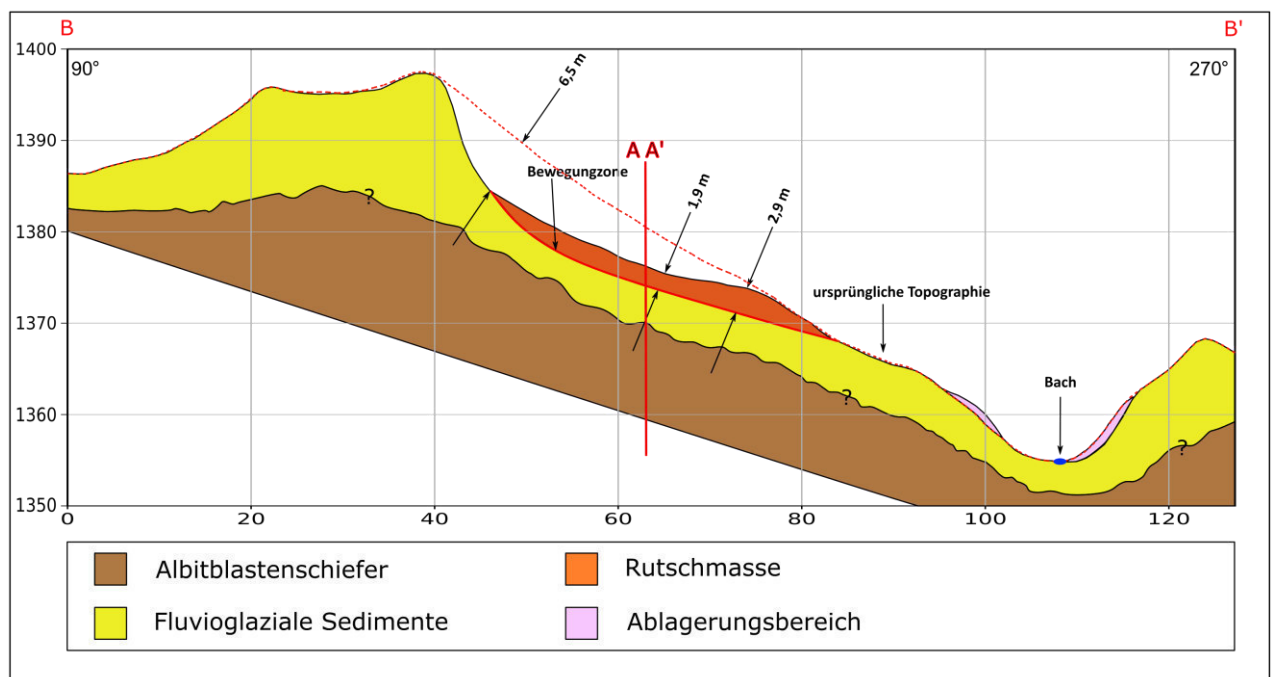


Abbildung 3-17: Profilschnitt B-B'

Profilschnitt B-B'

Das Querprofil B-B' (Abbildung 3-17) erstreckt sich über eine Höhenspanne von 1.355 m bis 1.397 m ü.A. und verläuft in Ost-West-Richtung, mit einer deutlichen Neigung von Südosten nach Nordwesten. Diese Neigung zeigt die Ausrichtung des Hanges und die Lage der Bewegungszone. Das Profil umfasst den Abrissbereich und den Transitbereich, in denen das Material entlang der Scherzone transportiert wird.

Innerhalb des Profils B-B' ist die basale Scherzone klar abgegrenzt und verläuft vollständig in den fluvioglazialen Sedimenten, die den oberen Hangbereich dominieren. Die ursprüngliche maximale Mächtigkeit der Rutschung beträgt in diesem Abschnitt etwa 6,5 m und verläuft entlang einer geneigten Fläche, die die Materialverlagerung begünstigt.

Die aktuelle maximale Mächtigkeit der Rutschmasse nach dem Ereignis beträgt etwa 2,9 m, mit einer minimalen Mächtigkeit von 1,9 m entlang des Profils. Die Rutschmasse bewegte sich entlang einer basalen Scherzone in den fluvioglazialen Sedimenten.

Die fluvioglazialen Sedimente bilden eine durchgehende Schicht entlang des Hanges und fungieren auch hier als Hauptgleitfläche für die Rutschmasse. Die Grenze zwischen dem Albitblastenschiefer und den fluvioglazialen Sedimenten ist vermutet und in der Abbildung durch Fragezeichen markiert.

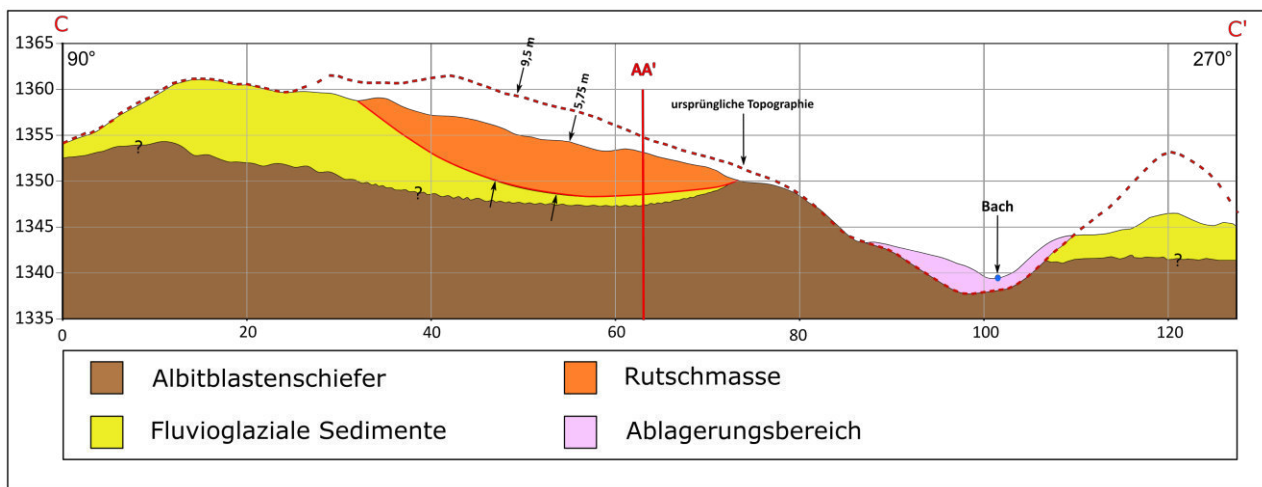


Abbildung 3-18: Profilschnitt C-C'

Profilschnitt C-C'

Das Querprofil C-C' (Abbildung 3-18) erstreckt sich über eine Höhenspanne von etwa 1.341 m bis 1.361 m ü.A. und verläuft in Ost-West-Richtung.

Im oberen Abschnitt des Profils dominieren fluvioglaziale Sedimente. Die Grenze zwischen den fluvioglazialen Sedimenten und dem Albitblastenschiefer ist vermutet und in der Abbildung durch Fragezeichen markiert. In den fluvioglazialen Sedimenten bildete sich die Hauptgleitfläche für die Rutschmasse und ursprüngliche Mächtigkeit bzw. maximale Tiefe der basalen Scherzone beträgt in diesem Profil etwa 9,5 m.

Die aktuelle maximale Mächtigkeit der Rutschmasse liegt bei etwa 5,75 m und ist entlang der Hangbewegungszone deutlich erkennbar. Die Rutschmasse bewegt sich entlang dieser Scherzone und überlagert die fluvioglazialen Sedimente, bevor sie im unteren Abschnitt des Profils in den Ablagerungsbereich übergeht.

Im rechten Teil des Profils befindet sich der Ablagerungsbereich, in dem das abgelagerte Material aus den oberen und mittleren Abschnitten des Hanges gesammelt wird. Dieser Bereich zeigt die Ablagerung des Materials, das sich von der ursprünglichen Topographie abgelöst hat, an einer Stelle, wo ein Bach fließt. Die ursprüngliche Topographie wird durch eine gestrichelte Linie dargestellt und zeigt die signifikanten Veränderungen, die durch die Hangbewegung und die Materialverlagerungen entstanden sind.

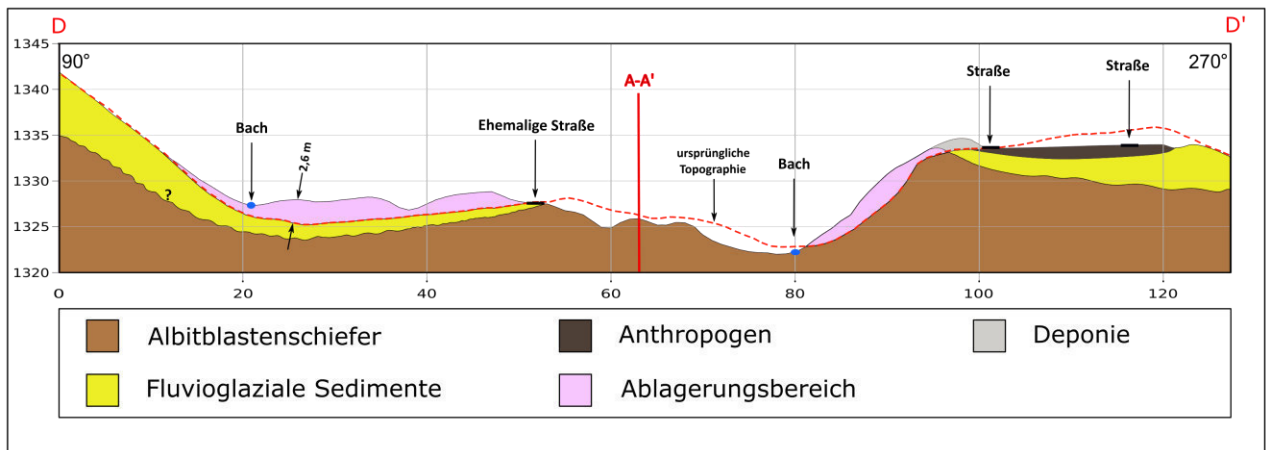


Abbildung 3-19: Profilschnitt D-D'

Profilschnitt D-D'

Das Querprofil D–D' (Abbildung 3-19) erstreckt sich von einer Höhe von 1.322 m bis 1.342 m und verläuft in Ost-West-Richtung. Es veranschaulicht die Anordnung der geologischen Einheiten und abgelagerten Materialien im Hang, die durch Rutschungsprozesse entstanden sind. Zudem zeigt es in der Mitte des Hanges Bereiche, die durch Erosions- und Fließprozesse erodiert und abgetragen wurden. Die dargestellten Gesteine umfassen Albitblastenschiefer, fluvioglaziale Sedimente und abgelagertes Material. Darüber hinaus sind am rechten Rand des Hanges (westlich) im Profil D–D' anthropogene Einflüsse sichtbar. Der Albitblastenschiefer bildet das Festgestein und fungiert als stabile Basis des Hanges. Dieses Gestein erstreckt sich nahezu über das gesamte Profil und wird von den darüberliegenden fluvioglazialen Sedimenten überlagert. Da die verfügbaren Daten begrenzt sind, ist die Grenze zwischen dem Albitblastenschiefer und den fluvioglazialen Sedimenten vermutet und in der Abbildung durch ein Fragezeichen markiert.

Die fluvioglazialen Sedimente treten an zwei Stellen des Profils deutlich auf. Sie befinden sich hauptsächlich entlang der unteren Hangabschnitte sowie in den zentralen und rechten Bereichen des Profils, wo sie Täler und Übergangsbereiche ausfüllen. Im linken Abschnitt sind sie entlang des Hanges sichtbar, bevor sie von anthropogenen Schichten überdeckt werden. Die fluvioglazialen Sedimente lagern direkt auf dem Albitblastenschiefer, folgen der natürlichen Topografie und variieren leicht in ihrer Mächtigkeit.

Der Ablagerungsbereich befindet sich im mittleren Abschnitt des Profils und besteht aus abgelagertem Material, das durch Rutschungsprozesse aus den höher gelegenen Bereichen nach unten transportiert wurde. In diesem Bereich hat sich eine Mulde gebildet, die die Ansammlung von lockerem Material ermöglichte. Die maximale Mächtigkeit des Ablagerungsbereichs liegt auf der linken Seite bei etwa 2,6 m.

Im westlichen Teil des Profilschnittes, auf einer Höhe von etwa 1.322 m bis 1.333 m, sind Sedimentüberreste der Hangrutschung im Bachbett zu erkennen. Am rechten Ende des Profils sind anthropogene Einflüsse erkennbar, die über die natürlichen geologischen Einheiten aufgeschüttet wurden. Diese Schichten bestehen aus Deponiematerial und anderen künstlichen Ablagerungen.

Die Topographie hat sich im Laufe der Zeit durch Ablagerung und Erosion verändert.

Besonders im mittleren Bereich des Profils wird der Unterschied zwischen der ursprünglichen und der heutigen Topographie sichtbar, was die Auswirkungen der Erosionsprozesse durch das Wasser im Bach verdeutlicht. In der Mitte des Profils waren ursprünglich fluvioglaziale Sedimente abgelagert, die durch Veränderungen im Bachverlauf aufgrund von Rutschungen erodiert wurden. Dadurch ging Material verloren, und das Festgestein wurde freigelegt.

3.5. Volumenabschätzung

Zur Abschätzung des Volumens der Rutschung wurden zwei Methoden verwendet. Die erste Methode (Methode I) verwendete ArcGIS 10.7.1 und digitale Geländemodelle (DGMs) mit einer Rastergröße von 1 m als Ausgangsdaten. Dabei wurde die Differenz zwischen dem DGM aus dem Jahr 2007 (Land Tirol (TIRIS), 2007), das das Gelände vor dem Rutschungsereignis darstellt, und dem DGM von 2017 (Land Tirol (TIRIS), 2017), das das Gelände nach dem Ereignis darstellt, berechnet. Das Spatial Analyst Tool (Cut Fill) von ArcMap wurde verwendet, um die entsprechenden Höhenunterschiede zu ermitteln und somit das Volumen der Rutschmasse abzuschätzen.

Laut dieser Methode wurde das Verlustvolumen auf ca. 12.400 m³ geschätzt (ca. 11.100 m³ aus dem Bereich A1 und ca. 1.300 m³ aus dem Bereich A2- siehe Abbildung 3-20). Davon wurden ca. 8.800 m³ im Ablagerungsbereich abgelagert. Die Volumendifferenz (ca. 3.600 m³) entsteht durch den Abtransport von Material durch den Enterbach. Eine Übersichtskarte der Volumenabschätzung mit ArcGis wird in Abbildung 3-20 präsentiert.

In der zweiten Methode (Methode II) wurde basierend auf einer einheitlichen Terminologie zur Beschreibung von Massenbewegungen, die von der UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (WP/WLI, 1993) festgelegt wurde, eine vereinfachte Volumenabschätzung durchgeführt und in Tabelle 3-6 dargestellt.

Die Rutschung erstreckt sich über eine Höhendifferenz von rund 129 m, beginnend bei 1.268 m ü.A. und endend bei 1.397 m ü.A. Der Hang neigt sich nach Norden, wobei die Neigung von der Abbruchkante bis zum Fuß des Hangs kontinuierlich abnimmt. Die bereits vollständig abgerutschten Teilbereiche der Rutschung entwickelten sich zu Gleit- und Fließprozessen und kamen nach 293 m horizontaler Distanz von der Ablösestelle am Fuß der Hangrutschung zum Stillstand.

Die Rutschung erreicht an ihrer breitesten Stelle 62 m und verjüngt sich in Richtung des höchsten Punkts der Hauptabrissskante halbkreisförmig. Die Länge der Rutschmasse beträgt ungefähr 145 m, während die Länge der basalen Bruchfläche ca. 100 m misst (siehe Abbildung 3-21).

Die maximale Tiefe der basalen Scherzone vor der Rutschung liegt bei 6,5 m, und die mittlere Mächtigkeit der Rutschmasse beträgt etwa 2 bis 3 m. Die Fläche der Rutschmasse beträgt 4.880 m² und im Abrissbereich beträgt sie 3.796 m², während die gesamte betroffene Fläche inklusive des Ablagerungsgebiets etwa 10.637 m² umfasst. Mit einer Fläche der Rutschmasse von ca. 4.880 m² und einer minimalen mittleren Mächtigkeit von 2 m wurde ein Volumen von 9.760 m³ berechnet. Für eine maximale mittleren Mächtigkeit von 3 m ergab sich ein Volumen von 14.640 m³. Die Berechnung unter der Annahme einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2,5 m ergab ein Volumen von

12.200 m³. Diese verschiedenen Annahmen ermöglichen eine präzisere Schätzung des potenziellen Volumens der instabilen Masse im Untersuchungsgebiet.

Tabelle 3-6: Abmessungen der Rutschung nach UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (WP/WLI, 1993)

Wd	Maximale Breite der Rutschmasse	62 m
L	Gesamtlänge (Rutschung und Fließmasse)	293 m
Ld	Länge der Rutschmasse	145 m
Lr	Länge der basalen Bruchfläche	100 m
Dr	Mächtigkeit der Rutschmasse (mittlere)	2-3 m
Dmax. N.	Maximale Tiefe der basalen Bruchfläche nach der Rutschung	3,7 m
Dmax V.	Maximale Tiefe der basalen Scherzone vor der Rutschung	6,5 m
VRc&f	Volumen der Rutschmasse (Methode I)	12.400 m ³
VRc&v	Volumen der Rutschmasse (Methode II)	12.200 m ³

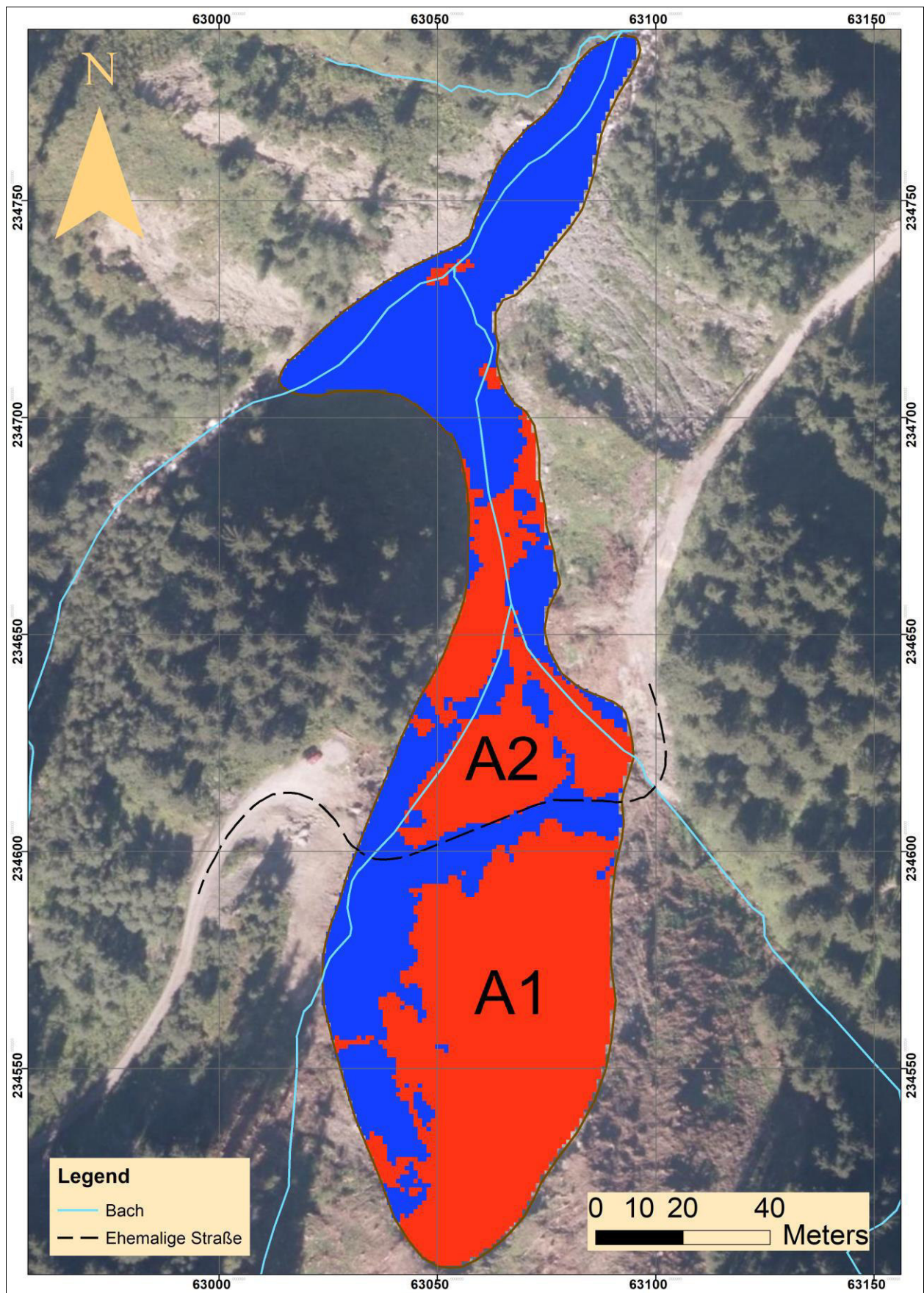


Abbildung 3-20: Übersichtskarte der Volumenabschätzung (Rote Flächen stellen Volumenverluste dar, während blaue Flächen Volumengewinne zeigen).

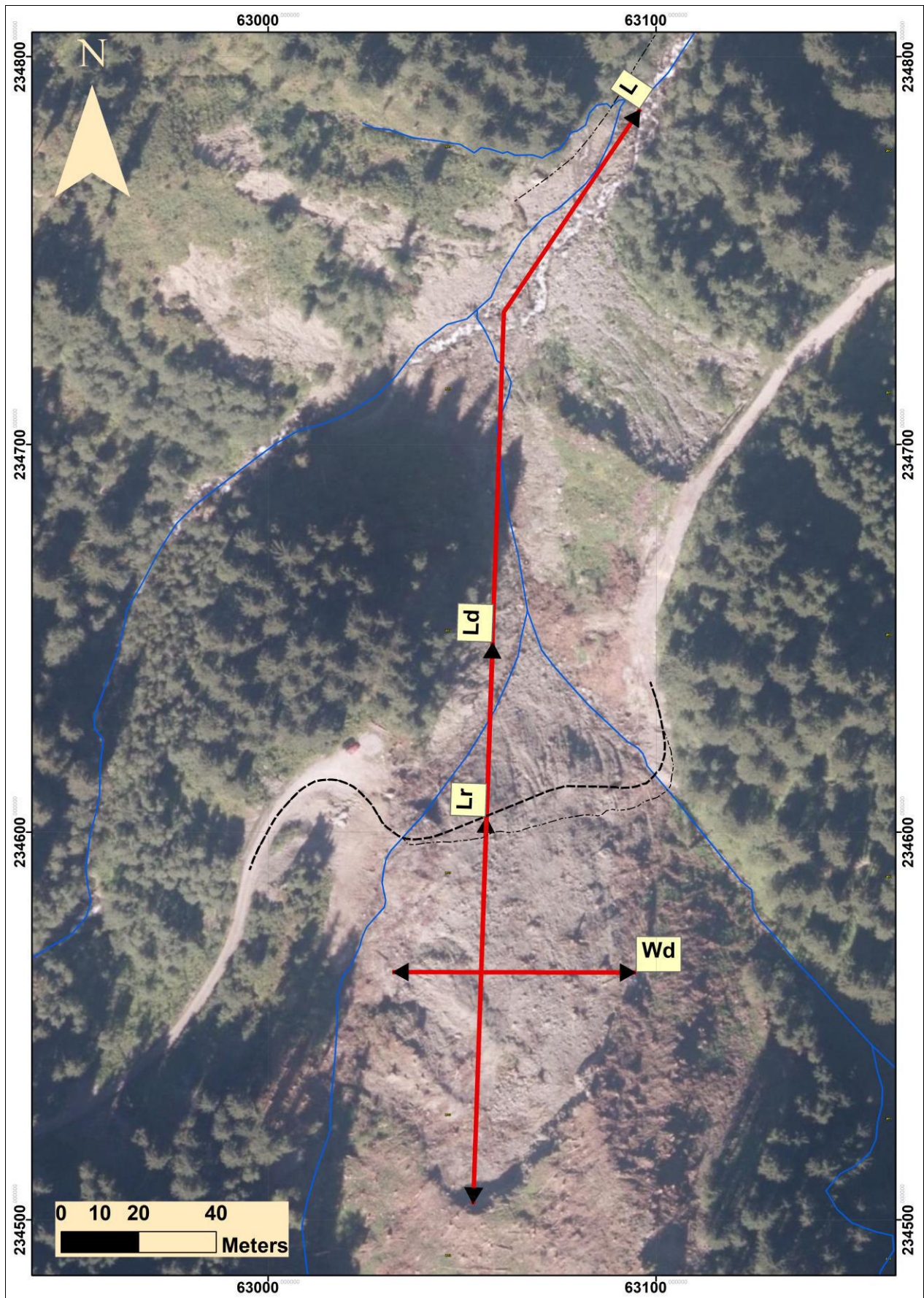


Abbildung 3-21: Übersichtskarte: Abmessungen der Rutschung nach UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (WP/WLI, 1993)

3.6. Meteorologischen Einflussfaktoren vor der Entstehung der Rutschung

In diesem Abschnitt sind die Ergebnisse der Auswertung der meteorologischen Daten der Wetterstationen in der Nähe des Untersuchungsgebiets (siehe Abbildung 1-1) aufgeführt. Die während eines Zeitraums von fünf Jahren an den Stationen in der Region (Inzing und Gries im Sellrain) registrierten Temperatur- und Niederschlagsdaten (siehe Abbildung 3-22 bis Abbildung 3-28) zeigen signifikante Veränderungen im Niederschlagsmuster vor dem Ereignis des Erdrutsches. Eine detaillierte Analyse des Niederschlagsdiagramms im Jahr 2012, insbesondere für den August 2012, wird in Abbildung 3-23 und Abbildung 3-24 dargestellt.

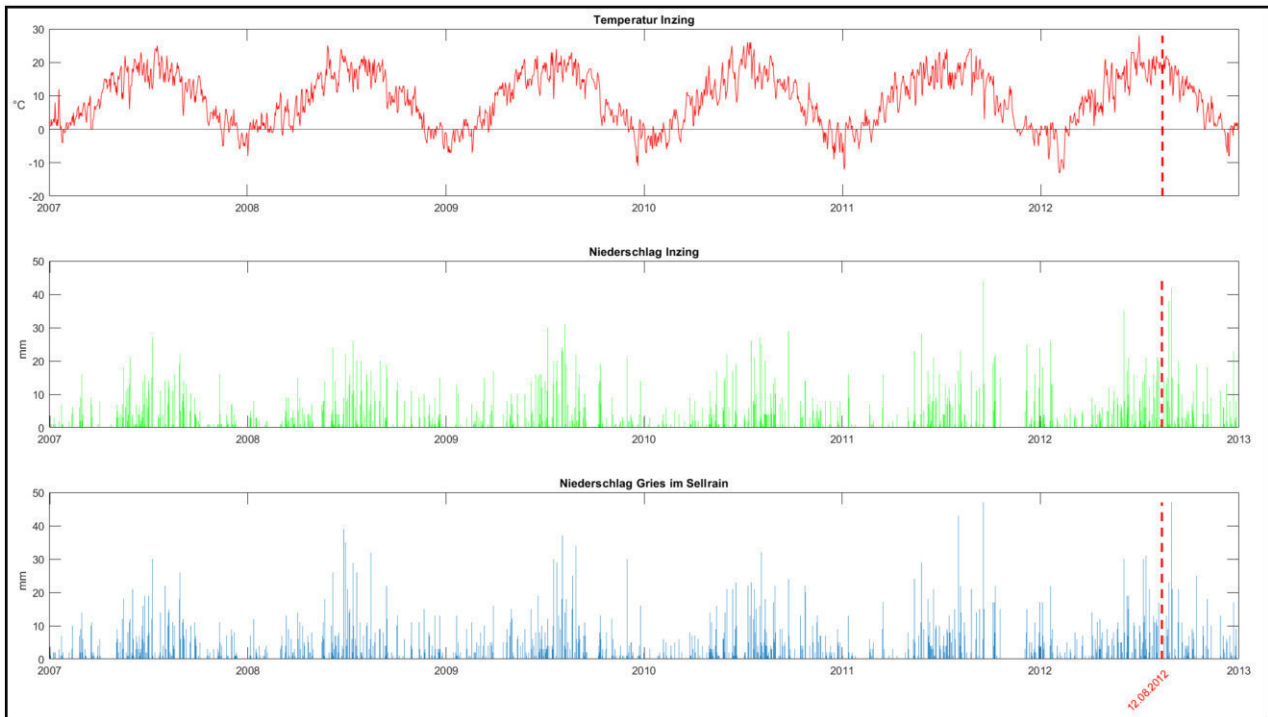


Abbildung 3-22: Tagesniederschläge und Lufttemperatur 2007-2012 in der Wetterstation Inzing und Gries im Sellraintal (Datenquelle: (BML, 2024))

Das Diagramm (Abbildung 3-22) zeigt die Temperatur- und Niederschlagsentwicklung in Inzing und Gries im Sellrain über den Zeitraum von 2007 bis Ende 2012. Die Temperaturkurve in Inzing verläuft wellenförmig und erreicht ihre höchsten Werte in den Sommermonaten. Ein Beispiel für einen Spitzenwert ist der 30. Juni 2012, an dem um 15 Uhr eine Temperatur von 35°C gemessen wurde. An diesem Tag betrug die Tagesmittel-Lufttemperatur 28°C. Die niedrigsten Temperaturen treten in den Wintermonaten auf, wobei die tiefsten Werte bei etwa -15°C liegen.

Der Niederschlag in Inzing schwankt stark über den gesamten Zeitraum. Es gibt Jahre mit relativ häufigen Niederschlägen, vor allem in den Sommermonaten, während die Winter in einigen Jahren weniger Niederschlag aufweisen. Markante Niederschlagsereignisse treten besonders im Jahr 2012 auf, wobei die höchsten Werte in den Monaten Juli und August gemessen wurden. In diesen Monaten wurden Niederschläge von bis zu 40 mm an einzelnen Tagen verzeichnet. Auch in Gries im Sellrain zeigt sich ein ähnliches Muster. Die Niederschlagsmengen sind unregelmäßig verteilt, wobei die Sommermonate generell höhere

Niederschlagswerte aufweisen. Im Jahr 2012 gibt es einige Tage, an denen Niederschlagsmengen von bis zu 47 mm gemessen wurden.

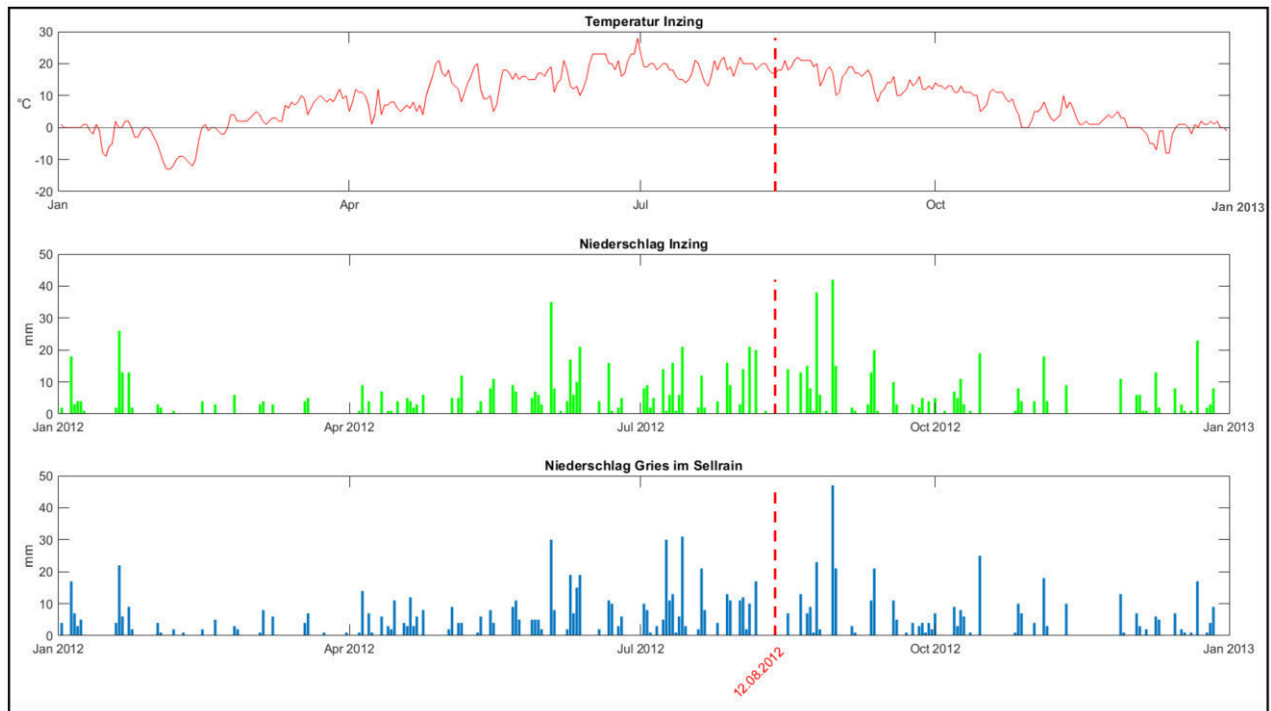


Abbildung 3-23: Tagesniederschläge und Lufttemperatur im Jahr 2012 (Datenquelle: BML, (2024))

Im Diagramm (Abbildung 3-23) zur Temperaturentwicklung in Inzing für das Jahr 2012 sind deutliche Schwankungen erkennbar. Zu Beginn des Jahres lag die Temperatur um die 0°C, fiel jedoch im Februar mehrfach unter -10°C, wobei die niedrigste Temperatur im Februar bei 13°C lag. Ab März stiegen die Temperaturen langsam an, erreichten im April Werte zwischen 10°C und 20°C und stabilisierten sich im Mai und Juni bei Temperaturen um die 20°C. Am 30. Juni wurde der Höchstwert des Jahres mit einer Temperatur von 35°C erreicht. Im Juli und August blieben die Temperaturen überwiegend über 20°C. Am 12. August lag die Temperatur bei 17°C, danach blieb sie den restlichen August über bei etwa 20°C. Ab September sanken die Temperaturen wieder, im Oktober lagen sie zwischen 10°C und 15°C, und im November und Dezember fielen sie erneut auf Werte um 0°C.

Der Niederschlag in Inzing zeigt in den Wintermonaten (Januar bis März) nur geringe Werte mit einzelnen Spitzen im Januar, wobei am 20. Januar 26 mm Niederschlag gemessen wurden. Im April und Mai gab es ebenfalls vereinzelte Niederschlagsspitzen, insbesondere im April, wo am 5. April 9 mm und am 20. April 4 mm Niederschlag registriert wurden. Die Monate Juni, Juli und August zeigten erhöhte Niederschlagsmengen auf. Im August gibt es zahlreiche Niederschläge, besonders am 6. August mit 20 mm und am 25. August mit 38 mm. Vor dem 12. August wurden ebenfalls kleinere Mengen gemessen, wie 1 mm am 9. August. Der höchste Niederschlag des Jahres wurde am 30. August mit 42 mm verzeichnet. Im September und Oktober gab es vereinzelte Niederschlagsereignisse, während im November und Dezember nur geringe Mengen gemessen wurden.

Im Vergleich dazu zeigt der Niederschlag in Gries im Sellrain eine ähnliche Verteilung wie in Inzing, jedoch mit teils höheren Werten. Zu Beginn des Jahres fielen ebenfalls geringe

Mengen, wobei am 20. Januar 22 mm gemessen wurden. In den Sommermonaten stiegen die Werte an, insbesondere im Juli und August. Der höchste Wert im August war 47 mm, der am 30. August gemessen wurde.

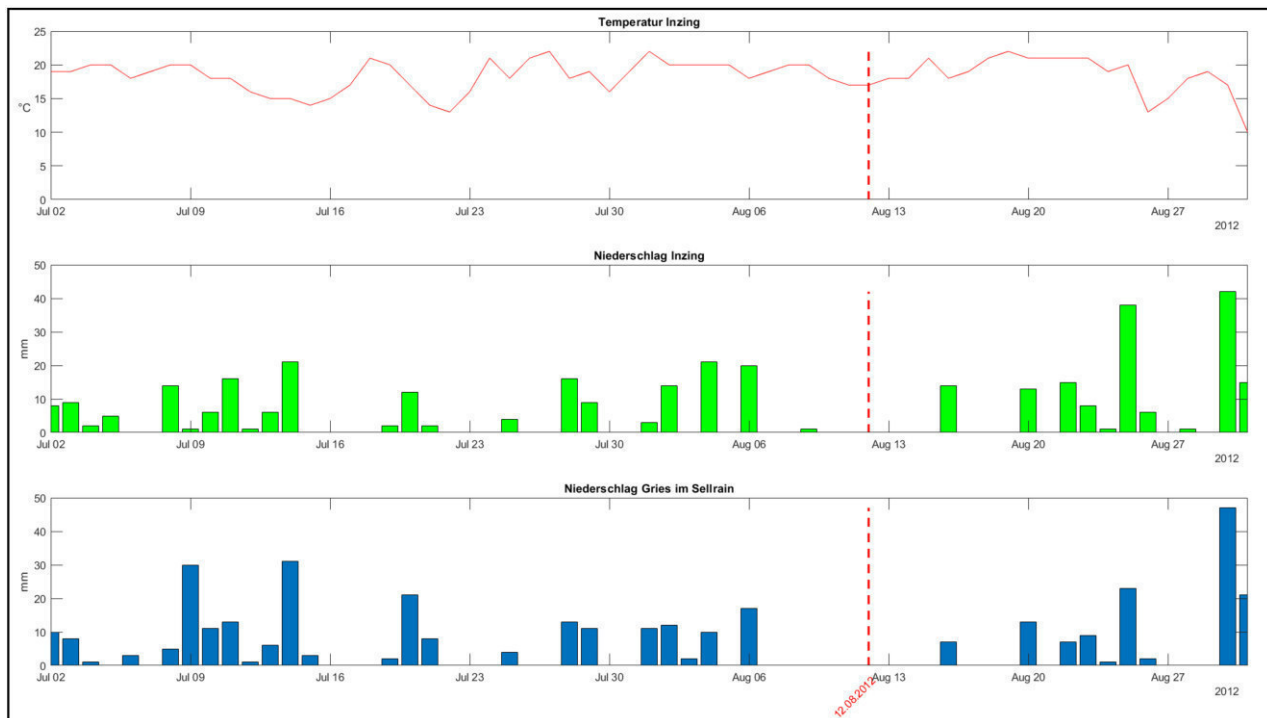


Abbildung 3-24: Tagesniederschläge und Lufttemperatur im Juli und August 2012 (Datenquelle: (BML, 2024)). Die rot strichlierte Linie zeigt das Rutschungsereignis an.

Das Diagramm (Abbildung 3-24) zeigt die Temperaturentwicklung und die Niederschlagsmengen in der Region vom Juli bis zum August 2012. Die obere Kurve stellt die Temperatur in Inzing dar, die im Juli meist zwischen 15 und 25°C schwankt. Anfang Juli ist die Temperatur stabil bei etwa 20°C, wobei es bis Mitte des Monats kleinere Schwankungen gibt. Ab dem 7. August bleibt die Temperatur in Inzing relativ stabil bei etwa 20 bis 25°C ohne größere Ausschläge. Der heißeste Punkt in diesem Zeitraum wurde am 27. Juli 2012 um 15:00 bis 16:00 Uhr mit einer Temperatur von 32°C gemessen.

Der Niederschlag in Inzing (mittlere Grafik) und Gries im Sellrain (untere Grafik) zeigt im Juli häufige Regenereignisse. Besonders in der ersten Julihälfte gab es in beiden Orten einige Tage mit Niederschlag. Beispielsweise fällt in Inzing am 14. Juli 21 mm Regen und in Gries im Sellrain sogar 31 mm. Bis zum 12. August jedoch schwankt der Niederschlag stark, wobei einige Tage ohne Regen verzeichnet wurden.

Zwischen dem 7. und 12. August gab es weder in Inzing noch in Gries im Sellrain Niederschlag, außer 1 mm am 9. August in Inzing. Die Niederschlagsmengen waren in diesem Zeitraum bei beiden Stationen bei 0 mm. Besonders auffällig ist der 12. August, an dem der unerwarteten Rutschung auftrat, jedoch kein Regen fiel. Die Region war in dieser Zeit trocken, und es wurde an diesem Tag, sowie in den 5 Tagen davor, kein Niederschlag gemessen.

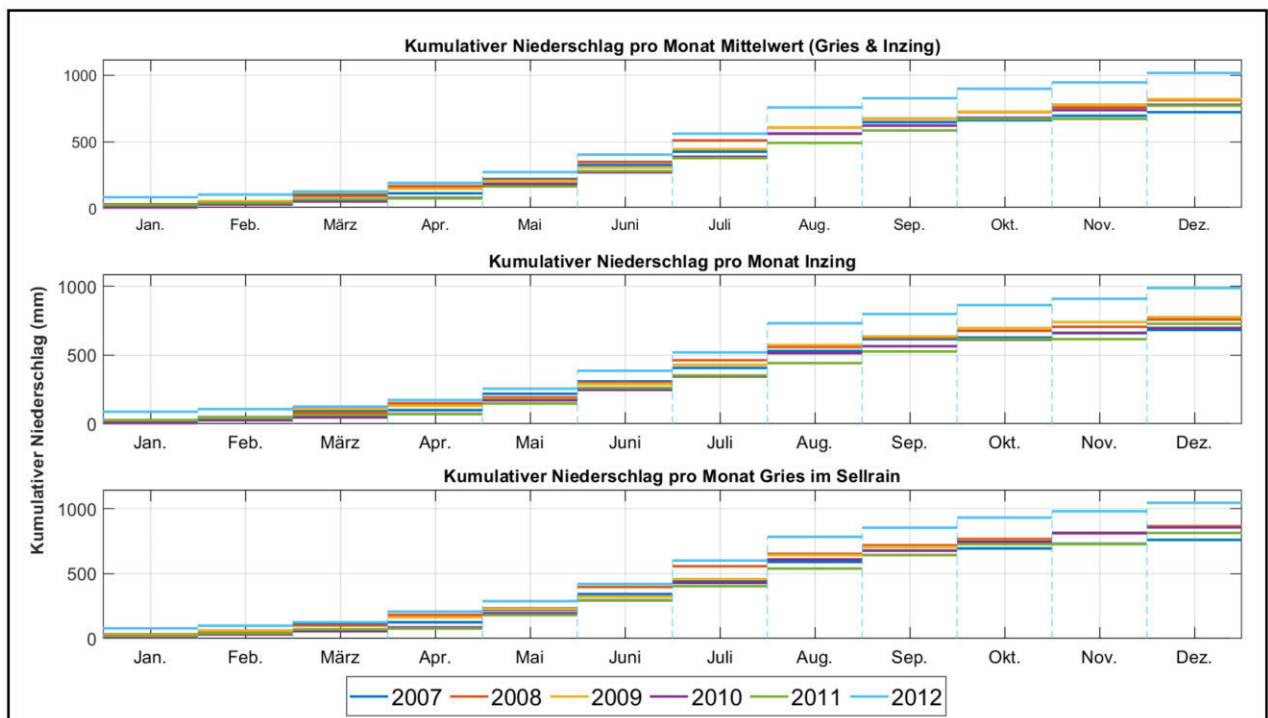


Abbildung 3-25: Mittelwerte des kumulativen Niederschlags in der Region (Inzing und Sellrain) von 2007 bis 2012. (Datenquelle: (BML, 2024))

Die kumulativen Niederschlagsdaten der Region (Abbildung 3-25 oben) zeigen, dass das Jahr 2012, insbesondere in den Sommermonaten Juli und August, deutlich höhere Niederschlagsmengen aufwies als der Durchschnitt der Jahre 2007 bis 2012. Ab Mai steigen die Werte im Jahr 2012 signifikant über die Vergleichswerte der Vorjahre, was auf außergewöhnlich intensive Niederschlagsereignisse hinweist. In Inzing wurden bis Ende August 2012 hohe Werte verzeichnet, mit einem Gesamtwert von 732 mm Niederschlag, während der kumulative Mittelwert der Jahre 2007 bis 2011 bei etwa 550 mm lag (Abbildung 3-25 Mitte). In Gries im Sellrain (Abbildung 3-25 unten) wurden bis Ende August 2012 ebenfalls insgesamt 783 mm Niederschlag gemessen, während der kumulative Mittelwert der Jahre 2007 bis 2011 bei etwa 600 mm lag. Diese, besonders der August 2012 verzeichnete außergewöhnlich hohe Niederschlagswerte, die weit über dem langjährigen Durchschnitt lagen und den Monat als Zeitraum mit extremen Wetterbedingungen in der Region kennzeichnen (Jedoch das Meiste nach der Rutschung).

Abbildung 3-26 oben zeigt die monatlichen Mittelwerte der Niederschläge in Gries im Sellrain für das Jahr 2012 im Vergleich zu den Jahren 2007-2012. Besonders hervorzuheben ist der August 2012, in dem mit 182 mm eine außergewöhnlich hohe Niederschlagsmenge verzeichnet wurde, die über dem Durchschnitt von 154 mm für diesen Monat liegt. Dies deutet auf einen feuchten Sommer hin, insbesondere im Juli, der ebenfalls hohe Werte von 181 mm aufweist. Abbildung 3-26 unten zeigt die Abweichungen der Niederschläge im Jahr 2012 im Vergleich zum Mittelwert. Für den August beträgt die positive Abweichung 28 mm, was die extremen Wetterbedingungen an diesem Monat unterstreicht. Insgesamt zeigen die Daten, dass der Sommer 2012, insbesondere im August, durch ungewöhnlich hohe Niederschläge gekennzeichnet war, jedoch vor allem nach dem Rutschungsereignis.

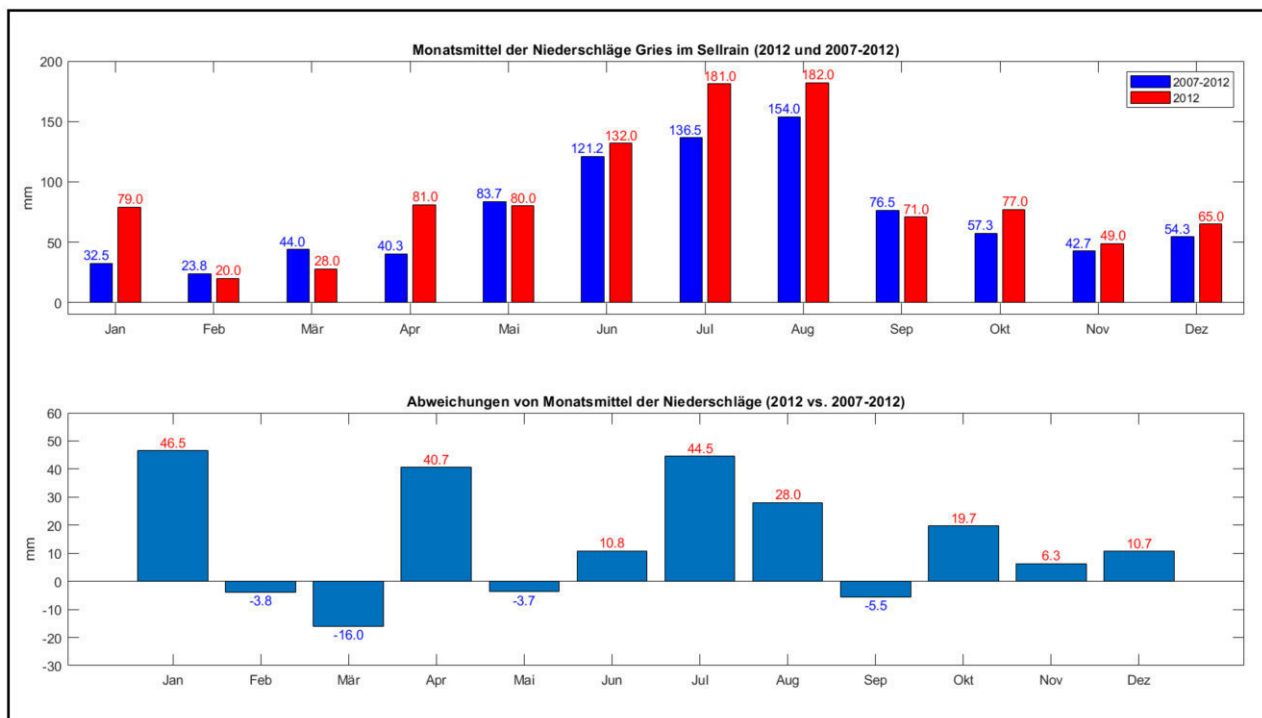


Abbildung 3-26: Monatliche Niederschläge in Gries im Sellrain: Vergleich der durchschnittlichen Niederschlagsmengen im Jahr 2012 mit dem Zeitraum 2007-2012 (Datenquelle: (BML, 2024))

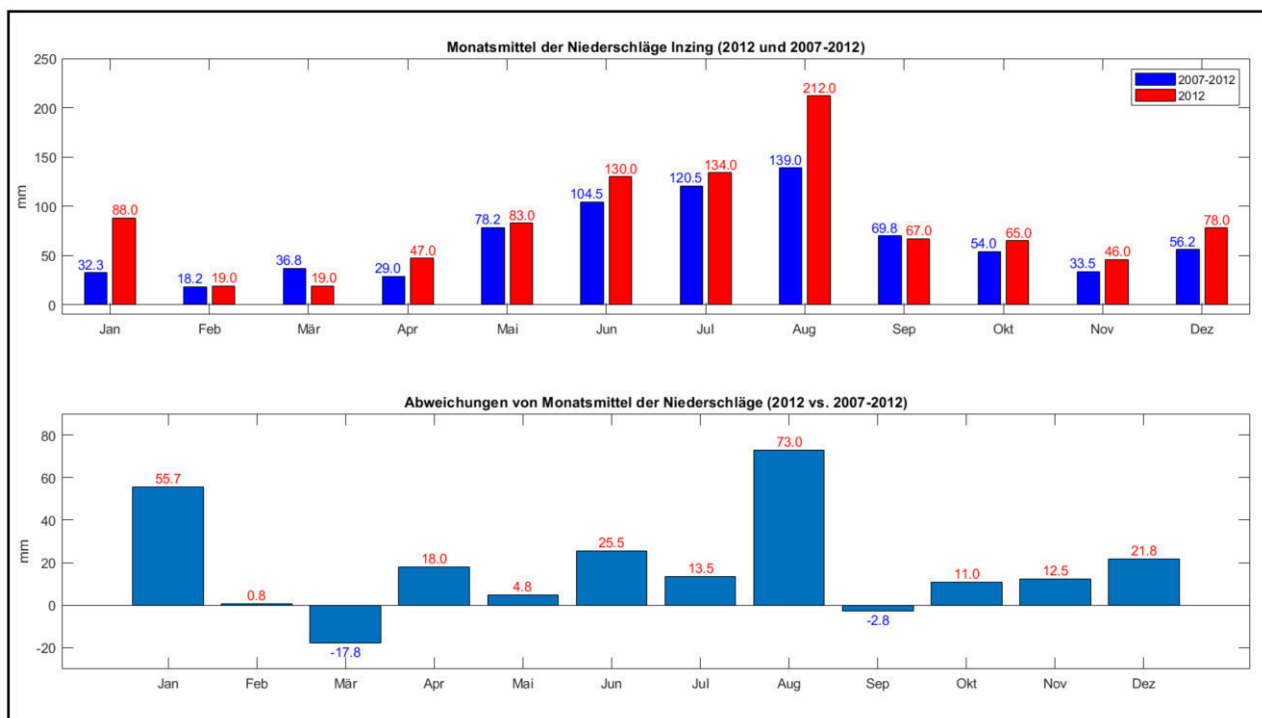


Abbildung 3-27: Monatliche Niederschläge in Inzing: Vergleich der durchschnittlichen Niederschlagsmengen im Jahr 2012 mit dem Zeitraum 2007-2012 (Datenquelle: (BML, 2024))

Abbildung 3-27 oben zeigt die monatlichen Niederschlagsmittelwerte für die Station Inzing im Jahr 2012 sowie für den Zeitraum von 2007 bis 2012. Abbildung 3-27 unten stellt die Abweichungen der Niederschläge im Jahr 2012 vom Durchschnitt der Jahre 2007–2012 dar. Besonders auffällig sind die Monate Januar und August. Im Vergleich zu den

durchschnittlichen Werten der Vorjahre ist das Jahr 2012 in Inzing insgesamt durch höhere Niederschläge gekennzeichnet, insbesondere in den Sommermonaten Juni, Juli und August.

Im Januar 2012 wurde eine hohe Niederschlagsmenge von 88 mm gemessen, verglichen mit dem Durchschnitt von 32,3 mm, was eine positive Abweichung von 55,7 mm ergibt. Der August veranschaulicht ebenfalls einen signifikanten Anstieg, mit einer gemessenen Menge von 212 mm im Vergleich zum Durchschnitt von 139 mm und einer Abweichung von 73 mm.

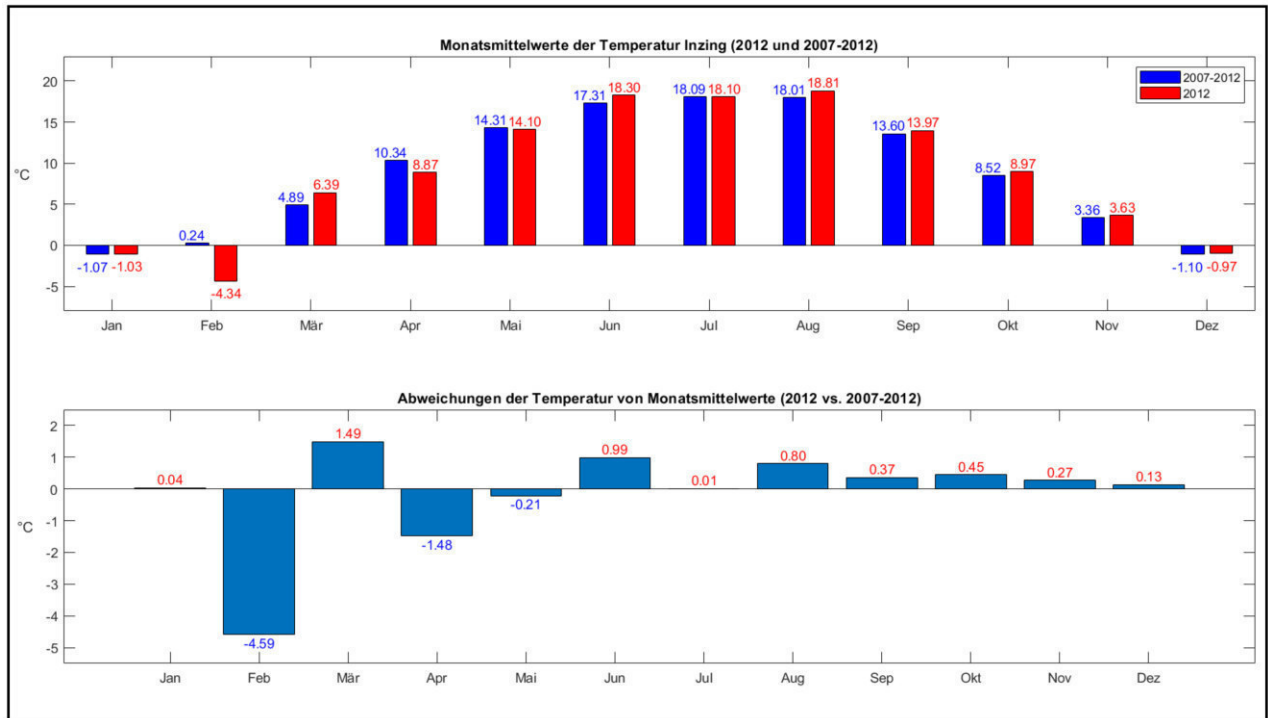


Abbildung 3-28: Abweichungen der Monatsmittel der Temperatur im Jahr 2012 im Vergleich zu den Monatsmitteln 2007-2012 (Datenquelle: (BML, 2024))

Abbildung 3-28 oben zeigt die monatlichen Durchschnittstemperaturen für Inzing im Jahr 2012, die im Vergleich zum Durchschnitt der Jahre 2007–2012 Schwankungen aufweisen. Besonders hervorzuheben ist der August, der mit einer Abweichung von +0,80°C (siehe Abbildung 3-28 unten) und einer Durchschnittstemperatur von 18,8°C den wärmsten Monat des Jahres darstellte und auf einen heißen Spätsommer hinweist. Während der Februar ungewöhnlich kalt war (-4,6°C unter dem Durchschnitt), zeigten die Sommermonate insgesamt leicht erhöhte Temperaturen. Die restlichen Monate des Jahres wiesen nur geringe Abweichungen auf, was auf eine relativ stabile Herbst- und Wintersaison hinweist.

3.7. Grenzgleichgewichtsberechnung

Das geologisch-kinematische Modell wurde in einem weiteren Schritt für eine Stabilitätsanalyse herangezogen, die auf der Grenzgleichgewichtsmethode basiert. Diese Analyse wurde mithilfe der Software Slide 2 von Rocscience Inc (2022) durchgeführt, die eine zweidimensionale Betrachtung der Standsicherheit ermöglicht. Dabei wurden zwei spezifische Berechnungsansätze angewandt, nämlich der Ansatz der "non-circular slip surface" und die Suchmethode "Block search". Die Berechnung des Standsicherheitsbeiwerts

(FS) erfolgte nach der Analysemethoden von Bishop (1955) und GLE/Morgenstern-Price (1965).

Die Grundlage für die Modellierung bildeten die Geometrien der Hangflanke, die aus dem Digitalen Geländemodell (DGM) aus dem Jahr 2007 abgeleitet wurden. Der Vergleich der Standsicherheitsbeiwerte (FS) erfolgte durch die Betrachtung eines möglichen Versagens entlang der angenommenen Gleitfläche des geologisch-kinematischen Modells. Für das unterlagernde Festgestein (Albitblastenschiefer) wurde ein konstanter Reibungswinkel von $\phi = 40^\circ$ angenommen und die Kohäsion $c = 1000 \text{ kPa}$ angesetzt. Die Wichte wurde konstant mit 25 kN/m^3 angenommen. Dieser Wert entspricht der typischen Wichte für ein Gebirge im trockenen Zustand, wenn eine Gesteinswichte zwischen $2,65 \text{ kN/m}^3$ bis $2,8 \text{ kN/m}^3$ und eine Kluftporosität zwischen 3 bis 5% angenommen wird. Für Lockergestein (fluvioglaziale Sedimente) wurde die Dichte auf 19 kN/m^3 festgelegt. Da keine Laborversuche zur Bestimmung der Mohr-Coulomb-Festigkeitsparameter vorlagen, wurde schrittweise vorgegangen. Die Kohäsion (c) wurde in Intervallen erhöht und der Reibungswinkel (ϕ) entsprechend angepasst. Ziel war es, einen Standsicherheitsbeiwert von $FS \cong 1$ unter der Annahme der ursprünglichen Topografie zu erreichen.

3.7.1. Rückrechnung der Parameter ohne Grundwasser

Aufgrund fehlender Laborversuche zur Bestimmung der Mohr-Coulomb Festigkeitsparameter (für fluvioglaziale Sedimente) wurde in einem ersten Modellierungsschritt versucht, einen Standsicherheitsbeiwert von $FS \cong 1$ unter der Annahme der Topografie vor der Entstehung der Rutschung zu erreichen. Hierbei wurde die Kohäsion (c) schrittweise in Intervallen von 5 kPa erhöht, während der Reibungswinkel (ϕ) entsprechend den geotechnischen Gegebenheiten des Materials schrittweise angepasst und variiert wurde. Die Erhöhung der Kohäsion und die gleichzeitige Anpassung des Reibungswinkels halfen dabei, unterschiedliche Standsicherheitsfaktoren zu berechnen und deren Einfluss auf die Hangstabilität zu analysieren. Die Wichte wurde auf 19 kN/m^3 festgelegt. Insgesamt sind die Kohäsion und der innere Reibungswinkel dieser Sedimente im Vergleich zum Festgestein (Albitblastenschiefer) deutlich geringer. In der Tabelle 3-7 werden die Ergebnisse der Berechnungen und Analysen dieser Modelle (Abbildung 3-29) dargestellt.

Tabelle 3-7: Ergebnisse der Rückrechnung für Kohäsion und Reibungswinkel in fluvioglaziale Sedimente

c (kPa)	ϕ (degree)	Wichte (kN/m^3)	FS (GLE/Morgenstern-Price)	FS (Bishop)
0	32,8	19	1,003	1,012
5	29,6	19	1,001	1,012
10	26,2	19	1,000	1,012
15	22,6	19	1,000	1,012
20	18,8	19	1,000	1,013

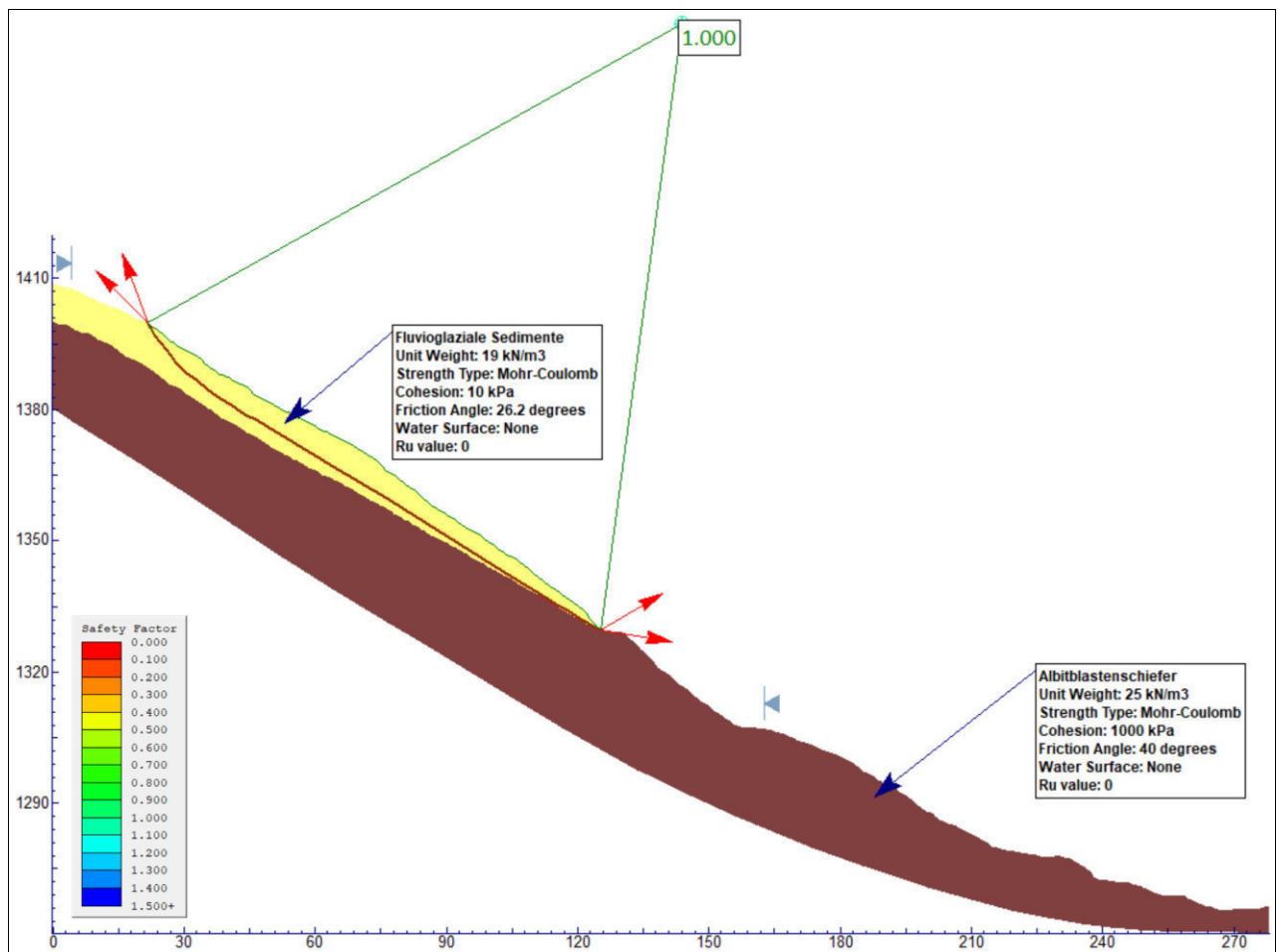


Abbildung 3-29: Grenzgleichgewichtsberechnung ohne Berücksichtigung des Einflusses des Grundwassers auf die Hangstabilität

3.7.2. Einfluss des Grundwassers auf die Hangstabilität

Der Einfluss des Grundwassers auf die Hangstabilität wurde in einer weiteren Modellierungskampagne (Abbildung 3-30) eingehend untersucht. Das Hauptziel war, zu verstehen, in welchem Maße das Grundwasser zur Reduzierung der Hangstabilität beiträgt. Dazu wurde das Grundwasser als vermuteter Bergwasserspiegel in die Modelle integriert und die entsprechenden Berechnungen durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 3-8 dargestellt.

Da in dieser Studie keine direkten Messungen des Grundwasserspiegels verfügbar waren, wurde angenommen, dass der Grundwasserspiegel parallel zum Hang, jedoch unterhalb der Oberfläche, verläuft. Um die Veränderungen genauer zu analysieren, wurde die Kohäsion (c) schrittweise in Intervallen von 5 kPa erhöht. Gleichzeitig wurde der Reibungswinkel (ϕ) angepasst, um einen Standsicherheitsbeiwert von $FS \approx 1$ unter der Annahme der Topografie vor der Entstehung der Rutschung zu erreichen.

Die Ergebnisse der Berechnungen verdeutlichen einen signifikanten Einfluss des Grundwassers auf die Hangstabilität. Ohne Grundwasser zeigen die Berechnungen nach der GLE/Morgenstern-Price- und der Bishop-Methode einen Standsicherheitsbeiwert (FS) von etwa 1, was auf ein Grenzgleichgewicht hinweist. Sobald jedoch das Grundwasser integriert wird, sinkt der Standsicherheitsbeiwert deutlich (siehe Tabelle 3-8), was die destabilisierende

Wirkung des Grundwassers unterstreicht.

Die Berechnungen zeigen klar, dass das Vorhandensein von Grundwasser den Standsicherheitsfaktor erheblich um ca. 10% bis 20% reduziert und die Hangstabilität somit maßgeblich beeinträchtigt wird. Insbesondere bei geringeren Kohäsionswerten und Reibungswinkeln ist der negative Einfluss des Grundwassers auf die Stabilität besonders stark ausgeprägt.

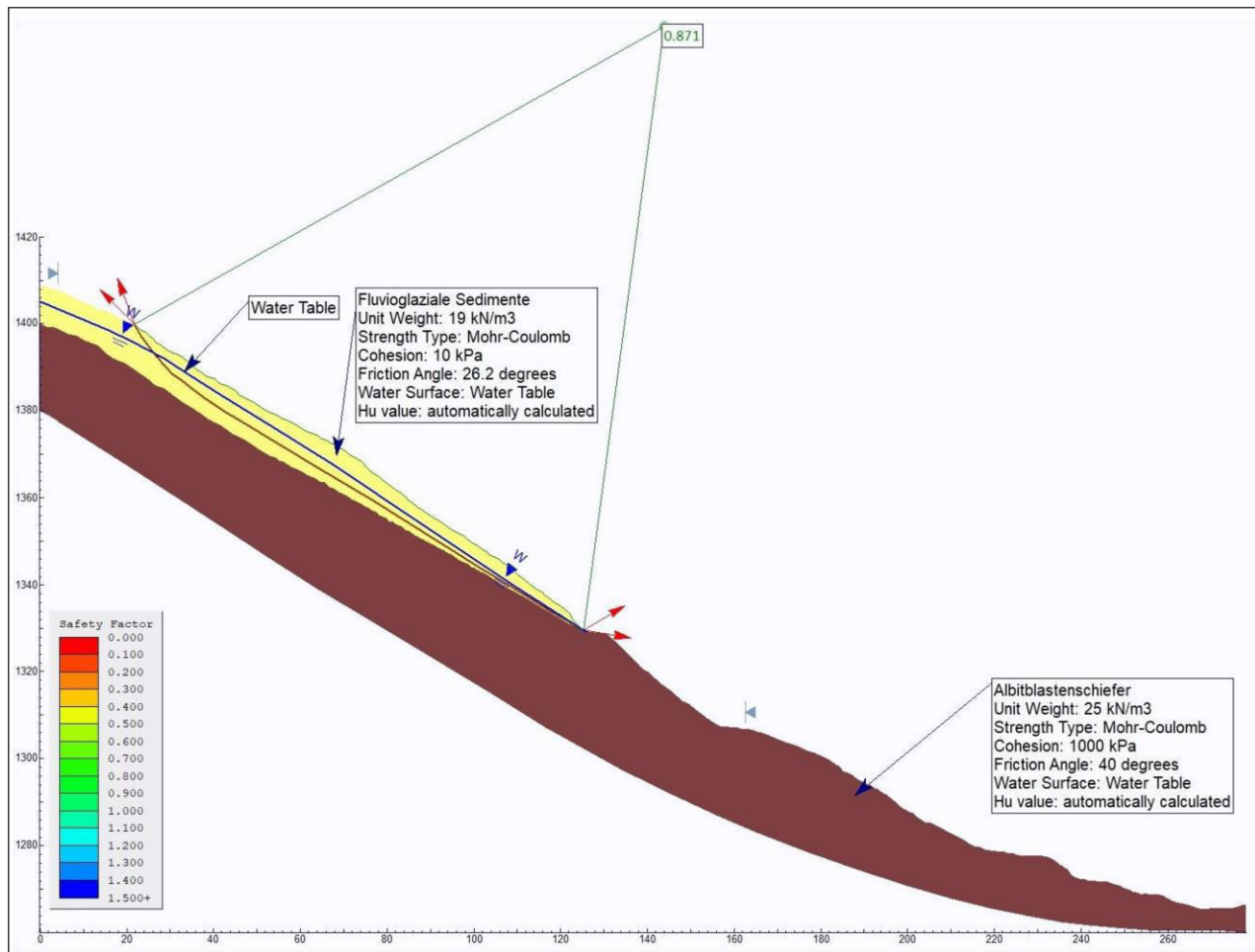


Abbildung 3-30: Grenzgleichgewichtsberechnung unter Berücksichtigung des Einflusses des Grundwassers auf die Hangstabilität

Tabelle 3-8: Ergebnisse zum Einfluss des Grundwassers auf die Hangstabilität

Parametern		ohne Grundwasser		mit Grundwasser		Differenzen mit- und ohne GW	
c (kPa)	ϕ (grad)	GLE	Bishop	GLE	Bishop	GLE	Bishop
0	32,8	1,003	1,012	0,812	0,829	0,191	0,183
5	29,6	1,001	1,012	0,832	0,85	0,169	0,162
10	26,2	1,000	1,012	0,854	0,871	0,146	0,141
15	22,6	1,000	1,012	0,876	0,893	0,124	0,119
20	18,8	1,000	1,013	0,899	0,916	0,101	0,097

In den folgenden Modellen wird untersucht, mit welchem Reibungswinkel ein Standsicherheitsbeiwert (FS) von etwa 1 erreicht werden kann. Zur Bestimmung des inneren

Reibungswinkels, unter Berücksichtigung des Grundwassers und eines variablen Kohäsionswerts, wurde eine Analyse (siehe Abbildung 3-30) durchgeführt. Die entsprechenden Ergebnisse sind in Tabelle 3-9 dargestellt. Die Tabelle verdeutlicht, wie sich die Änderungen der Kohäsion (c) und des Reibungswinkels (ϕ) auf den Standsicherheitsbeiwert auswirken. Diese Berechnungen zeigen, dass der Reibungswinkel erhöht werden muss, um die stabilisierende Wirkung des Grundwassers zu kompensieren und einen FS von etwa 1 zu gewährleisten. Gleichzeitig verdeutlichen die Ergebnisse, dass mit steigendem Kohäsionswert selbst bei abnehmendem Reibungswinkel ein FS von etwa 1 erreicht werden kann, was eine ausreichende Hangstabilität sicherstellt.

Tabelle 3-9: Ergebnisse der Rückrechnung für die Kohäsion in fluvioglazialen Sedimenten unter Berücksichtigung des Einflusses des Grundwassers auf die Hangstabilität

Parametern		mit Grundwasser	
c (kPa)	ϕ (grad)	FS (GLE/Morgenstern-Price)	Bishop
0	38,5	1,002	1,022
5	35	0,999	1,017
10	31,3	0,999	1,018
15	27,3	1,001	1,019
20	22,9	1,001	1,019

4. Diskussion

In diesem Kapitel werden die präsentierten Ergebnisse im Kontext der vorliegenden Studie ausführlich diskutiert und interpretiert. Die gewonnenen Daten liefern einen wertvollen Einblick auf die strukturellen und klimatischen Einflüsse auf die Rutschung am Enterbach und ermöglichen eine vertiefte Analyse der zugrunde liegenden geologischen sowie hydrogeologischen Mechanismen.

Geologie

Die Ergebnisse der Kartierungskampagnen zeigen, dass im Untersuchungsgebiet vorwiegend metamorphe Gesteine, insbesondere Albitblastenschiefer und Glimmerschiefer, vorkommen. Diese Gesteine bilden das Grundgestein der Region, wie auch von Bunza (1976) beschrieben. Ein Vergleich mit den historischen geologischen Karten von Österreich, Blatt 147 Axams (Moser, 1980) und Blatt 117 Zirl (Hauser, 1992), bestätigt die vorherrschende Verbreitung dieser metamorphen Gesteine sowie der Lockergesteine in Form von weiträumigen fluvioglazialen Sedimenten und Moränen an der Oberfläche. Entlang von Bächen sind diese Festgesteine stärker verwittert. Der Glimmerschiefer zeigt im Vergleich zum Albitblastenschiefer ausgeprägtere Verwitterungserscheinungen. Auf die Entstehung der Rutschung hat die Verwitterung keinen Einfluss, da sich die Rutschung in den fluvioglazialen Sedimenten befindet und die Festgesteine im Wesentlichen unterhalb der Basis der Rutschung auftreten.

Die fluvioglazialen Sedimente sind basierend auf der Abschätzung nach ÖNORM B 4400-1 (2010) mitteldicht bis dicht gelagert. Aufgrund dieser dichten Lagerung weist das Material eine erhöhte Stabilität auf, sodass die Sedimente nicht einfach ins Rutschen geraten können. Die Korngrößenanalyse der fluvioglazialen Sedimente gemäß ÖNORM B 4400-1 (2010) zeigt heterogene Korngrößen, die von feinem Sand und Schluff bis hin zu grobem Kies und teils kantigen, größeren Blöcken reichen, wobei die Korngrößenverteilung bestimmt und die Ergebnisse in Summenkurven und Balkendiagrammen visualisiert wurden. Die Korngrößenverteilung zeigt eine überwiegend grobkörnige Zusammensetzung, wobei die Feinkornanteile ($< 63 \mu\text{m}$) zwischen 15,2 % (Probe 20196) und 18,5 % (Probe 20199) variieren. Die Bodenart gemäß ÖNORM B 4400-1 (2010):

- 20196: Kies; sandig, schwach steinig, schwach schluffig, sehr gering tonig (cl" si' co' sa Gr)
- 20197: Kies; stark sandig, sehr gering schluffig (si" s̄a Gr)
- 20198: Kies; stark sandig, schwach schluffig, sehr gering tonig (cl" si' s̄a Gr)
- 20199: Kies; sandig, schwach steinig, schwach schluffig, sehr gering tonig (cl" si' co' sa Gr)
- 20200: Kies; sandig, steinig, schwach schluffig, sehr gering tonig (cl" si' co sa Gr)

Die Klassifizierung der Bodenarten erfolgte gemäß Nichols (2009) anhand der Korngrößenwerte aus der Korngrößenanalyse, die in ein Texturdreiecksdiagramm eingetragen wurden. Alle Proben aus den Ablagerungen der Rutschung (fluvioglaziale Sedimente) wurden dabei als „schluffig sandige Kiese“ klassifiziert. Die Kornform variiert von kantengerundet bis angerundet. Die Farbgebung der Sedimente zeigt eine Bandbreite von grauen bis bräunlichen Tönen, abhängig vom Grad der Verwitterung und dem jeweiligen Mineralbestand.

Gesamtmineralogie der Rutschungsablagerungen

Die durchgeführten Röntgendiffraktometrie (XRD)-Analysen charakterisierten die mineralogische Zusammensetzung der Proben. Die XRD-Analysen des Handstücks (Probe 20295, Albitblastenschiefer) zeigt eine dominante Präsenz von Quarz mit einem Anteil von 41%, gefolgt von Albit (36%), Clinochlor (11%), 6% Muskovit, 4% Biotit und 2% Alkali-Feldspat (Orthoklas). Die mineralogische Analyse der fluvioglazialen Sedimente zeigte einen Hauptmineralbestand aus Quarz, Albit, Clinochlor und Muskovit als Hauptminerale, wobei Quarz und Albit die dominierenden Bestandteile sind. Es wurde festgestellt, dass der Quarzanteil in den Proben zwischen 33 % und 41 % liegt, während der Albitanteil zwischen 27 % und 36 % variiert. Clinochlor ist in allen Proben vorhanden, wobei der höchste Anteil bei 14 % in Probe 20200 liegt. Hornblende variiert zwischen 2 % und 7 %, fehlt jedoch in Probe 20295. Muskovit kommt in einem Bereich von 5 % bis 12 % vor, und Biotit zeigt Anteile von 4 % bis 7 %. Orthoklas ist in geringen Mengen vorhanden, mit einem Maximum von 11 % in Probe 20196 (< 4 mm). In der Feinkornfraktion ist der Quarzanteil leicht erhöht, während der Albitanteil leicht abnimmt.

Die Gesamtmineralogie der fluvioglazialen Sedimente zeigt Schwankungen in den Anteilen der Minerale innerhalb der Proben auf. Die ähnliche geologische Herkunft der Sedimente und die räumliche Nähe der Entnahmestellen könnten die geringfügigen Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung erklären. Weitere Untersuchungen sind erforderlich, um die Rolle dieser Minerale in Bezug auf die Hangstabilität und das potenzielle Auftreten von Rutschungen in Lockergesteinsmaterialien detaillierter zu verstehen.

Tonmineralogie der Rutschungsablagerungen

Die tonmineralogische Analyse der Proben aus fluvioglazialen Sedimente zeigt eine dominierende Präsenz von Illit und Chlorit, die in sämtlichen Proben nachgewiesen wurden. Die einheitliche Verteilung dieser Tonminerale deutet auf ihre wesentliche Bedeutung in der mineralogischen Zusammensetzung der Proben hin.

Die Diagramme der Tonmineralzusammensetzung zeigen gewisse Schwankungen in den Anteilen von Illit und Chlorit innerhalb der Proben. Beispielsweise weist Probe 20196 einen höheren Illit-Anteil (79%) im Vergleich zum Chlorit-Anteil (21%) auf. Die vergleichbaren Trends in den Tonmineralanteilen in den Proben 20197 bis 20200 deuten auf eine konsistente Entwicklung unter ähnlichen Umweltbedingungen hin. Die enge räumliche Nähe der Proben zueinander und ihre ähnliche geologische Herkunft könnten die nur geringfügigen Unterschiede der tonmineralogischen Zusammensetzung erklären.

Außerdem zeigt die Tonmineralanalyse, dass quellfähige Tonminerale wie Smektit und Vermiculit in den Lockergesteinen der Rutschung nicht vorhanden sind.

Geometrie-Modelle

Die Erstellung eines geologisch-kinematischen Modells der Rutschung am Enterbach war ein zentraler Bestandteil dieser Masterarbeit. Das Modell wurde auf Basis der Ergebnisse einer geologisch-geomorphologischen Kartierung entwickelt. Die geologisch-geomorphologische Kartierung im Maßstab 1:5000 diente als Grundlage für die Datenerhebung.

Die Rutschung erstreckt sich über einen Höhenbereich von 1.268 m ü.A. bis 1.397 m ü.A mit

einer Fallhöhe (H) von 129 m und einer Auslauflänge (L) von 293 m sowie ein H/L-Verhältnis von 0,44 in Richtung Norden mit einer Fahrböschung von 23,8°. Der Hang, auf dem die Rutschung auftrat, variiert in der Neigung zwischen 18° im Ablagerungsbereich und 33° im Bereich der Rutschmasse. Die Rutschung erreicht an ihrer breitesten Stelle 62 m und verjüngt sich in Richtung des höchsten Punkts der Hauptabrisskante halbkreisförmig, während die Länge der Rutschmasse etwa 145 m beträgt. Die Fläche der Rutschmasse beträgt etwa 4.880 m², wobei der Abrissbereich etwa 3.796 m² umfasst. Die gesamte betroffene Fläche einschließlich des Ablagerungsgebiets beläuft sich auf etwa 10.673 m². Die maximale Tiefe der basalen Scherzone im Abbruchgebiet liegt bei ca. 6,5 m, und die mittlere Mächtigkeit der Rutschmasse beträgt etwa 2 bis 3 m.

Zur Abschätzung der Volumina der Rutschung wurden zwei unterschiedliche Methoden angewandt. Die erste Methode (Methode I) beruhte auf dem Spatial Analyst Tool (Cut Fill) von ArcGIS 10.7.1 (ArcGIS 10.7.1, 2021) und dem digitalen Geländemodell des Geländes. Dabei wurde das Volumen auf ca. 12.400 m³ geschätzt, wobei etwa 8.800 m³ im Ablagerungsbereich abgelagert wurden. Eine Volumendifferenz von ca. 3.600 m³ entstand durch den Abtransport von Lockergestein nach dem Ereignis durch den Enterbach.

Methode II basierte auf einer vereinfachten Volumenabschätzung auf Grundlage der Rutschungsfläche im Abbruchgebiet und einer mittleren Mächtigkeit.

Mit einer minimalen mittleren Mächtigkeit von 2 m wurde ein Volumen von ca. 9.760 m³ berechnet. Für eine maximale mittlere Mächtigkeit von 3 m ergab sich ein Volumen von ca. 14.640 m³. Bei einer angenommenen durchschnittlichen Mächtigkeit von 2,5 m wurde ein Volumen von ca. 12.200 m³ ermittelt.

Die Bewegung von Translationsgleitungen wird häufig strukturell durch Schwächeschichten kontrolliert, wie zum Beispiel Variationen in der Scherfestigkeit zwischen Schichten von geschichteten Ablagerungen, oder durch den Kontakt zwischen festem Fels und überlagerndem Lockergestein (Cruden und Varnes, 1996).

Basierend auf der Geometrie der Rutschung wird diese Rutschung gemäß Cruden und Varnes (1996) als Translationsgleitung klassifiziert.

Häufig beinhalten Massenbewegungen eine Kombination von einem oder mehreren der Bewegungstypen (Zangerl et al., 2008), entweder innerhalb verschiedener Teile der Rutschmasse oder zu verschiedenen Zeitpunkten während der Entwicklung der Bewegungen. Basierend auf der Geometrie der Rutschung, der Ausprägung der Ablagerungen, sowie der räumlichen Verteilung der Ablagerungen handelt es sich gemäß Cruden und Varnes (1996) um eine Kombination aus einem Gleitprozess (Translationsgleitung) im Abrissbereich einem und Fließprozess im unteren Abschnitt d.h. im Transit- und Ablagerungsbereich.

Einfluss des Grundwassers auf die Hangstabilität

Die Einbindung des Grundwassers in die Modelle ermöglichte eine umfassende Analyse seiner Auswirkungen auf die Hangstabilität. Die Ergebnisse verdeutlichen einen signifikanten Einfluss auf den Standsicherheitsbeiwert.

Die Berechnungen nach GLE/Morgenstern-Price zeigen, dass der Standsicherheitsbeiwert (FS) mit dem Vorhandensein von Grundwasser abnimmt. Beispielsweise reduzierte sich der

FS von 1,000 (ohne Grundwasser) auf 0,854 (bei einer Kohäsion von 10 kPa und einem Reibungswinkel (ϕ) von $26,2^\circ$ sowie von 1,001 auf 0,832 (bei einer Kohäsion von 5 kPa und einem Reibungswinkel (ϕ) von $29,6^\circ$). Sowohl die GLE/Morgenstern-Price- als auch die Bishop-Methode zeigen ähnliche Trends.

Des Weiteren ergab die Rückrechnung des inneren Reibungswinkels ϕ in den fluvioglazialen Sedimenten unter Berücksichtigung des Grundwassers, dass der innere Reibungswinkel tendenziell steigt. Zum Beispiel bleibt der Reibungswinkel ϕ bei trockenen Sedimenten mit einer Kohäsion von 10 kPa und einem FS von 1,000 bei $26,2^\circ$, während er beim Vorhandensein von Grundwasser auf $31,3^\circ$ steigen muss, um den FS bei 1,000 zu erhalten.

Die Annahme einer Kohäsion (c) von 10 kPa basiert auf der nachgewiesenen Präsenz von Illit und Chlorit in allen Proben der fluvioglazialen Sedimente. Obwohl keine direkten Scherversuche zur Bestimmung der Mohr-Coulomb-Parameter durchgeführt wurden, erscheint dieser Wert plausibel. Diese Tonminerale tragen zur Kohäsion des Materials bei und ermöglichen somit eine realistischere Modellierung der Hangstabilität. Zusammenfassend zeigen die Ergebnisse der Analyse, dass das Vorhandensein von Grundwasser ein potenzieller Auslöser der Rutschung sein könnte. Das Wasser eine unmittelbare Rolle bei der Auslösung der Rutschung spielte, steht jedoch im Widerspruch zu den meteorologischen Beobachtungen.

Meteorologischen Analyse

Die meteorologischen Daten für das Jahr 2012 zeigen Abweichungen in den Temperatur- und Niederschlagsmustern. Eine deutliche Tendenz zu überdurchschnittlich hohen Temperaturen war feststellbar, mit Monatsmitteln, die um durchschnittlich $0,1^\circ\text{C}$ bis 1°C über den langjährigen Aufzeichnungen lagen. Insbesondere die Hitzewelle Ende Juni markierte einen Höhepunkt mit einer Temperatur von 35°C , was einen bemerkenswerten Anstieg gegenüber den üblichen Werten darstellte. Die Sommermonate wichen signifikant von den Durchschnittstemperaturen ab.

Im August 2012 wurden besonders bemerkenswerte Wetterbedingungen verzeichnet, mit hohen Temperaturen sowie leicht erhöhten Niederschlagsmengen im Vergleich zum Durchschnitt.

Im August 2012 wurden in Gries im Sellrain 182 mm Niederschlag gemessen, was über dem Durchschnitt von 154 mm für diesen Monat liegt. In Inzing wurden 212 mm Niederschlag im gleichen Monat verzeichnet, was ebenfalls über dem Durchschnitt von 139 mm liegt. Beide Werte zeigen, dass der August 2012 im Vergleich zum gleichen Monat der Jahre 2007 bis 2012 außergewöhnlich hohe Niederschlagsmengen aufwies. Der temporäre Anstieg der scheinbaren Kohäsion infolge kapillarer Saugspannungen in ungesättigten Zonen könnte die Stabilität der Sedimente zunächst erhöht haben (Terzaghi, 1943). Die monatlichen Durchschnittstemperaturen für Inzing im Jahr 2012 zeigen im Vergleich zum Durchschnitt der Jahre 2007–2012 teils deutliche Schwankungen. Besonders hervorzuheben ist der August, der mit einer Abweichung von $+0,80^\circ\text{C}$ und einer Durchschnittstemperatur von $18,8^\circ\text{C}$ den wärmsten Monat des Jahres darstellt und auf einen heißen Spätsommer hinweist. Außerdem könnten der Mangel an Niederschlägen in der Woche vor dem Erdbeben sowie die hohen Temperaturen im August zur Austrocknung der fluvioglazialen Sedimente und der

Rutschmasse geführt haben. Austrocknungsprozesse können die Kohäsion der Sedimente verringern und zur Bildung von Schrumpfungsrissen führen, wodurch das Gefüge der Lockergesteine geschwächt wird (Keller und DeJong, 2004). Allerdings führt fortschreitende Austrocknung zum Verlust dieser kapillaren Bindungskräfte, was eine plötzliche Reduktion der scheinbaren Kohäsion und damit eine Destabilisierung des Hanges begünstigen kann (Head, 2006). Diese Hypothese wird jedoch durch die mineralogische Analyse der Rutschungsproben relativiert, da keine quellfähigen Tonminerale wie Smektit oder Vermiculit nachgewiesen wurden, die für signifikante Volumenänderungen bei Feuchtigkeitsverlust verantwortlich sind. Das Fehlen dieser Minerale widerlegt die Annahme, dass Kontraktionsprozesse infolge von Austrocknung als Hauptursache der Hangrutschung betrachtet werden können (Terzaghi, 1943). Zusätzlich ist nicht anzunehmen, dass sich die scheinbare Kohäsion in der basalen Scherzone in mehrere m Tiefe in einem Zeitraum von nur einer Woche ändert.

5. Schlussfolgerungen

Die Untersuchungen im Rahmen dieser Masterarbeit legten den Fokus auf die Rutschung am Enterbach. Im Folgenden werden die Schlussfolgerungen aus dieser Analyse präsentiert:

- Die geologischen Untersuchungen zeigen, dass das Untersuchungsgebiet von metamorphen Gesteinen, insbesondere Albitblastenschiefer und Glimmerschiefer, sowie großflächig von Lockergesteinen in Form von fluvioglazialen Sedimenten und Moränen an der Oberfläche dominiert wird. Obwohl diese Festgesteine stark verwittert sind, beeinflussen sie die Hangstabilität nicht, da die Rutschung in den fluvioglazialen Sedimenten stattfindet.
- Die fluvioglazialen Sedimente sind mitteldicht bis dicht gelagert, was ihnen eine hohe Stabilität verleiht. Sie weisen heterogene Korngrößen von feinem Sand bis groben Kies mit einer überwiegend grobkörnigen Zusammensetzung auf, wobei die Feinkornanteile ($< 63 \mu\text{m}$) zwischen 15,2% (Probe 20196) und 18,5% (Probe 20199) variieren. Die Bodenart wurde gemäß ÖNORM B 4400-1 (2010) bestimmt: 20196, 20199: cl" si' co' sa Gr, 20197: si" s̄a Gr, 20198: cl" si' s̄a Gr, 20200: cl" si' co sa Gr. Nach Nichols (2009) werden sie als „schluffig sandige Kiese“ klassifiziert. Mineralogisch dominieren Quarz und Albit, ergänzt durch Clinochlor und Muskovit.
- Die XRD-Analysen der fluvioglazialen Sedimente zeigen, dass Quarz (41%) und Albit (36%) die dominierenden Minerale sind, gefolgt von Clinochlor (11%), Muskovit (6%), Biotit (4%) und Alkali-Feldspat (Orthoklas) mit 2%.
- Die Tonmineralogie der fluvioglazialen Sedimente wird von Illit und Chlorit dominiert, die in allen Proben nachgewiesen wurden. Probe 20196 weist mit 79% einen höheren Illit-Anteil im Vergleich zu 21% Chlorit auf. Ähnliche Trends zeigen sich auch in den Proben 20197 bis 20200, was auf eine konsistente Entwicklung unter vergleichbaren Umweltbedingungen hinweist.
- Basierend auf der Geometrie der Rutschung wird diese Rutschung gemäß Cruden und Varnes (1996) als Translationsgleitung klassifiziert. Im Zuge ihrer Bewegung hat sich die gravitative Massenbewegung von einem Gleitprozess (Rutschung) im Anrissbereich zu einem Fließprozess im Transit- und Ablagerungsbereich entwickelt.
- Die Rutschung erstreckte sich über einen Höhenbereich von 1.268 m ü.A. bis 1.397 m ü.A. mit einer Fallhöhe von 129 m und einer Auslauflänge von 293 m sowie ein H/L-Verhältnis von 0,44. Die Fahrböschung betrug $23,8^\circ$, die Länge der Rutschmasse war etwa 145 m und die Rutschung erreicht an ihrer breitesten Stelle 62 m und verjüngt sich in Richtung des höchsten Punkts der Hauptabrisskante halbkreisförmig. Die maximale Tiefe der basalen Scherzone betrug ca. 6,5 m, und die mittlere Mächtigkeit der Rutschmasse lag zwischen 2 und 3 m.
- Die Volumenschätzung der Rutschung ergab durch Methode I 12.400 m^3 , und durch Methode II 12.200 m^3 bei einer mittleren Mächtigkeit von 2,5 m.
- Die Berechnungen nach GLE/Morgenstern-Price zeigen, dass der Standsicherheitsbeiwert mit dem Vorhandensein von Grundwasser abnimmt. Beispielsweise reduzierte sich der FS von 1,000 (ohne Grundwasser) auf 0,854 (bei einer Kohäsion von 10 kPa und einem Reibungswinkel von 26°) und von 1,001 auf 0,832 (bei einer Kohäsion von 5 kPa und

- einem Reibungswinkel von 30°). Die Analyse bestätigt, dass ein ansteigender Grundwasserspiegel ein potenzieller Auslöser für die Rutschung sein könnte.
- Die meteorologischen Daten für 2012 zeigten eine Hitzewelle mit Temperaturen bis zu 35°C und erhöhte Niederschläge im August 2012. Unmittelbar vor dem Ereignis, d.h. 6 Tage davor, gab es jedoch keinen Niederschlag. Dies deutet darauf hin, dass Niederschlag nicht unmittelbar als Auslöser relevant war. Auch ein Verlust der scheinbaren Kohäsion in einem Zeitraum von sechs Tagen in einer Tiefe von mehreren Metern ist als Auslöser nicht wahrscheinlich. Es werden daher weitere Untersuchungen benötigt, um den Auslösefaktor eindeutig zu bestimmen.

Literaturverzeichnis

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., Fisher, D. (2020). *Stereonet v. 11– A program for stereographic projection and analysis of geological structures* (Version 11) [Software]. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University. Abgerufen am 27.08.2024 von <http://www.rickallmendinger.net/stereonet>
- ArcGIS 10.7.1. (2021). *ArcGIS 10.7.1 + Pro 2.4 Windows* (Version 10.7.1) [Software]. Esri. https://academic.softwareone.com/#/UniWien_Studierende/account/mysoftware Abgerufen am 04.09.2021
- Bishop, A. W. (1955). The Use of the Slip Circle in the Stability Analysis of Slope. *Geotechnique*, 10, 129–150. <https://doi.org/10.1680/geot.1955.5.1.7>
- BML. (2024). *Daten der Wetterstationen Inzing und Gries im Sellrain* (WebGIS-Applikation eHYD) [Dataset]. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft. https://ehyd.gv.at/?g_suche=396465
- Brown, G., Brindley, G. W. (1980). X-ray Diffraction Procedures for Clay Mineral Identification. In *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. <https://doi.org/10.1180/mono-5.5>
- Bunza, G. (1975). Geomorphologische Kartierung und Beurteilung von Wildbachgebiet mit unterschiedlichen Lockermassen. Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft.
- Bunza, G. (1976). Analyse und Kartierung von Bodenbewegungen und Erosionsvorgängen in alpinen Gebieten. *Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und Tiere*, 41, 119–143.
- Cruden, D. M., Varnes, D. J. (1996). *Landslide types and processes* (Special Report 247; Landslides: investigation and mitigation, S. 36–75). U.S. National Academy of Sciences.
- DIN EN ISO 14689-1. (2004). Geotechnische Erkundung und Untersuchung -Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Fels-Teil 1; Benennung und Beschreibung (ISO 14689-1:2003); Deutsche Fassung EN ISO 14689-1:2003.
- Genske, D. D. (2014). *Ingenieurgeologie* (2. Aufl.). Springer Spektrum Berlin. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-55387-5>
- Hauser, C. (Bearb.). (1992). Zirl 1:50.000. - 1 Bl, Farbendruck, Geologische Bundesanstalt, Wien. (Wien: Robert Hammerl). - In: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000; Nr. 117 (1992) [Geologische Karte]. <https://doi.org/10.24341/tethys.52>
- Head, K. H. (2006). *Manual of Soil Laboratory Testing*.: Bd. 1. Soil Classification and Compaction Tests (3rd edition).
- Highland, L. M., Bobrowsky, P. (2008). *The Landslide Handbook—A Guide to Understanding Landslides*. U.S. Geological Survey Circular 1325, 129p.
- Hübl, J., Brabec, S., Heiss, K. (2007). *Grundlagen zur Risikoanalyse am Enterbach und Pfonerbach, Tirol, Enterbach* (104 Band 2; S. 177). Institut für Alpine Naturgefahren, Universität für Bodenkultur.
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167–194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- Inkscape. (2021). *Inkscape Project* (Version 1.1) [Software]. <https://inkscape.org>
- Keller, C. P., DeJong, J. T. (2004). Mechanisms of soil cohesion and stability in unsaturated conditions. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 130(1), 91–100.

- Kinter, E. B., Diamond, S. (1955). A New Method for Preparation and Treatment of Oriented Aggregate Specimens of Soil Clays for X-Ray Diffraction Analysis. *Clays Clay Miner*, 4(21), 111–120. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1955.0040103>
- Klötzli-Chowanetz, E. (2014). *Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztalkristallin auf Blatt 147 Axams* (156; S. 270–278). https://www.zobodat.at/publikation_articles.php?id=306224
- Land Tirol (TIRIS). (2007). *Airborne Laserscanning (ALS)-Daten: Open GIS Government Data – Land Tirol (TIRIS)* [Digitale Geländemodell (DGM)]. Amt der Tiroler Landesregierung. Abgerufen am 08.09.2021 von <https://data-tiris.opendata.arcgis.com>
- Land Tirol (TIRIS). (2010). *Open GIS Government Data – Land Tirol* [Orthofoto]. Amt der Tiroler Landesregierung. Abgerufen am 28.08.2021 von <https://data-tiris.opendata.arcgis.com>
- Land Tirol (TIRIS). (2013). *Open GIS Government Data – Land Tirol* [Orthofoto]. Amt der Tiroler Landesregierung. Abgerufen am 28.08.2021 von <https://data-tiris.opendata.arcgis.com>
- Land Tirol (TIRIS). (2017). *Airborne Laserscanning (ALS)-Daten: Open GIS Government Data – Land Tirol (TIRIS)* [Digitale Geländemodell (DGM)]. Amt der Tiroler Landesregierung. Abgerufen am 08.09.2021 von <https://data-tiris.opendata.arcgis.com>
- Land Tirol (TIRIS). (2019). *Open GIS Government Data – Land Tirol* [Orthofoto]. Amt der Tiroler Landesregierung. Abgerufen am 28.08.2021 von <https://data-tiris.opendata.arcgis.com>
- Lotter, M., Haberler, A. (2013). Geogene Naturgefahren – gravitative Massenbewegungen und ihre Ursachen.
- Moore, D. M., Reynolds, R. C. Jr. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals* (2. Aufl.). Oxford University Press.
- Morgan, D. J. (1987). *A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy* (M. J. Wilson, Hrsg.; Bd. 23). Blackie Son Ltd. <https://www.10.1180/claymin.1988.023.2.10>
- Morgenstern, N. R., Price, V. E. (1965). The analysis of the stability of general slip surface. *Geotechnique*, 15, 79–93.
- Moser, M. (1980). Zur Analyse von Hangbewegungen in schwachbindigen bis rolligen Lockergesteinen im alpinen Raum anlässlich von Starkniederschlägen. *Bad Ischl*, 121–148.
- Moser, M. (2011). GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 147 Axams: Stand 2011, Wien [Geologische Karte]. <https://doi.org/10.24341/tethys.141>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell.
- Niederbichler, D. (2014). Charakterisierung von Rutschungen mit Schwerpunkt auf der Reichweitensimulation anhand von Praxisbeispielen. Technische Universität Graz.
- ÖNORM B 4400-1. (2010). Geotechnik – Teil 1: Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Böden -Regeln zur Umsetzung der ÖNORMEN EN ISO 14688-1 und -2 sowie grundlegende Symbole und Einheiten.
- Open TopoMap. (2023). *Kartenausschnitt Enterbach, Karte hergestellt aus Open TopoMap Daten* [Open Database License ODbL]. Abgerufen am 04.10.2023 von <https://opentopomap.org/#map=11/47.2347/11.2095>
- Prinz, H., Strauß, R. (2006). *Abriss der Ingenieurgeologie* (4. Aufl.). Spektrum Akademischer Verlag.

- Purtscheller, F. (1978). Sammlung geologischer Führer, Bd.53, Ötztaler und Stubai Alpen.
- QGIS. (o. J.). *QGIS Geographic Information System* (Version 3.10) [Software]. QGIS Association. Abgerufen am 17.12.2020, von <http://www.qgis.org>
- Riedmüller, G. (1978). Neoformations and transformations of clay minerals in tectonic shear zones. *TMPM Tschermaks Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, 25(3), 219–242. <https://doi.org/10.1007/BF01081421>
- Rocscience Inc. (2022). *2D Limit Equilibrium Analysis for Slopes (Slide2)* [Software]. Abgerufen am 03.10.2023 von <https://www.rocscience.com/software/slide2>
- Schultz, L. G. (1964). *Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale* (Professional Paper 391-C) [Report]. U.S. GEOLOGICAL SURVEY. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp391C>
- Terzaghi, K. (1943). *Theoretical Soil Mechanics*. John Wiley Sons.
- Thorez, D. J., Morgan, D. (1978). Phyllosilicates and Clay Minerals: A Laboratory Hand book for their X-ray Diffraction Examination. *Clay Minerals*, 13(2), 237–238. <https://doi.org/10.1180/claymin.1978.013.2.10>
- Tognacca, C. (1999). *Beitrag zur Untersuchung der Entstehungsmechanismen von Murgängen* (S. 261 S.) [ETH Zurich; Application/pdf]. <https://doi.org/10.3929/ETHZ-A-003823798>
- Tributh, H. (1991). Notwendigkeit und Vorteil der Aufbereitung von Boden- und Lagestättentonen. In *Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen* (1. Aufl., S. 29–33). DTTG.
- UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (WP/WLI). (1993). A suggested method for describing the activity of a landslide. *Multilingual Landslide Glossary*, 47, 53–57. <https://doi.org/10.1007/BF02639593>
- USGS. (2004). *Landslide Types and Processes*. USGS (U.S. GEOLOGICAL SURVEY). <https://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/>
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Landslides: Analysis and control*, Transportation Research Board (S. 11–33) [Special report, 176 (1)]. National Academy of Sciences.
- Whittig, L. D. (1965). X-Ray Diffraction Techniques for Mineral Identification and Mineralogical Composition. In *Methods of Soil Analysis* (S. 671–698). <https://doi.org/10.2134/agronmonogr9.1.c49>
- World disasters report. (2016). *Resilience: Saving lives today, investing for tomorrow*. International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies.
- Zangerl, C., Prager, C., Brandner, R., Brückl, E., Eder, S., Fellin, W., Tentschert, E., Poscher, G., und Schönlaub, H. (2008). *Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen*. 5, 1–51. <http://www.uibk.ac.at/geologie/geoalp/>

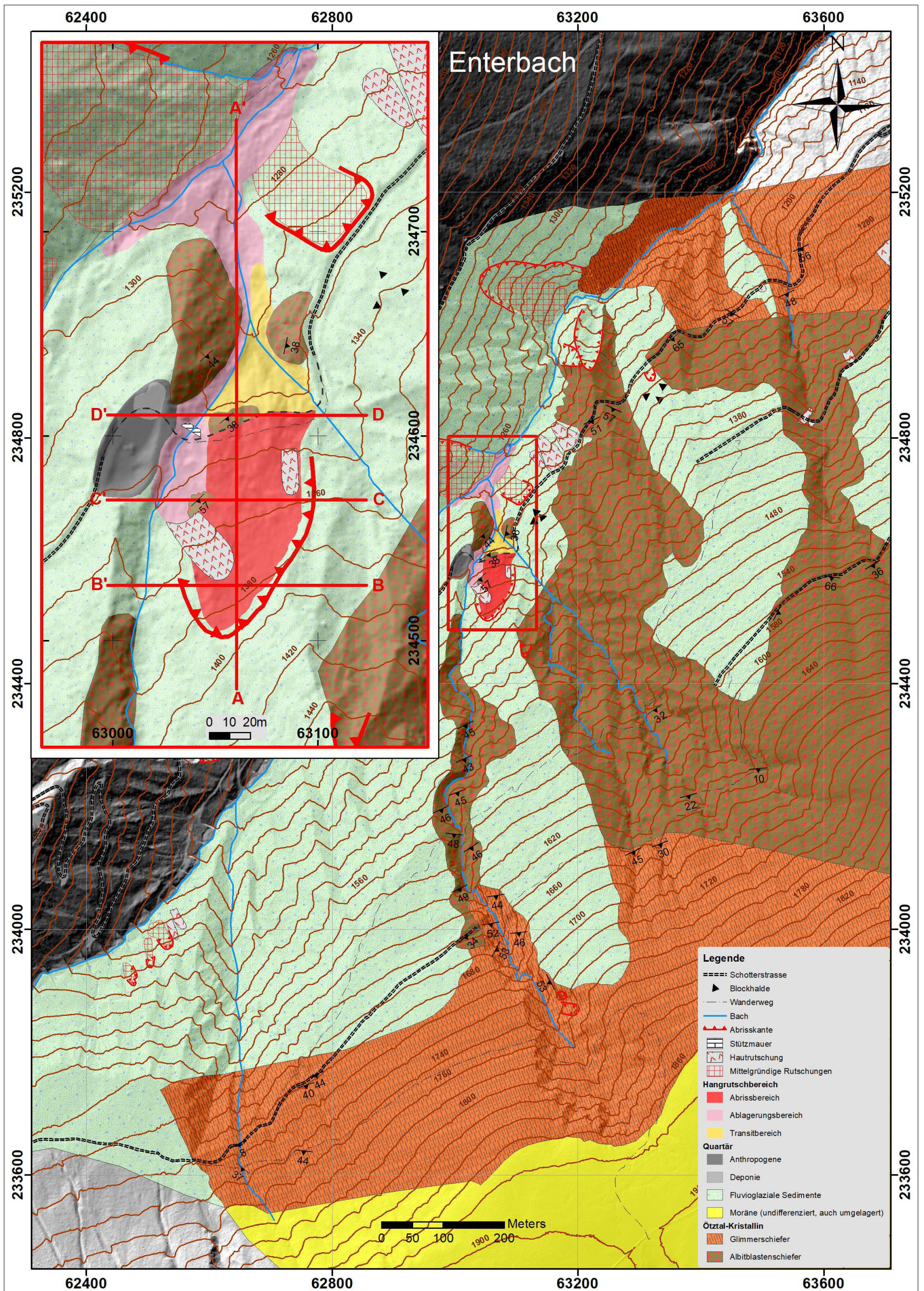
Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1-1: Geographische Lage des Enterbaches. Die roten Sterne zeigen Wetterstationen	8
Abbildung 1-2: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes	9
Abbildung 2-1: Lage der Probenentnahmestellen	18
Abbildung 2-2: Vorbereitung der Proben für die Korngrößenanalyse	19
Abbildung 2-3: Vorbereitung der Proben für die Pulverdiffraktometrie zur Mineralanalyse.	21
Abbildung 2-4: Probenaufbereitung für die Tonmineralanalyse	23
Abbildung 3-1: A) Aufschluss 11, Albitblastenschiefer. B) Aufschluss 47, Glimmerschiefer	27
Abbildung 3-2: Aufschlusskarte des Untersuchungsgebiets	29
Abbildung 3-3: Darstellung der gemessenen Schieferungen in einer Lagenkugel	30
Abbildung 3-4: Fluvioglaziale Sedimente beim Aufschluss 35.	32
Abbildung 3-5: Grobkomponenten der fluvioglazialen Sedimente.	33
Abbildung 3-6: Sedimente der Moräne im Untersuchungsgebiet	34
Abbildung 3-7: Summenkurve der Korngrößenverteilung für alle Proben	37
Abbildung 3-8: Diagramme der XRD-Analyse der Proben	39
Abbildung 3-9: XRD-Diagramme der Proben im Vergleich zum Handstück	39
Abbildung 3-10: Röntgendiffraktogramme der Probe 20196	42
Abbildung 3-11: Röntgendiffraktogramme der Probe 20197	42
Abbildung 3-12: Röntgendiffraktogramme der Probe 20198	43
Abbildung 3-13: Röntgendiffraktogramme der Probe 20199	43
Abbildung 3-14: Röntgendiffraktogramme der Probe 20200	44
Abbildung 3-15: geologische Karte des Untersuchungsgebietes	46
Abbildung 3-16: Profilschnitt A-A'	47
Abbildung 3-17: Profilschnitt B-B'	47
Abbildung 3-18: Profilschnitt C-C'	48
Abbildung 3-19: Profilschnitt D-D'	49
Abbildung 3-20: Übersichtskarte der Volumenabschätzung	52
Abbildung 3-21: Übersichtskarte: Abmessungen der Rutschung nach WP/WLI (1993)	53
Abbildung 3-22: Tagesniederschläge und Lufttemperatur 2007-2012	54
Abbildung 3-23: Tagesniederschläge und Lufttemperatur im Jahr 2012	55
Abbildung 3-24: Tagesniederschläge und Lufttemperatur im Juli und August 2012.	56
Abbildung 3-25: Mittelwerte des kumulativen Niederschlags in der Region von 2007 bis 2012	57
Abbildung 3-26: Monatliche Niederschläge in Gries im Sellrain	58
Abbildung 3-27: Monatliche Niederschläge in Inzing	58
Abbildung 3-28: Abweichungen der Monatsmittel der Temperatur im Jahr 2012	59
Abbildung 3-29: Grenzgleichgewichtsberechnung	61
Abbildung 3-30: Grenzgleichgewichtsberechnung	62

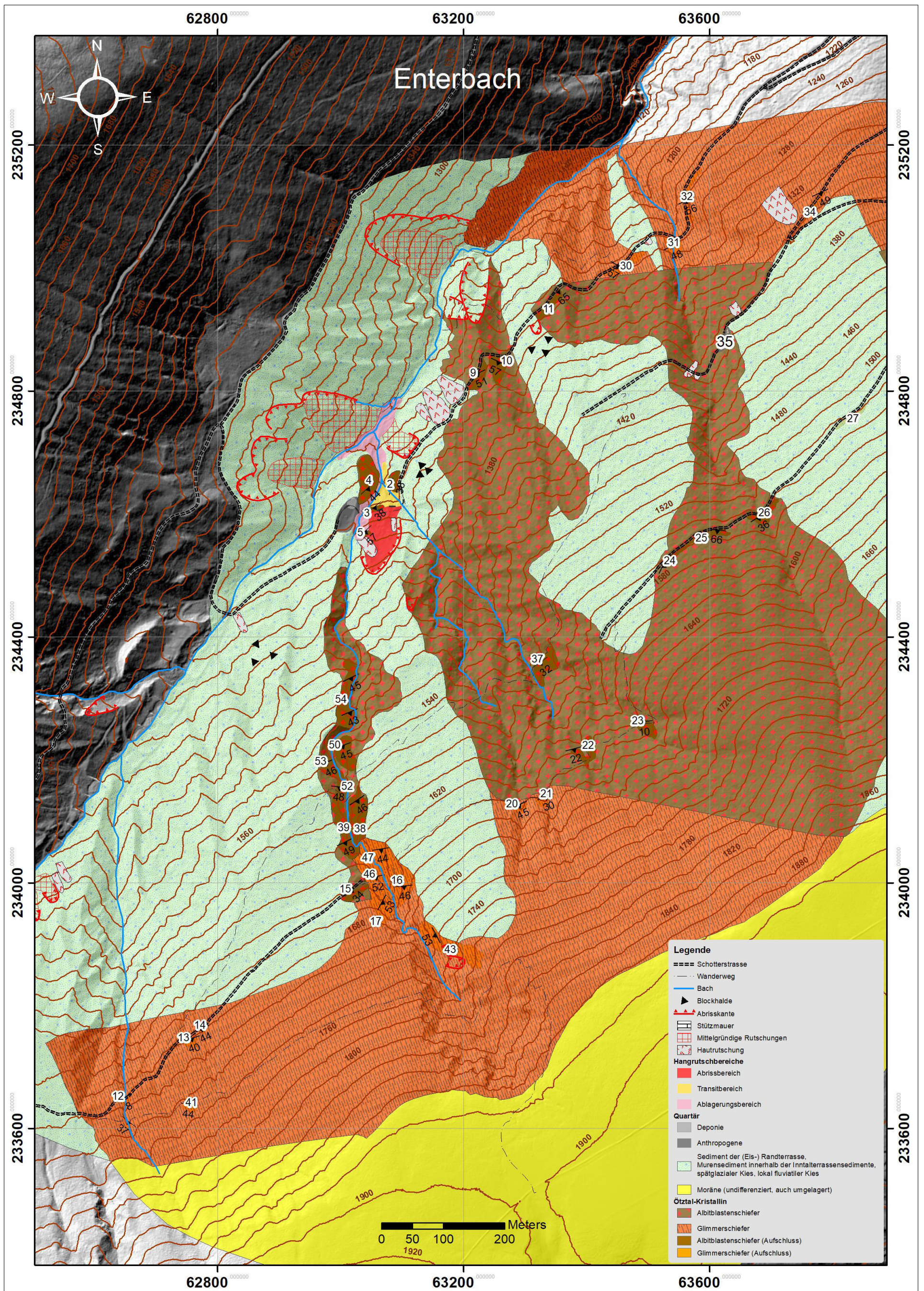
Tabellenverzeichnis

Tabelle 2-1: Auflistung der verwendeten Daten unter Verweis auf die Quellen.	14
Tabelle 2-2: Verwendete Hilfsmittel im Gelände	17
Tabelle 3-1: Die Masseanteile der Fraktionen für die Feinkörnigen- und grobkörnigen Materialien ..	35
Tabelle 3-2: Prozentanteile der Korngrößenfraktionen für jede Probe	35
Tabelle 3-3: Die Korngrößenverteilung (Körnungsaufbau)	37
Tabelle 3-4: Prozentanteile der verschiedenen Minerale in jeder Probe	38
Tabelle 3-5: Anteil der Tonminerale in den Proben	41
Tabelle 3-6: Abmessungen der Rutschung nach WP/WLI (1993)	51
Tabelle 3-7: Ergebnisse der Rückrechnung für Kohäsion und Reibungswinkel	60
Tabelle 3-8: Ergebnisse zum Einfluss des Grundwassers auf die Hangstabilität	62
Tabelle 3-9: Ergebnisse der Rückrechnung für die Kohäsion in fluvioglazialen Sedimenten	63

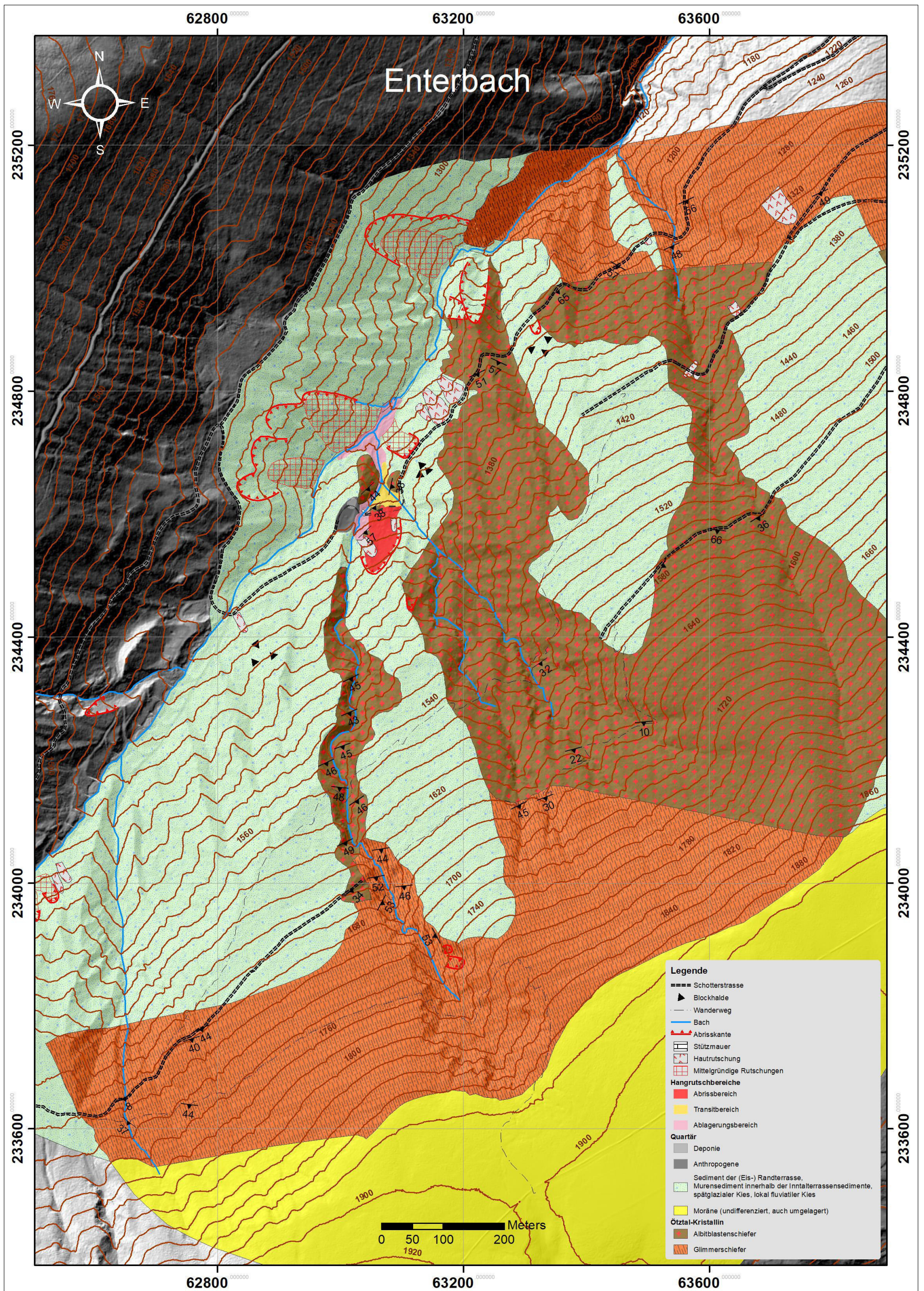
Anhang A
Geologische Karte und Profilschnitte



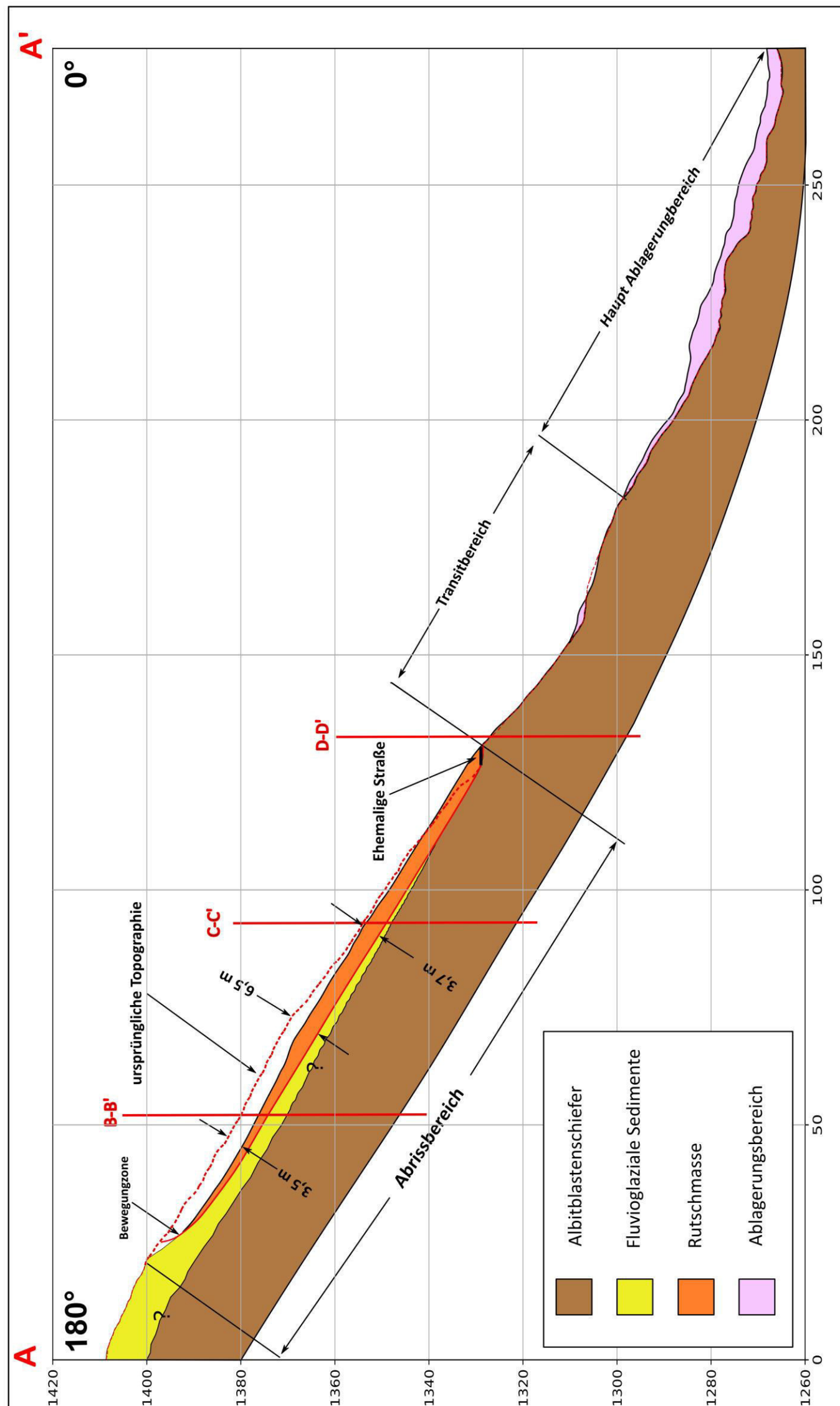
Anhang A 1: Übersichtskarte



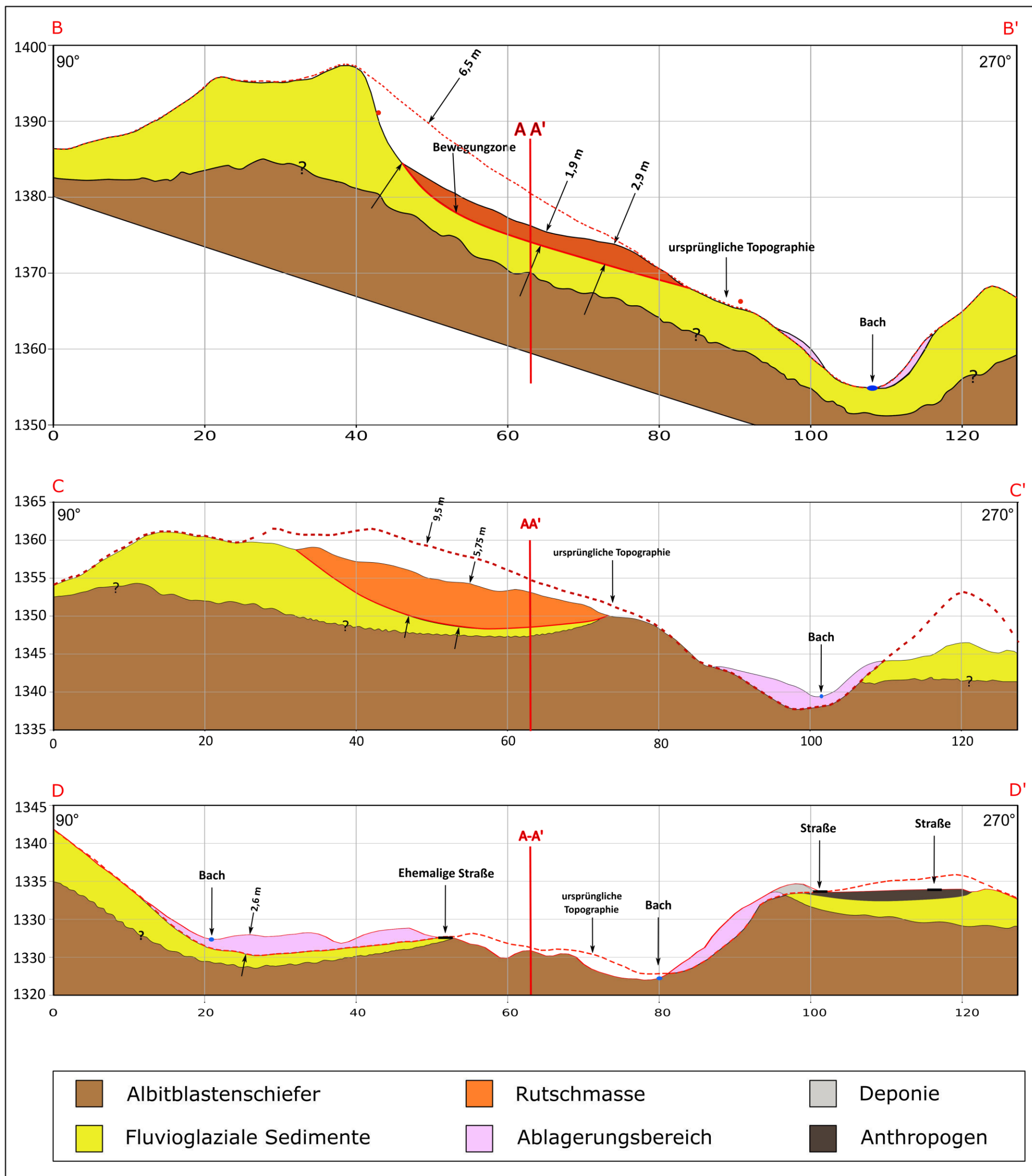
Anhang A 2: Aufschlusskarte



Anhang A 3: Geologische Karte

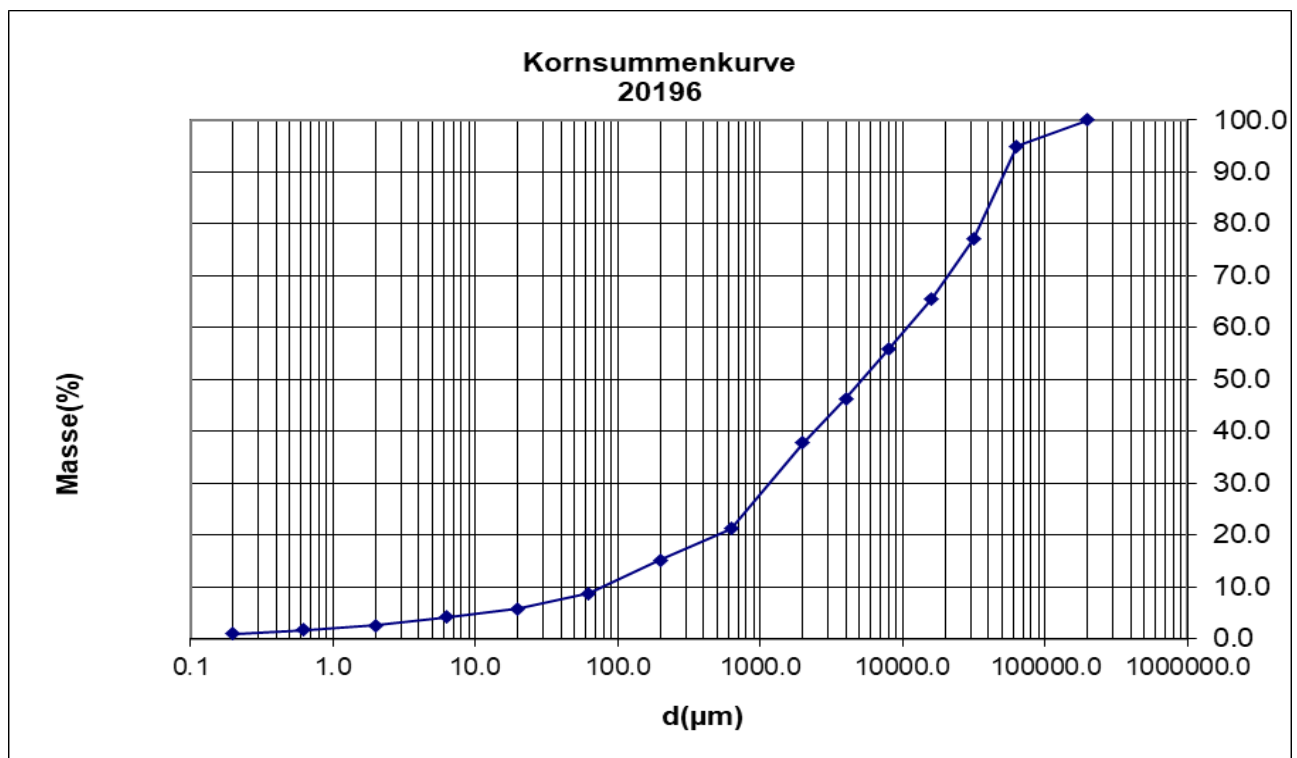
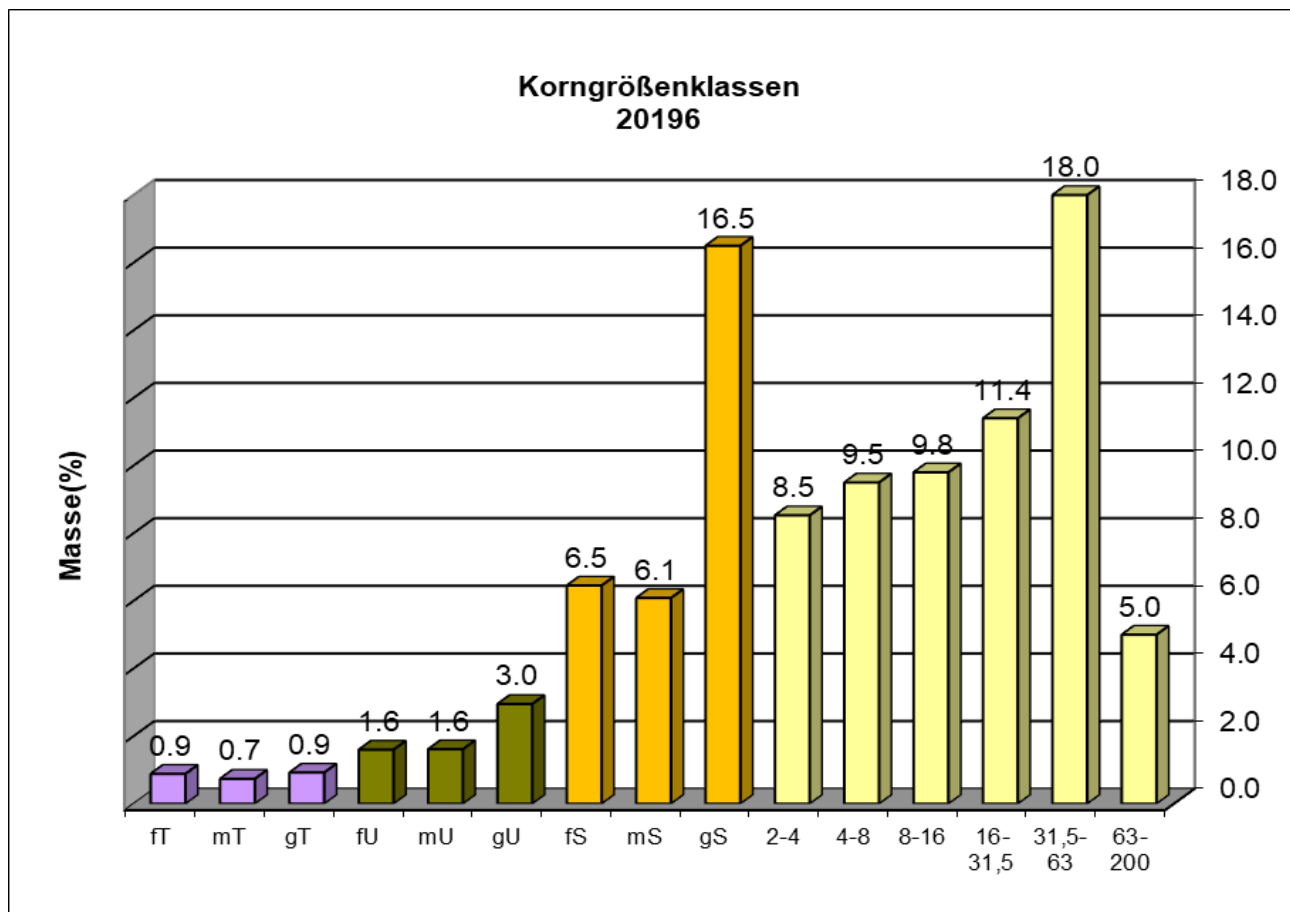


Anhang A 4: Profilschnitt A-A'

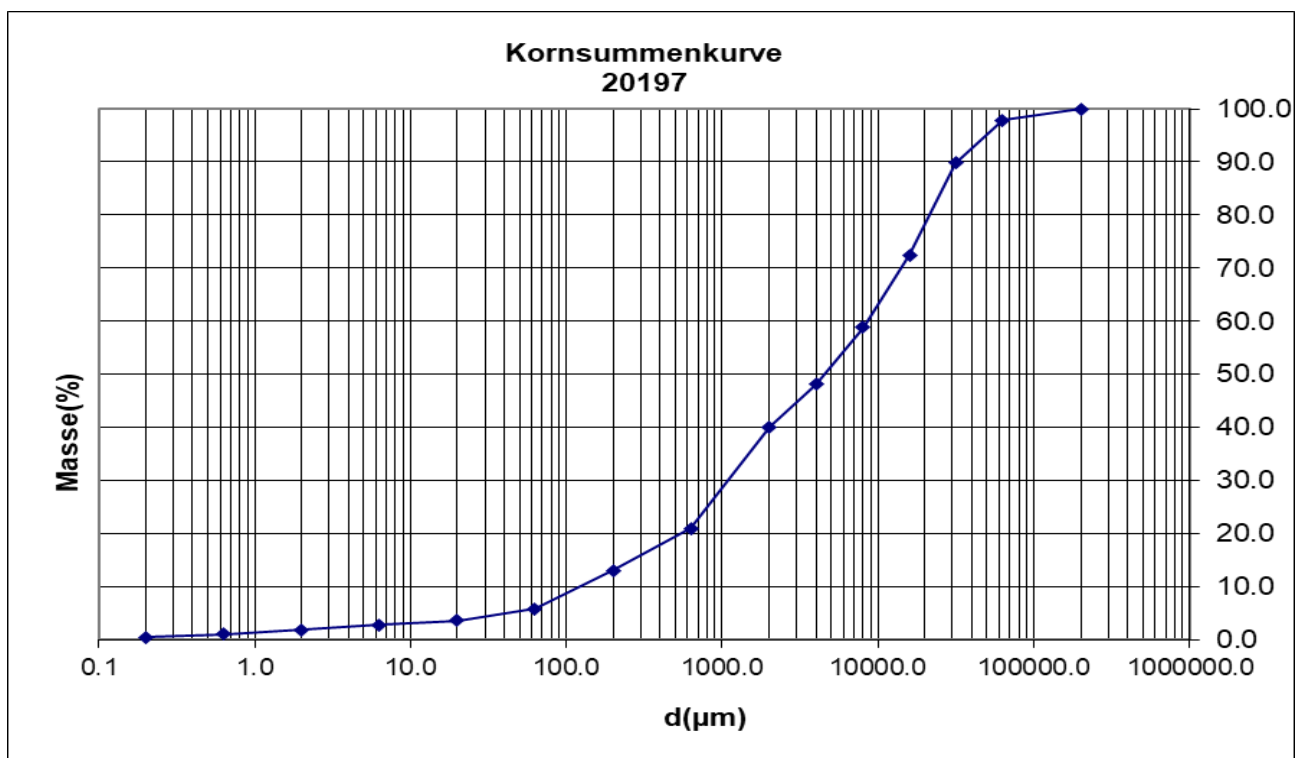
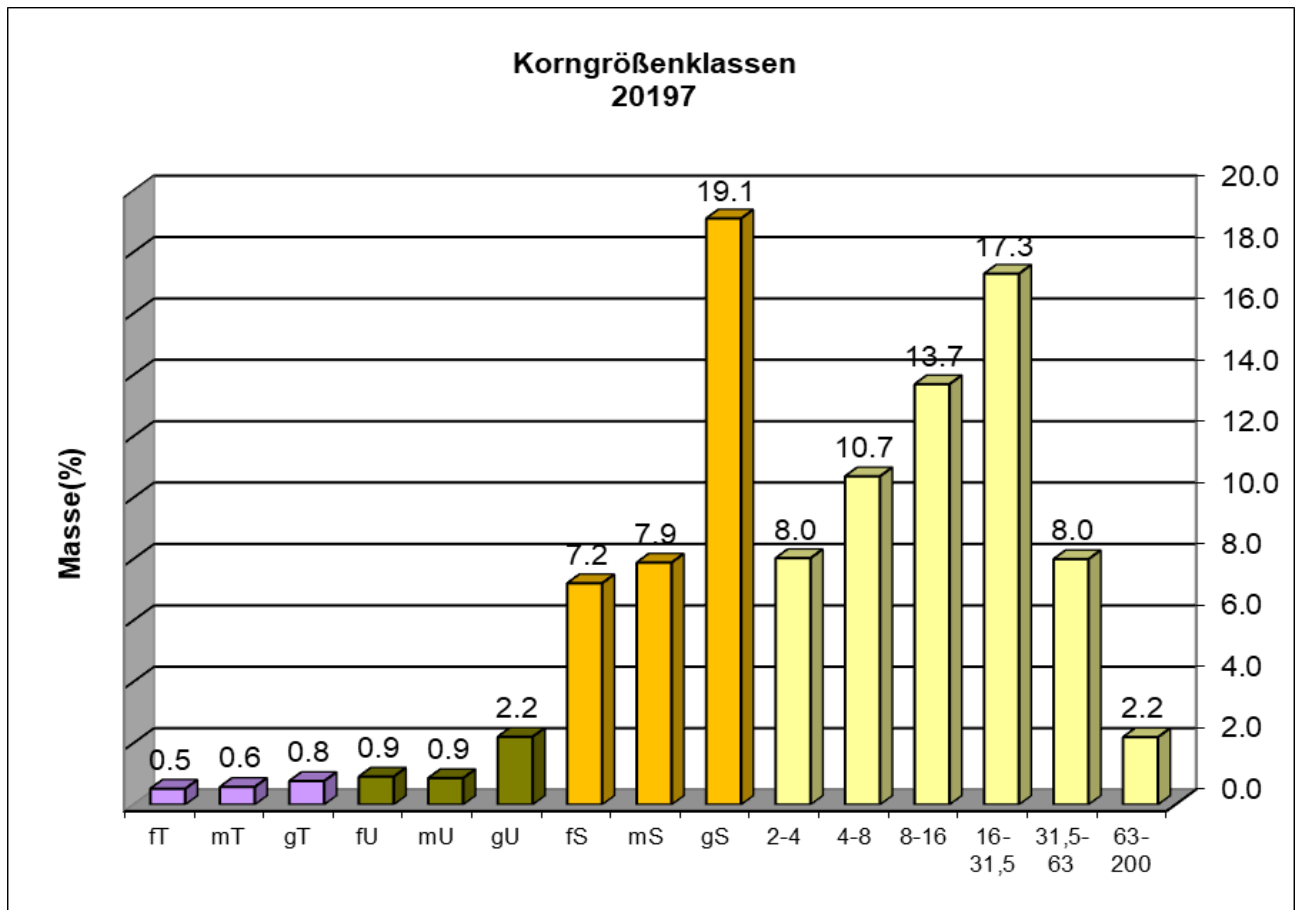


Anhang A 5: Querprofil B-B', Querprofil C-C', Querprofil D-D'

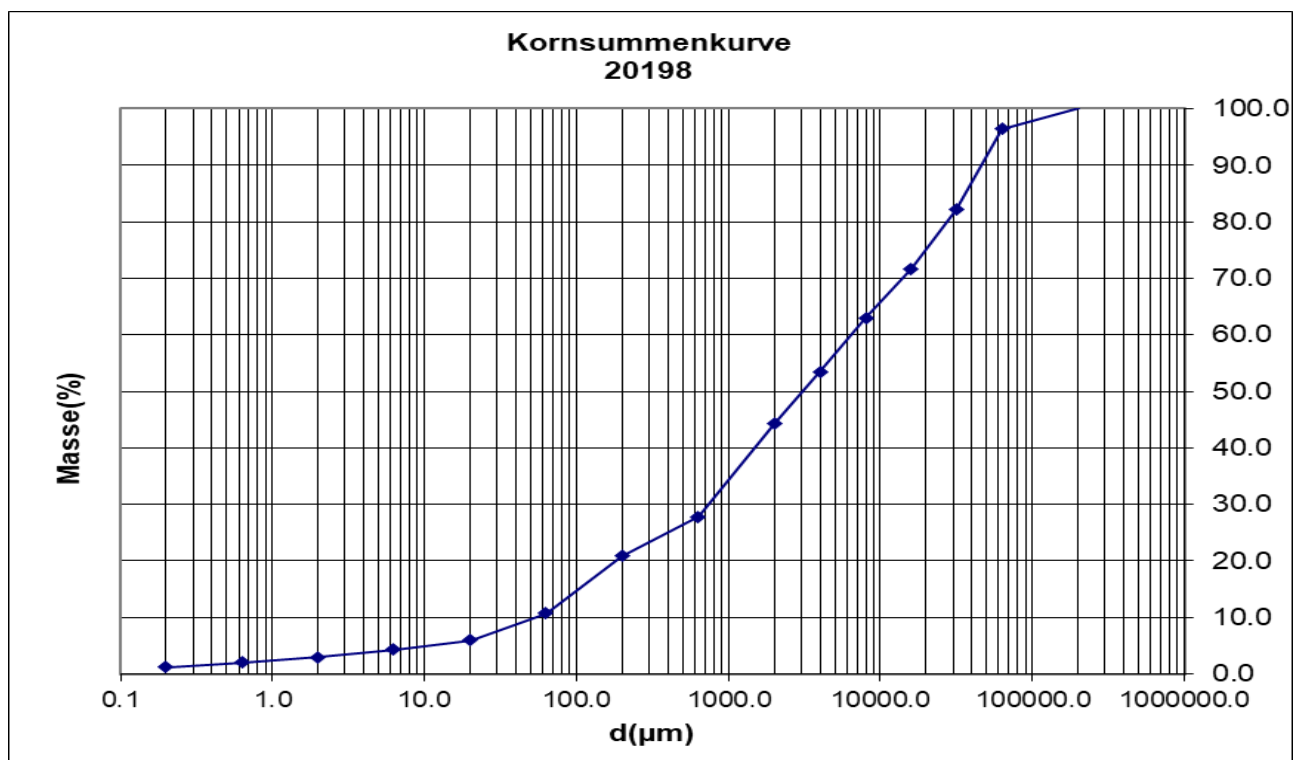
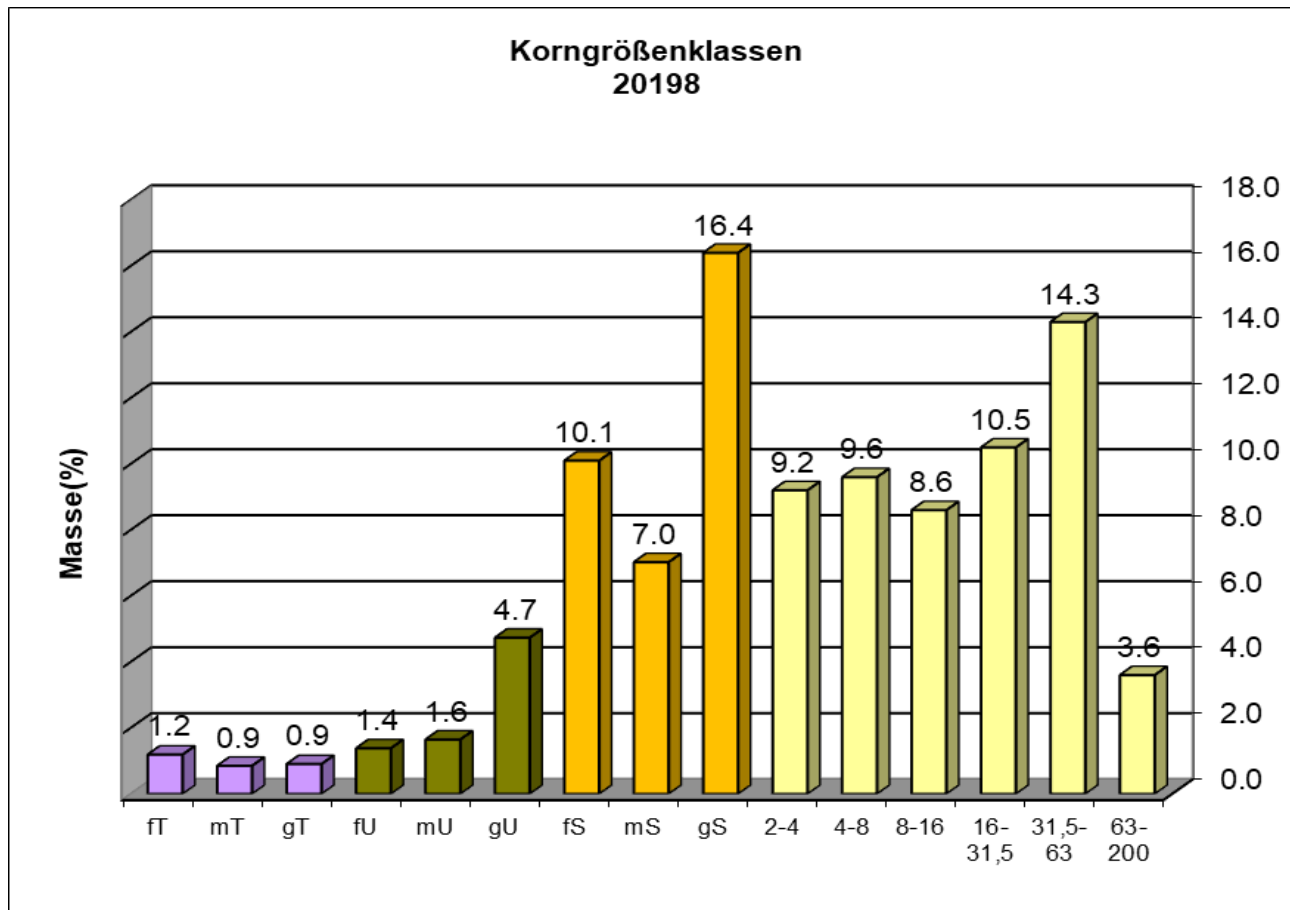
Anhang B
Laboranalyse Ergebnisse



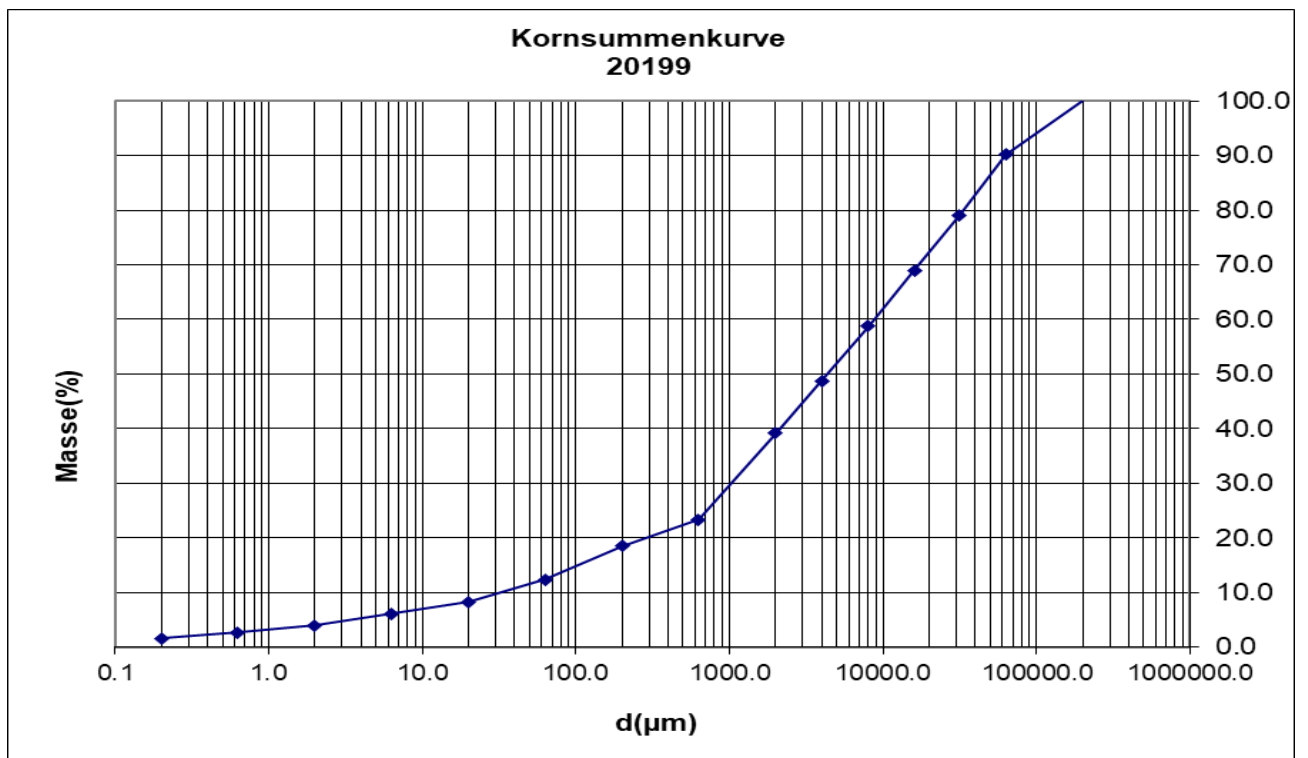
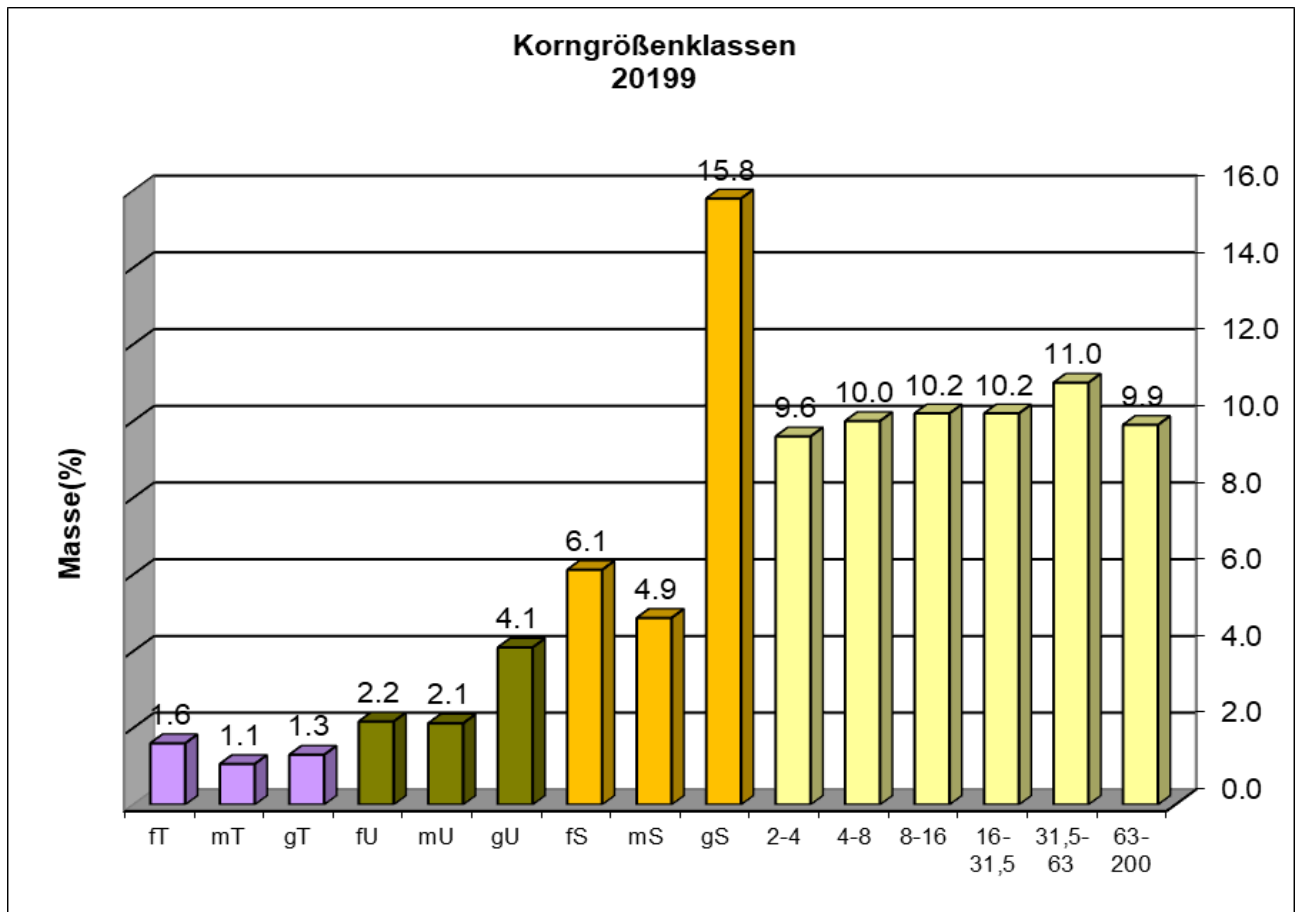
Anhang B 1: Korngrößenklassen und Kornsummenkurve Probe 20196



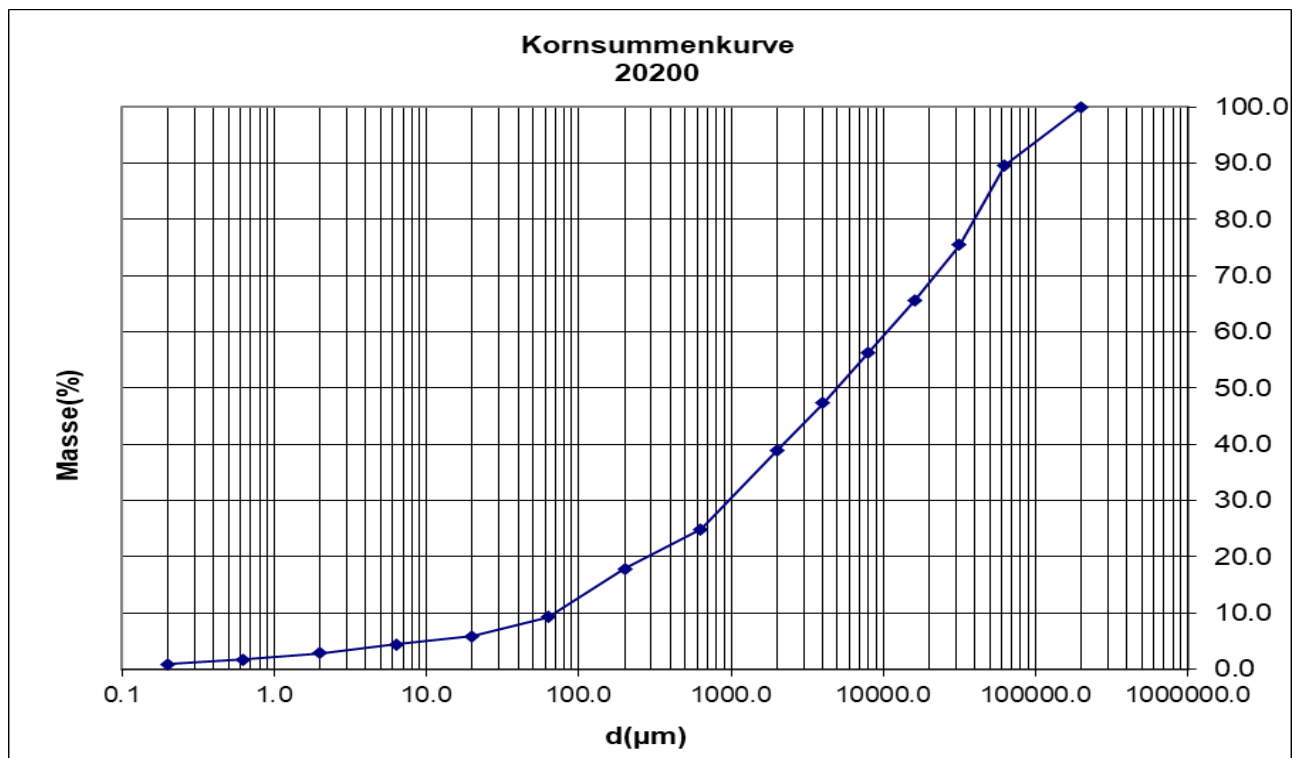
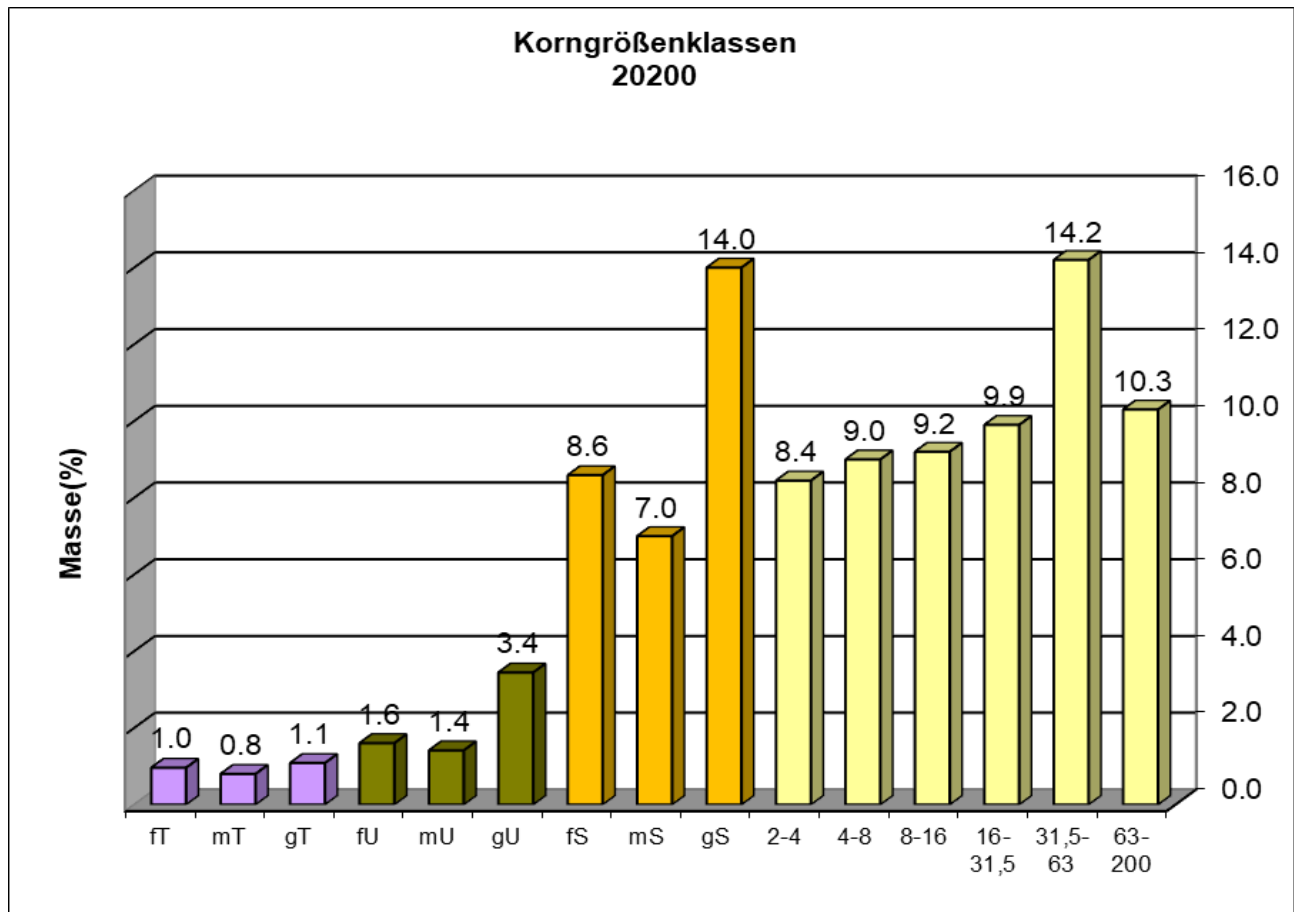
Anhang B 2: Korngrößenklassen und Kornsummenkurve Probe 20197



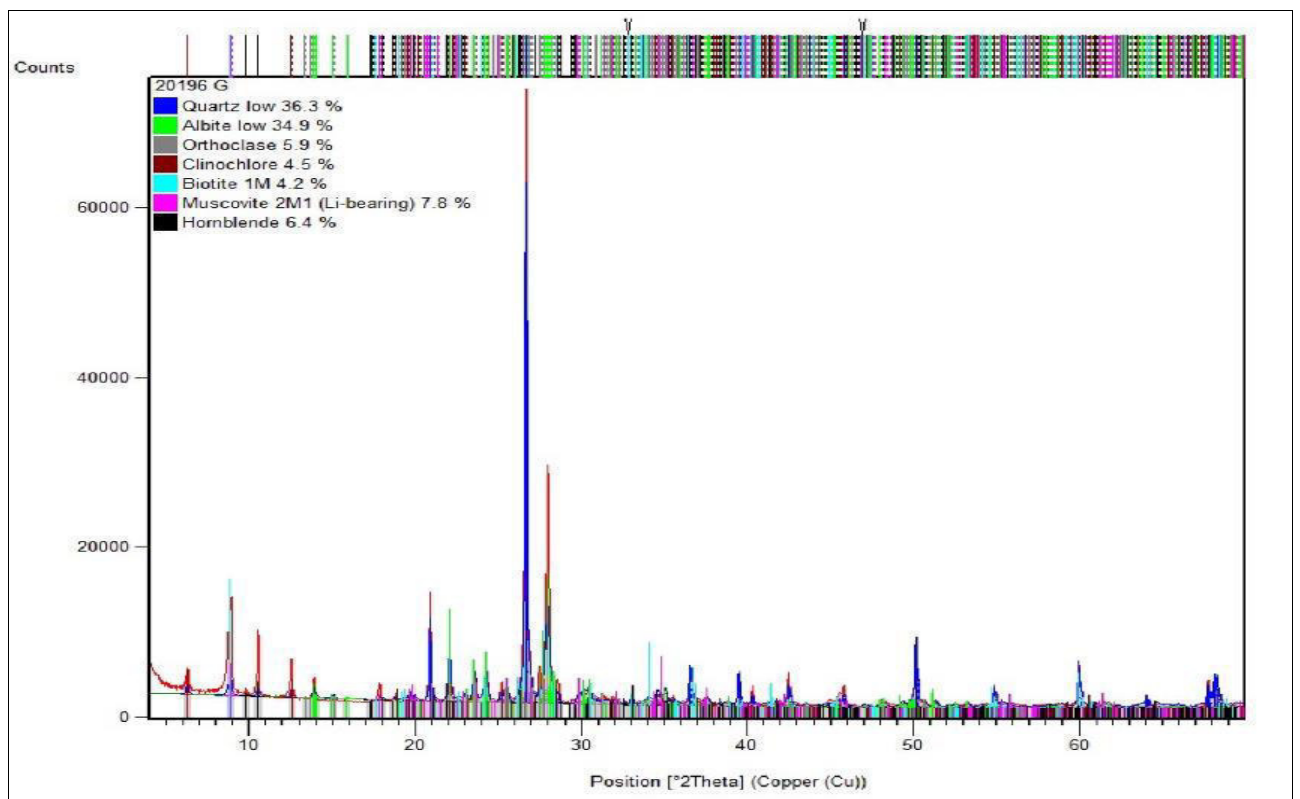
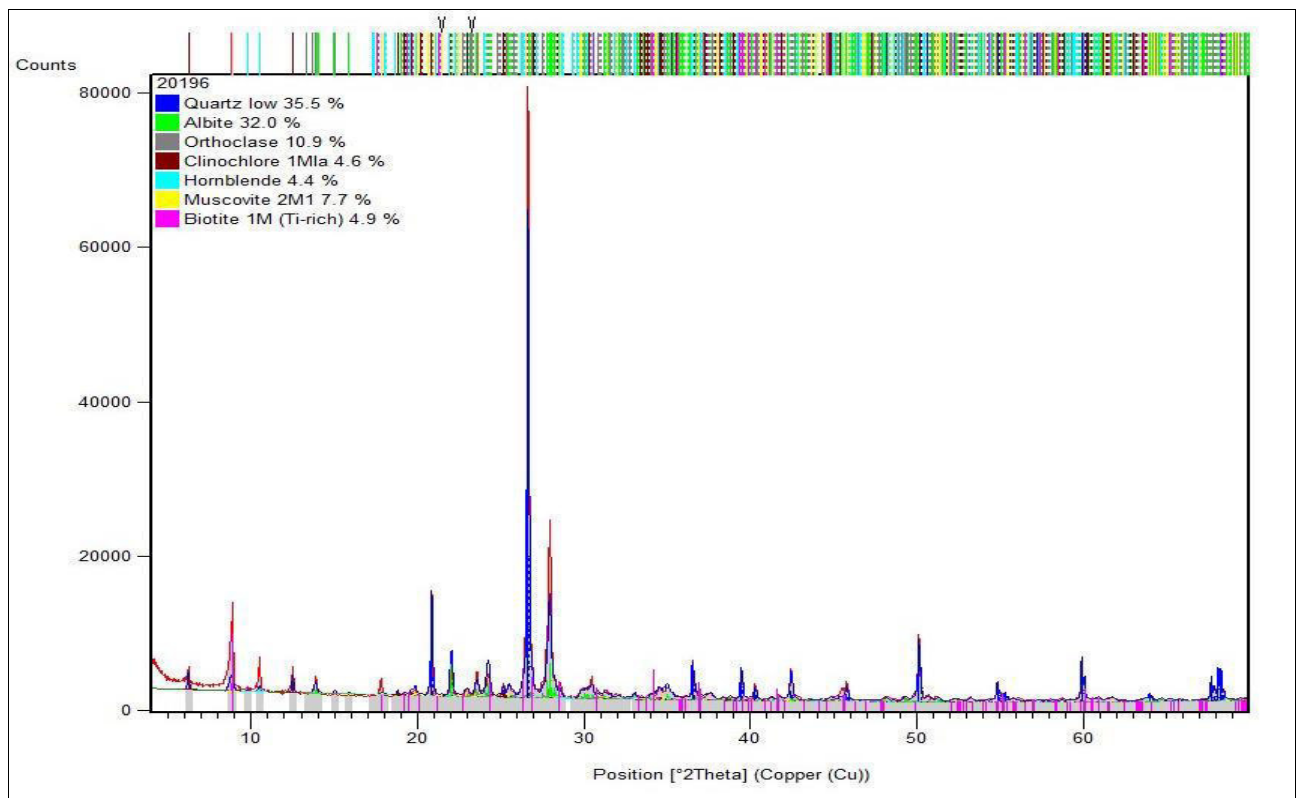
Anhang B 3: Korngrößenklassen und Kornsummenkurve Probe 20198



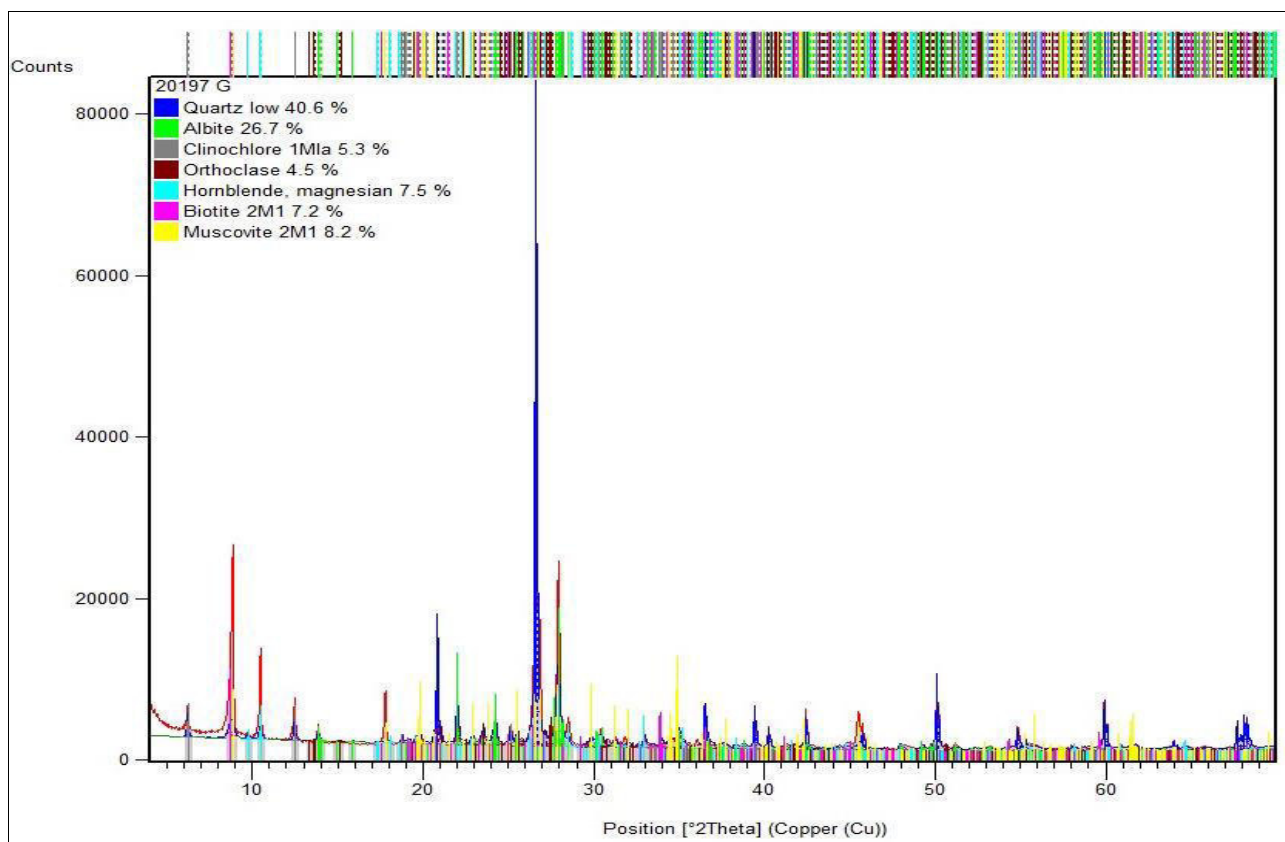
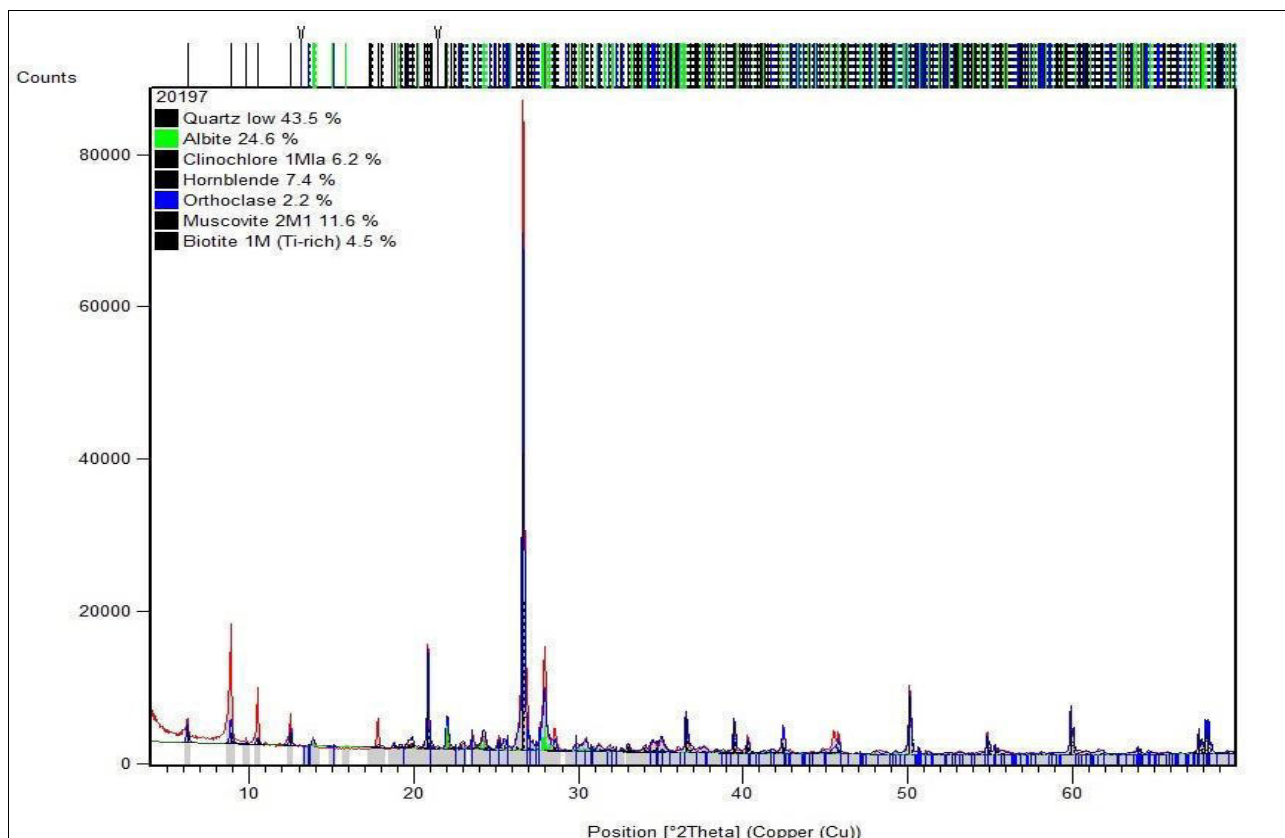
Anhang B 4: Korngrößenklassen und Kornsummenkurve Probe 20199



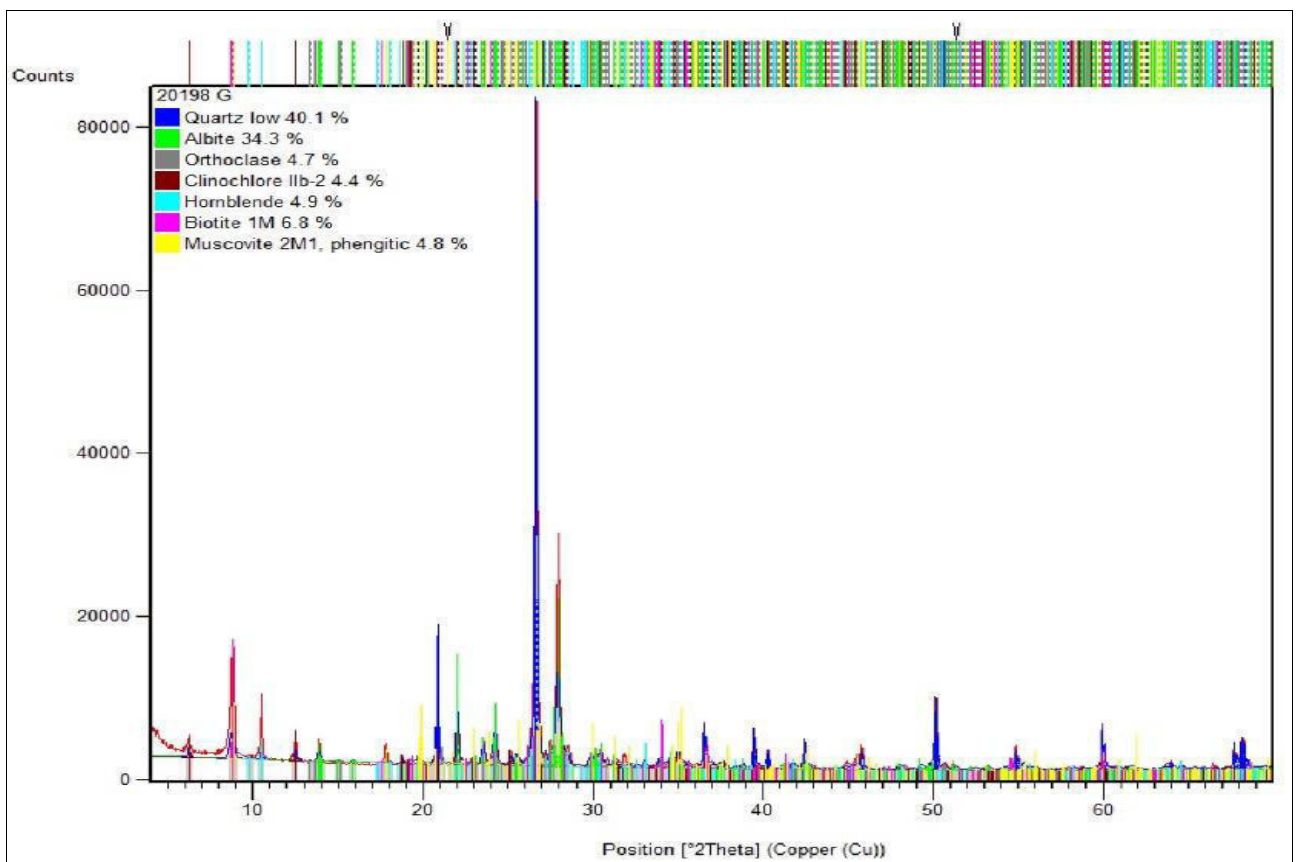
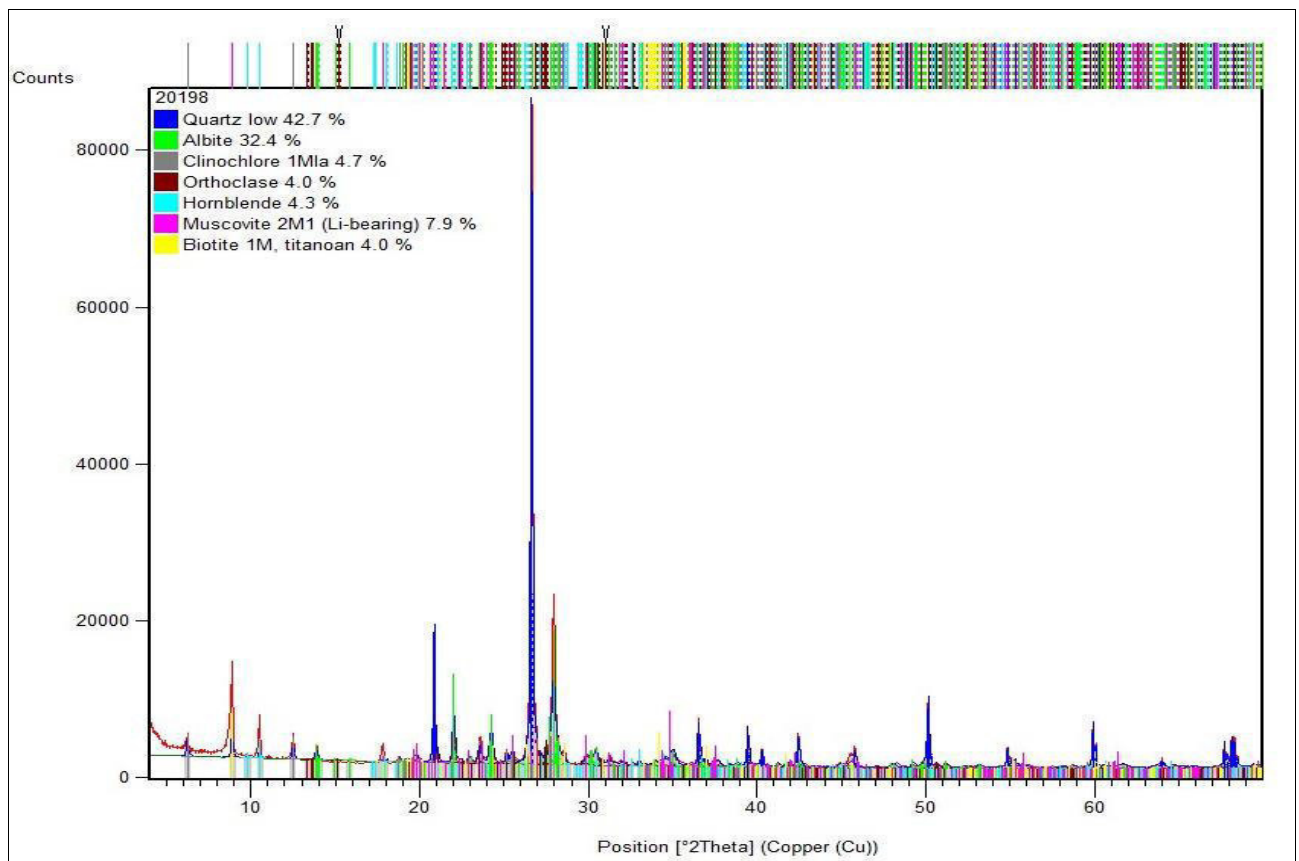
Anhang B 5: Korngrößenklassen und Kornsummenkurve Probe 20200



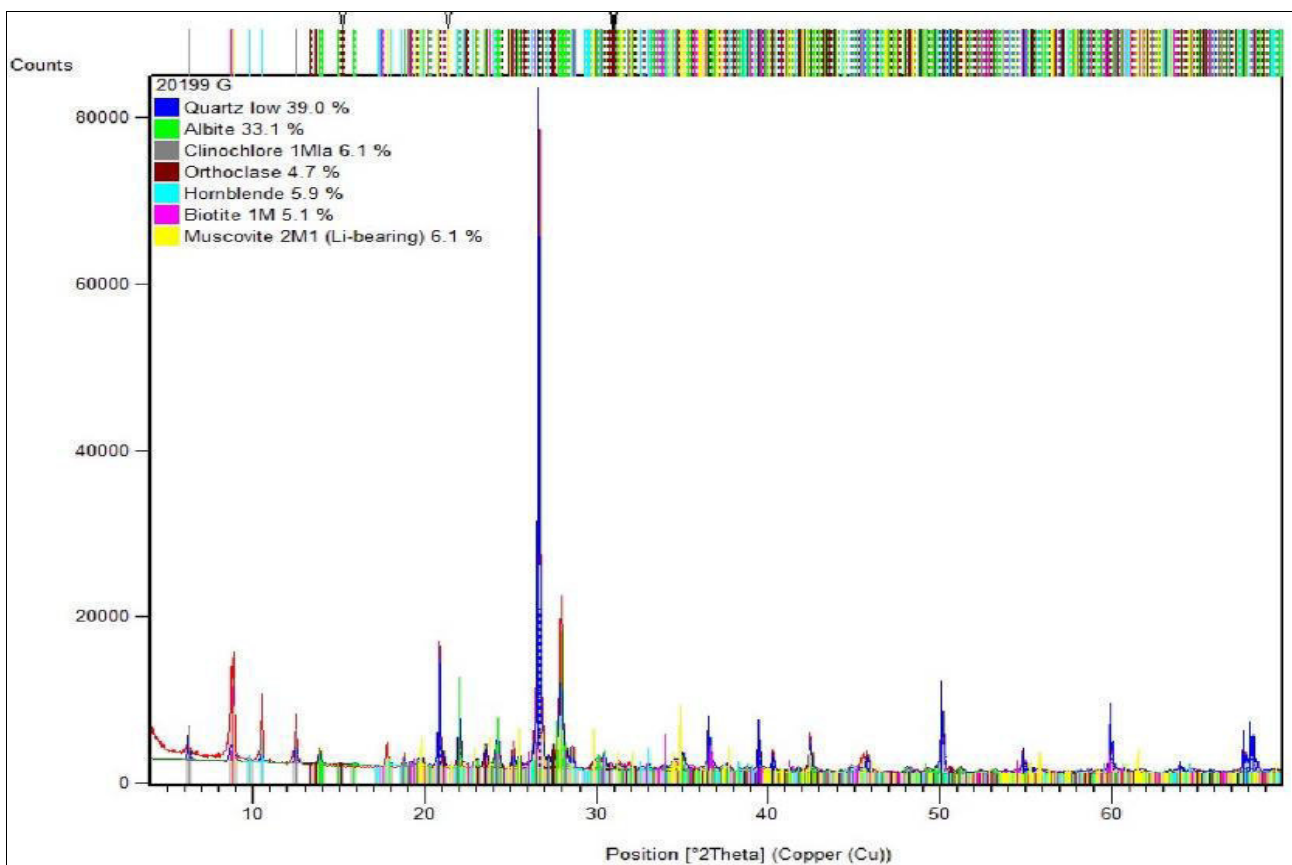
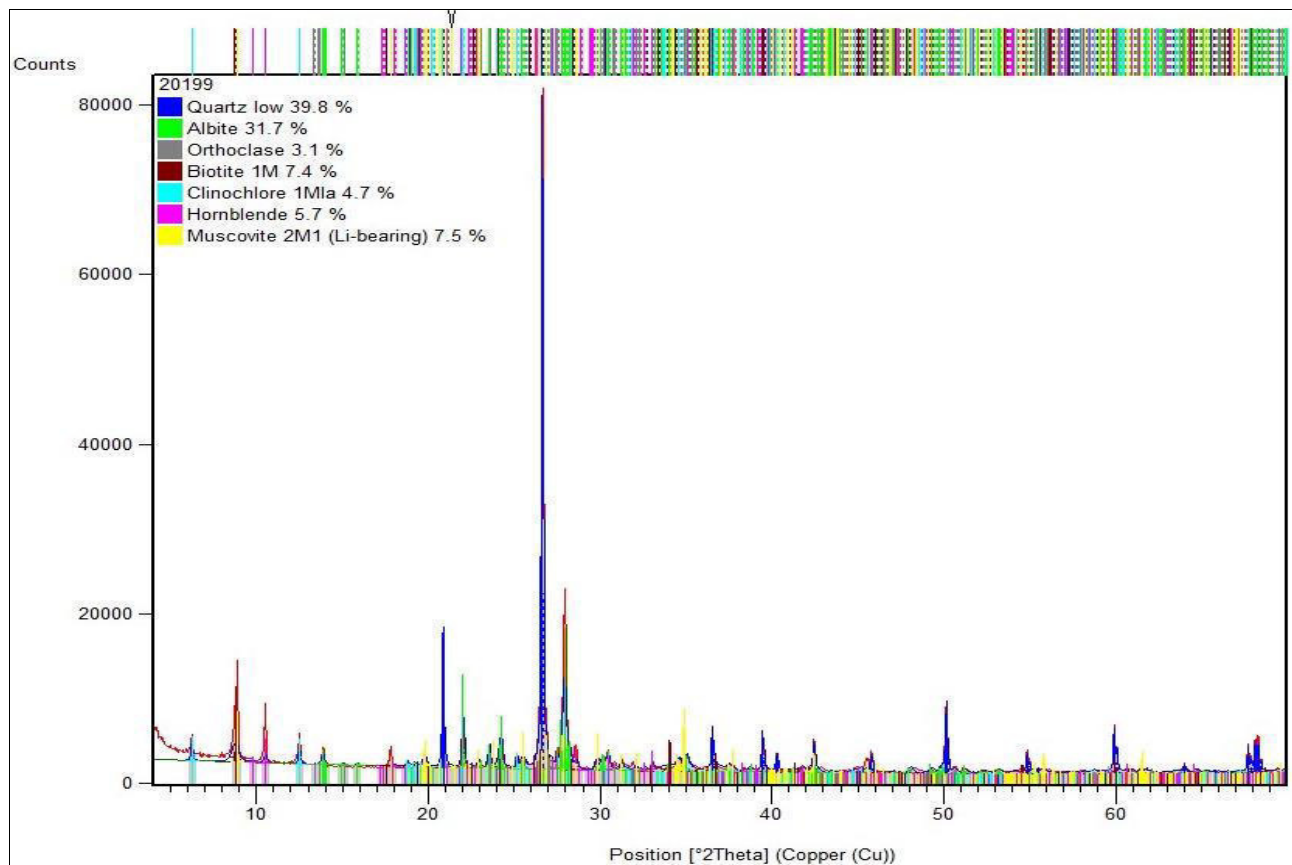
Anhang B 6: Diffraktogramm der Probe 20196 (Keiner als 4 mm und gesamte Probe)



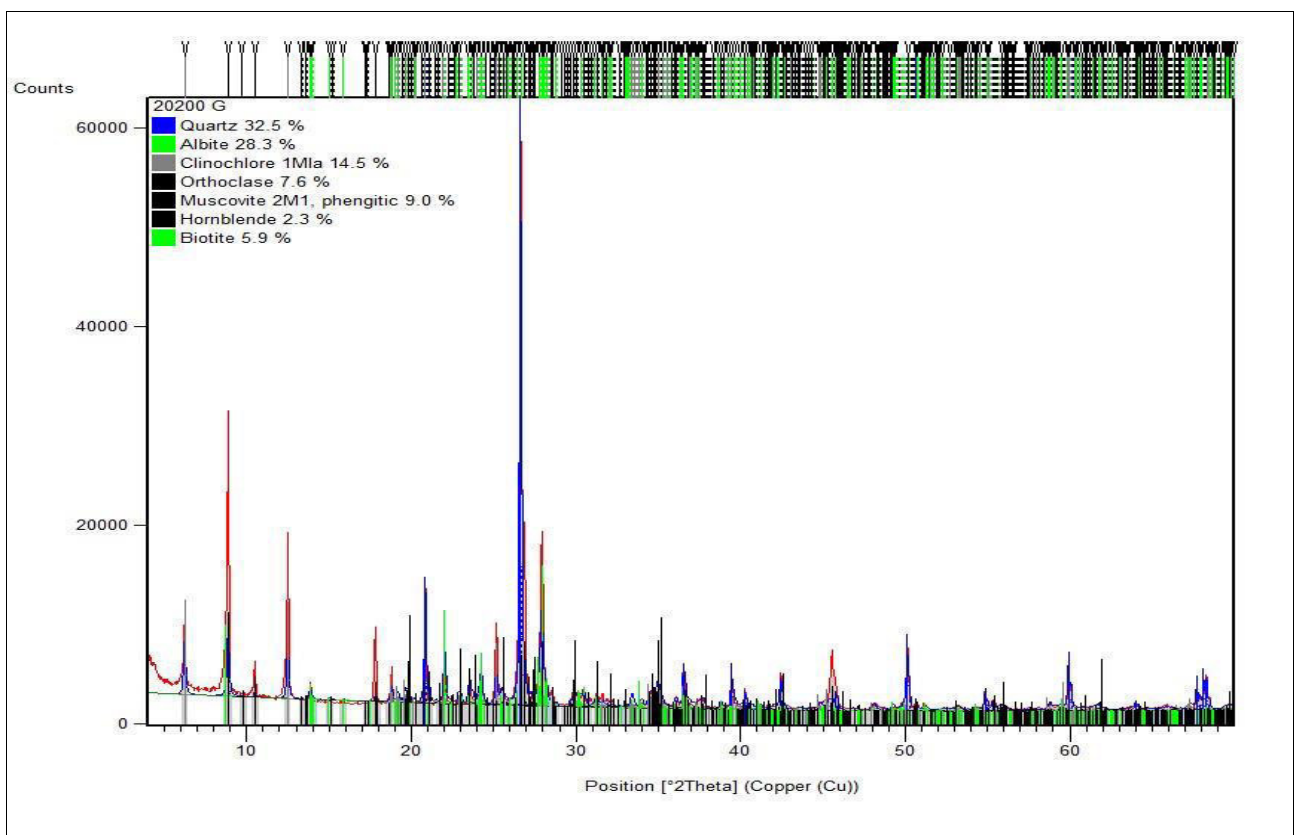
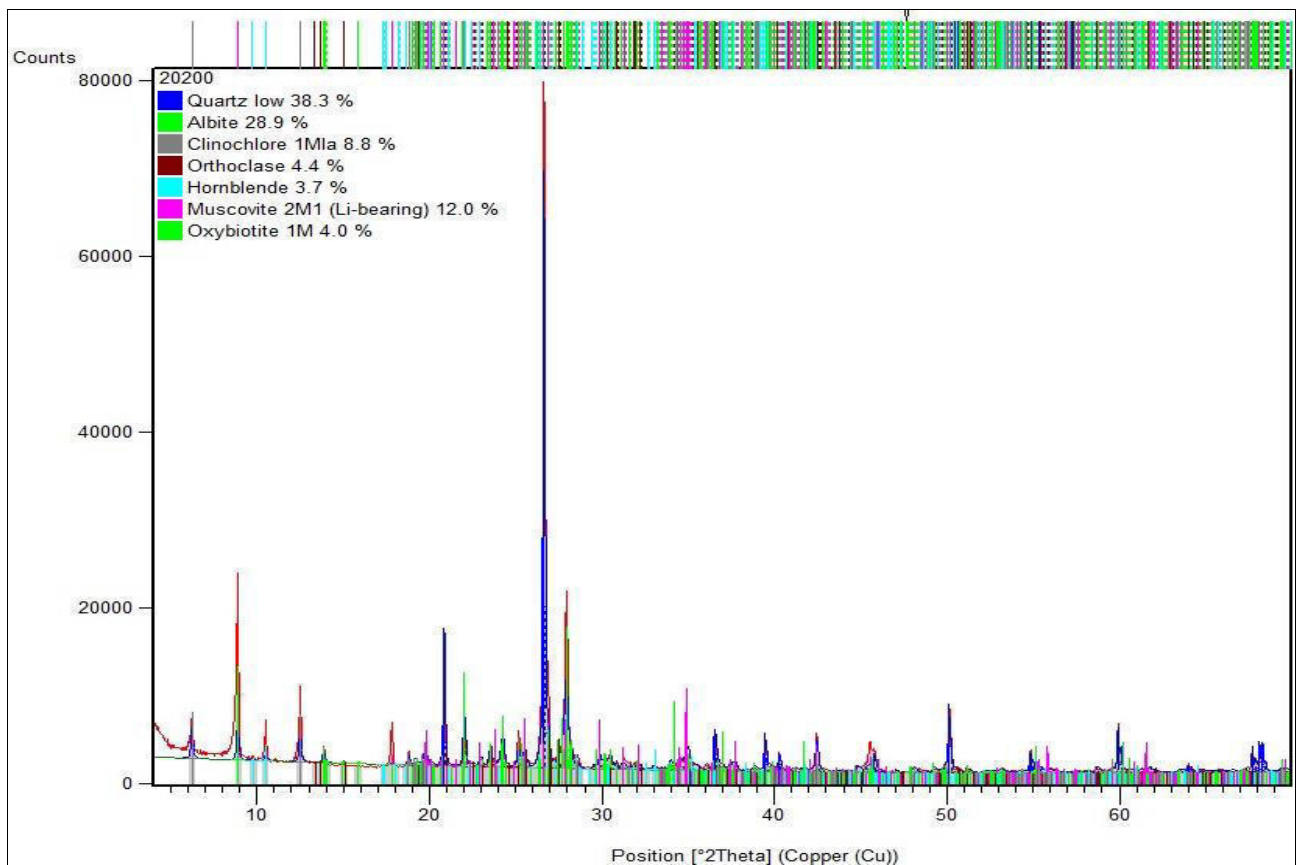
Anhang B 7: Diffraktogramm der Probe 20197 (Keiner als 4 mm und gesamte Probe)



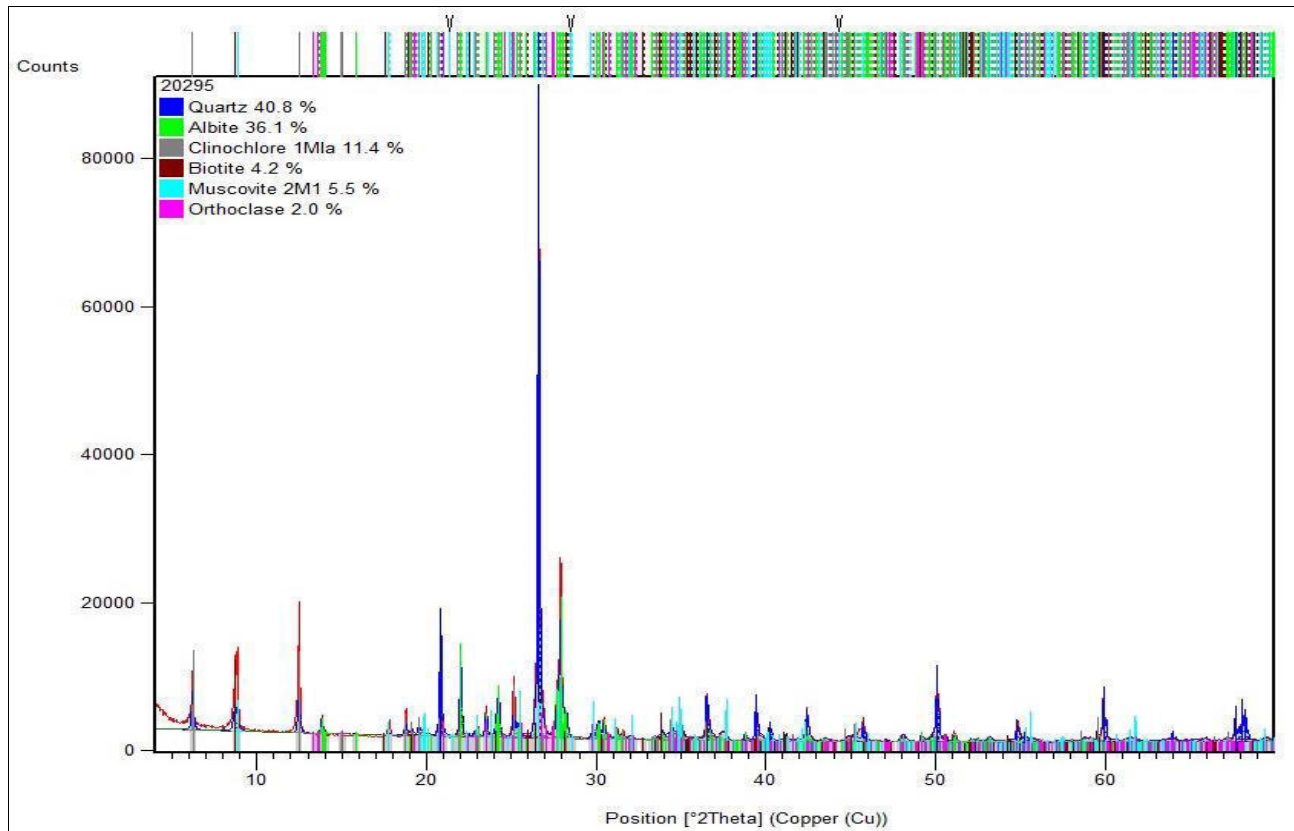
Anhang B 8: Diffraktogramm der Probe 20198 (Keiner als 4 mm und gesamte Probe)



Anhang B 9: Diffraktogramm der Probe 20199 (Keiner als 4 mm und gesamte Probe)



Anhang B 10: Diffraktogramm der Probe 20200 (Keiner als 4 mm und gesamte Probe)



Anhang B 11: Diffraktogramm der Probe 20295 (Handstück)

Anhang B 12: Vorbereitung der Proben für Korngrößenanalyse

Sample	Sample No.	BOX NO.	BOX weight (gr)	Sample weight (wet/gr)	Inport Date		Temp.	1.Control Date		1.Control weight	lost weight	2.Control Date		2.Control weight	lost weight	3.Control Date		3.Control weight	lost weight
					Date	Time		Date	Time			Date	Time			Date	Time		
1	20.196	1.1	1035	14743	08.11.2021	11:30	65° c	10.11.2021	12:00	15745	-33	15.11.2021	11:00	15743	-2	***	***	***	***
		1.2	1039	14624	08.11.2021	11:30	65° c	10.11.2021	12:00	15614	-49	15.11.2021	11:00	15613	-1	***	***	***	***
		1.3	1039	7632	08.11.2021	11:30	65° c	10.11.2021	12:00	8649	-22	15.11.2021	11:00	8648	-1	***	***	***	***
2	20.197	2.1	1043	14901	08.11.2021	11:30	65° c	10.11.2021	12:00	15349	-595	15.11.2021	11:00	15347	-2	***	***	***	***
		2.2	1031	14588	08.11.2021	11:30	65° c	10.11.2021	12:00	14863	-756	15.11.2021	11:00	14861	-2	***	***	***	***
		2.3	1038	12231	08.11.2021	11:30	65° c	10.11.2021	12:00	12570	-699	15.11.2021	11:00	12568	-2	***	***	***	***
3	20.198	3.1	1040	14334	15.11.2021	12:00	65° c	17.11.1021	14:00	14577	-797	18.11.2021	11:00	14580	3	22.11.2021	11:00	14579	-1
		3.2	1039	13705	15.11.2021	12:00	65° c	17.11.1021	14:00	13865	-879	18.11.2021	11:00	13869	4	22.11.2021	11:00	13868	-1
		3.3	1039	14734	15.11.2021	12:00	65° c	17.11.1021	14:00	13743	-2030	18.11.2021	11:00	13742	-1	22.11.2021	11:00	13741	-1
4	20.199	4.1	1039	14578	08.11.2021	11:30	65° c	10.11.2021	12:00	14899	-718	15.11.2021	11:15	14897	-2	***	***	***	***
		4.2	1038	14627	08.11.2021	11:30	65° c	10.11.2021	12:00	14964	-701	15.11.2021	11:15	14961	-3	***	***	***	***
		4.3	1039	15582	08.11.2021	11:30	65° c	10.11.2021	12:00	14701	-1920	15.11.2021	11:15	14699	-2	***	***	***	***
5	20.200	5.1	1040	14898	15.11.2021	12:00	65° c	17.11.1021	14:00	15255	-683	18.11.2021	11:00	15262	7	22.11.2021	11:30	15260	-2
		5.2	1038	14742	15.11.2021	12:00	65° c	17.11.1021	14:00	14845	-935	18.11.2021	11:00	14850	5	22.11.2021	11:30	14849	-1
		5.3	1038	14364	15.11.2021	12:00	65° c	17.11.1021	14:00	14279	-1123	18.11.2021	11:00	14278	-1	22.11.2021	11:30	14277	-1
Sum			15575	210283						213918	-11940				0				-7

Sample	Sample weight (Dry)	> 4 mm (gr)								< 4 mm (gr)										< 20µm	
		%	> 63 mm	> 31.5 mm	> 16 mm	> 8 mm	> 4 mm	wet		dry	%		> 2 mm	>400 µm	> 200 µm	> 63 µm	> 20 µm				
1	36891	53.9264	5.020195	18.22125	11.39031	9.758478	9.536201	%	63.367	63.295	46.074		8.515318	16.56944	6.040014	6.433022	2.959075	%	5.5567027	%	
			1852	6722	4202	3600	3518	gr				in 200 gr	36.964	71.926	26.219	27.925	12.845	gr	2049.9232	gr	
												16997	3141.386	6112.631	2228.222	2373.206	1091.632				
2	39664	51.848	2.153086	7.98457	17.29528	13.72529	10.68979	%	77.695	77.626	48.152		8.029101	19.21914	7.878145	7.197998	2.199101	%	3.6284922	%	
			854	3167	6860	5444	4240	gr				in 200 gr	33.349	79.827	32.722	29.897	9.134	gr	1439.2051	gr	
												19099	3184.663	7623.079	3124.787	2855.014	872.2513				
3	39070	46.7522	3.620937	14.36345	10.59585	8.610443	9.561556	%	53.208	53.179	53.248		9.153024	16.4698	7.028704	10.21558	4.73133	%	5.5453229	%	
			1414.7	5611.8	4139.8	3364.1	3735.7	gr				in 200 gr	34.379	61.861	26.4	38.37	17.771	gr	2166.5577	gr	
												20803.9	3576.086	6434.75	2746.115	3991.228	1848.531				
4	41441	51.8979	10.04078	11.08805	10.3207	10.33518	10.11317	%	66.309	66.169	48.102		9.660108	15.96004	4.851099	6.09502	4.065832	%	7.3693945	%	
			4161	4595	4277	4283	4191	gr				in 200 gr	40.165	66.359	20.17	25.342	16.905	gr	3053.9508	gr	
												19934	4003.246	6614.002	2010.344	2525.837	1684.921				
5	41270	52.7339	10.31136	14.39375	9.899443	9.161619	8.967773	%	71.401	71.297	47.266		8.395633	14.21597	7.049023	8.59864	3.440496	%	5.5662867	%	
			4255.5	5940.3	4085.5	3781	3701	gr				in 200 gr	35.525	60.153	29.827	36.384	14.558	gr	2297.2065	gr	
												19506.7	3464.878	5866.933	2909.132	3548.659	1419.893				
sum	198336																				

Anhang B 13: Aufschluss Daten

Aufschluss	Lithologie	Verwitterung	Schieferung	Fallwinkel	Aufschluss	Lithologie	Verwitterung	Schieferung	Fallwinkel
2	Albitblastenschiefer	verwittert	102	38	27	Albitblastenschiefer	verwittert	174	50
3	Albitblastenschiefer	verwittert	146	38	28	Albitblastenschiefer	verwittert	166	70
			136	39	29	Albitblastenschiefer	starke Verwitterung	141	52
4	Albitblastenschiefer	starke Verwitterung	131	38				131	62
			137	44	30	Glimmerschiefer	verwittert	186	66
5	Albitblastenschiefer		143	30				226	66
9	Albitblastenschiefer	starke Verwitterung	155	51				218	38
10	Albitblastenschiefer	verwittert	194	74	31	Glimmerschiefer	verwittert	155	48
			217	41	32	Glimmerschiefer	verwittert	149	54
11	Albitblastenschiefer	starke Verwitterung	142	54				144	53
			158	78				166	50
			122	66				162	66
			158	52	33	Albitblastenschiefer	verwittert	180	44
			128	78	34	Glimmerschiefer	verwittert	152	47
12	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	141	5				158	51
			162	12	37	Albitblastenschiefer	starke Verwitterung	145	32
13	Glimmerschiefer	verwittert	162	40	38	Albitblastenschiefer	starke Verwitterung	164	44
14	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	155	44				150	42
15	Albitblastenschiefer	starke Verwitterung	133	34	39	Albitblastenschiefer	starke Verwitterung	135	48
16	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	181	58				154	49
17	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	118	53	40	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	218	37
18	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	178	52	41	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	187	44
			185	40	43	Glimmerschiefer	verwittert	243	53
19	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	13	34	44	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	176	42
20	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	154	45				180	46
21	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	192	20	45	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	162	48
			151	52	46	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	172	54
			168	30				178	54
			125	18	47	Glimmerschiefer	verwittert	171	42
22	Schiefergneis	starke Verwitterung	192	24				171	46
			138	34	48	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	170	44
23	Albitblastenschiefer	verwittert	165	10	49	Glimmerschiefer	starke Verwitterung	165	46
24	Albitblastenschiefer	verwittert	125	88	50	Albitblastenschiefer	starke Verwitterung	158	42
			131	86	51	Albitblastenschiefer	verwittert	162	47
			105	85	52	Albitblastenschiefer	verwittert	186	48
			105	88	53	Albitblastenschiefer	verwittert	155	46
25	Albitblastenschiefer	verwittert	192	68	54	Albitblastenschiefer	verwittert	157	43
			183	64				154	45
26	Albitblastenschiefer	verwittert	124	8					
			161	54					
			148	38					
			159	42					

Anhang C
Kartierungsprotokoll

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 2



SF 102/38

Farbe:
hellgrau/hellbraun
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellgrau bis hellbraune Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 3



SF 146/38

SF 136/39

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellgrau/hellbraune Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 4



SF 131/38

SF 137/44

SF 143/30

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 5



SF 143/30

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellgrau/hellbraune Farbe auf. Insitu?

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 9



SF	155/51

Farbe:
hellgrau/hellbraun
Stark verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 10



SF	194/74
SF	217/41

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 11



SF	142/54
SF	158/78
SF	122/66
SF	158/52
SF	128/78

Farbe:
hellgrau/hellbraun
Stark verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 10



SF	194/74
SF	217/41

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 11



SF	142/54
SF	158/78
SF	122/66
SF	158/52
SF	128/78

Farbe:
hellgrau/hellbraun
Stark verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 12



SF	141/5
SF	162/12

Farbe:
braun/Hellbraun
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis braun bis braune Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 13



SF 162/40

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 14



SF 155/44

Farbe:
grau/Hellbraun
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine grau bis hellbraun bis braune Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 15



SF 133/34

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 16



SF 155/44

Farbe:
grau/Hellbraun
Stark verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis braune Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 17



SF	118/53

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 18



SF	178/52
SF	185/40

Farbe:
grau/Hellbraun
Stark verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis graue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 19



SF	13/34

Farbe: hellgrau
Stark verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 20



SF	154/45

Farbe:
grau/Hellbraun
Sehr stark
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis graue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 21



SF	192/20
SF	151/52
SF	168/30
SF	125/18

Farbe: hellgrau
Stark verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 22



SF	192/24
SF	138/34

Farbe:
grau/Hellbraun
stark verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis graue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 23



SF	165/10

Farbe: hellgrau
Stark verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 24



SF	125/88
SF	131/86
SF	105/85
SF	105/88

Farbe:
grau/Hellbraun
stark verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellbraun bis graue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 25



SF 192/68

SF 183/64

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 26



SF 124/8

SF 161/54

SF 148/38

SF 159/42

Farbe:
grau/Hellbraun
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellbraun bis graue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 27



SF 174/50

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 28



SF 166/70

Farbe: grau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine graue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 29



SF 141/52

SF 131/62

Farbe: hellgrau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 30



SF 186/66

SF 226/66

SF 218/38

Farbe: grau
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine graue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 31



SF 155/48

Farbe:
hellgrau/hellbraun
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 32



SF 149/54

SF 144/53

SF 166/50

SF 162/66

Farbe:
hellbraun/hellgrau
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 33



SF	155/48

Farbe:
grau/hellbraun
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer


Aufschluss: 34




SF	149/54
SF	144/53
SF	166/50
SF	162/66

Farbe:
hellbraun/hellgrau
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Albitblastenschiefer			
Aufschluss: 37			
	SF	145/32	
			Farbe: grau/hellbraun verwittert
Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.			

Albitblastenschiefer			
Aufschluss: 38			
	SF	164/44	
	SF	150/42	
			Farbe: hellbraun/hellgrau verwittert
Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.			

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 39



SF 135/40

SF 154/49

Farbe:
grau/hellbraun
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 40



SF 218/37

Farbe:
hellbraun/hellgrau
Stark verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 41



SF 187/44

Farbe:
grau/hellbraun
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer


Aufschluss: 43




SF 243/53

Farbe:
hellbraun/hellgrau
Stark verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer			
Aufschluss: 44			
	SF	176/42	
	SF	180/46	
Farbe: grau verwittert			
Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine graue Farbe auf.			

Glimmerschiefer			
Aufschluss: 45			
	SF	162/48	
Farbe: hellbraun/hellgrau Stark verwittert			
Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.			

Glimmerschiefer

Aufschluss: 46



SF 172/54

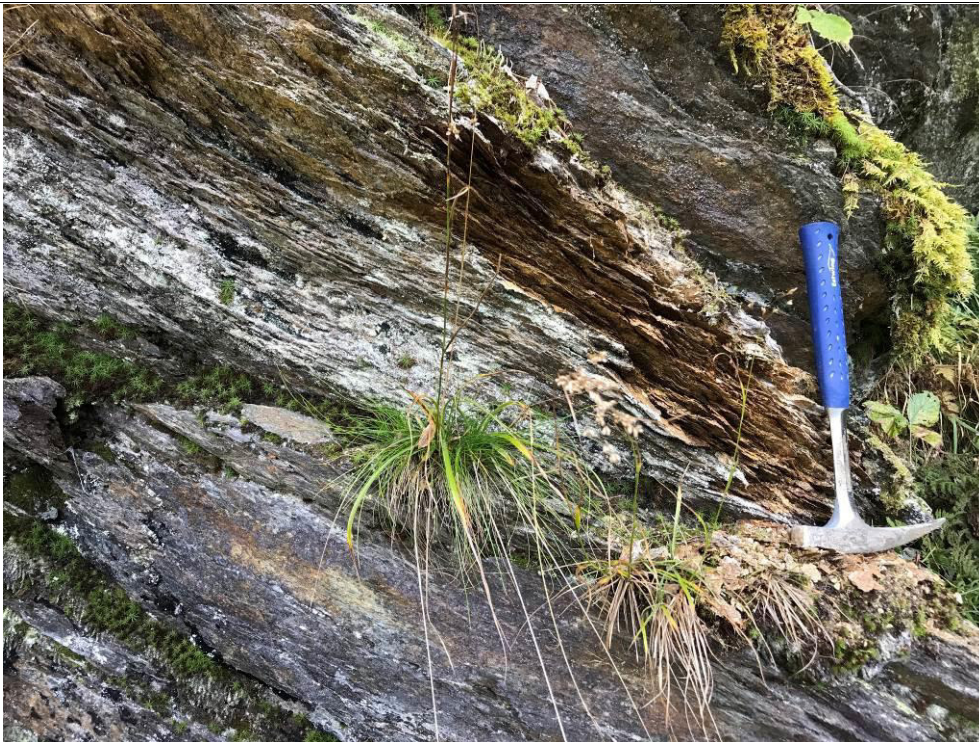
SF 178/54

Farbe: grau
Stark verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis graue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 47



SF 171/42

SF 171/46

Farbe:
hellbraun/hellgrau
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis hellgraue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 48



SF	170/44

Farbe: grau
Stark verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine hellbraun bis graue Farbe auf.

Glimmerschiefer

Aufschluss: 49



SF	165/46

Farbe: grau
verwittert

Der vorliegende Glimmerschiefer weist eine graue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 50



SF 158/42

Farbe: grau
Stark verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine hellbraun bis graue Farbe auf.

Albitblastenschiefer

Aufschluss: 51



SF 162/47

Farbe: grau
verwittert

Der vorliegende Albitblastenschiefer weist eine graue Farbe auf.