Das Flimser Bergsturzereignis

3D-Geländerekonstruktion und Volumenberechnungen mit Hilfe von GIS

DIPLOMARBEIT

vorgelegt dem

Geographischen Institut der Universität Zürich

von

Jürg Caprez

von

Flims, GR

Betreuer:

Prof. Dr. Max Maisch

Dr. Andreas von Poschinger

Fakultätsvertreter:

Prof. Dr. Wilfried Haeberli

Zürich, Juni 2008

Autor
Jürg Caprez
Via nova 31
CH-7017 Flims-Dorf

*01.08.1979

Institut
Geographisches Institut der Universität Zürich (GIUZ)
Abteilung Physische Geographie
Universität Zürich-Irchel
Winterthurerstrasse 190
CH-8057 Zürich

Leitung: Prof. Dr. Wilfried Haeberli
Prof. Dr. Michael W. I. Schmitt

Meiner Mutter gewidmet

„Unser Leben ist kurz. Das Gedächtnis der Menschheit als Ganzes schwach. Die wenigen Bergstürze, die wir miterlebten, haben den Eindruck hinterlassen, die Bergstürze seien ganz ungewöhnliche, ausserordentliche Erscheinungen. Allein, es ist nicht so. Die Bergstürze sind normale Erscheinungen der Gebirge. Im Gebirge, besonders im Hochgebirge, haben sie ihr Heimatrecht. Hier müssen sie helfen am Modellieren und am endlichen Schleifen der Gebirge, welche Formungsvorgänge unabänderlich, rücksichtslos und stetig fortarbeiten“.

(Albert Heim, 1932)

Danksagung

Auf dem Weg zum Abschluss meiner Diplomarbeit haben mich viele mir ans Herz gewachsene Personen in fachlicher oder menschlicher Hinsicht begleitet. Ohne deren Unterstützung wäre eine solche Arbeit undenkbar und mein Dank gilt an dieser Stelle all jenen Personen, die ich weiter unten nicht namentlich erwähne, sei es, dass ich sie vergessen habe, oder dass ich die Liste überschaubar halten möchte.

Der grösste Dank gebührt meinen Betreuern Max Maisch und Andreas von Poschinger. Fachlich und menschlich fühlte ich mich von Max Maisch immer sehr gut betreut. Er hatte stets ein offenes Ohr für die grösseren und kleineren Probleme, die während der langen Zeit aufgetreten sind und hat durch seine Kompetenz und sein Interesse an meiner Arbeit viel zum Erhalt meiner Motivation beigetragen. Herrn von Poschinger möchte ich einen grossen Dank aussprechen. Er war es, der es mir überhaupt erst ermöglicht hat, den Flimser Bergsturz als Thema für meine Diplomarbeit zu wählen. Seine Passion und seine ausserordentlichen fachlichen Kenntnisse waren für mich Inspiration und Motivation zugleich. Die lehrreiche Zeit in München und im Feld habe ich sehr genossen und wird mir stets in guter Erinnerung bleiben.

All meinen Freunden und Kollegen an der Universität Zürich danke ich für die Stunden, an denen die Arbeit ruhte und für die ewigwährenden Aufmunterungen und Hilfeleistungen zu allem Denk- und Undenkbaren. Insbesondere David Müller und Tanja Schmid, die mir während meiner Studienzeit die besten Freunde waren, aber auch der Belegschaft des G10, der Q-Bibliothek und vielen mehr, danke ich von Herzen für ihre Tips und Tricks.

Weiter danke ich Michael Zemp, Martin Hölzle und Jeannette Nötzli aus der Abteilung Physische Geographie als Ansprechpersonen für allerlei technische und administrative Probleme oder für anderweitige Dienstleistungen.

Meinem Vater möchte ich an dieser Stelle ganz besonders danken. Das Wissen um seine Unterstützung für mein Studium hat mir immer viel bedeutet. Ihm und meiner gesamten Familie danke ich herzlich für den moralischen Beistand und mehr.

Und dann bleibt nur noch jene Person, die mich ständig aufs Neue herausgefordert, angetrieben und nie an mir gezweifelt hat: Eva. Dein Lächeln war stets Gold wert…

Zusammenfassung

Das Flimser Bergsturzereignis gilt als grösste Massenbewegung im alpinen Raum. Jüngste Forschungen bestätigen die schon früher gemachte These, dass sich das Ereignis im Frühholozän ereignet haben muss und legen ein Alter von ca. 9450 Jahren BP fest. Zur damaligen Zeit herrschte bereits ein warmzeitliches Klima und eine nachträgliche Überprägung der Bergsturzmassen im Raum Flims durch den Vorderrheingletscher und durch kleinere lokale Gletscher ist auszuschliessen.

Trotz neuer Erkenntnisse existierten bisher keine konkreten Vorstellungen über die paläogeographischen Verhältnisse im Bergsturzraum, insbesondere über die Gestalt des ehemaligen Flimsersteins. Anhand geologischer und geomorphologischer Überlegungen wurde in dieser Arbeit, unter Verwendung eines geographischen Informationssystems, eine 3D-Geländerekonstruktion im Raum Flims vorgenommen. Diese erstmals auf definierten Grundlagen basierende Visualisierung der Region Flims vor dem Bergsturzereignis erlaubt es, die Dimension und die Prozessabfolge dieses ausserordentlichen Naturereignisses besser zu verstehen.

Die Modelle der Geländerekonstruktionen dienen weiter als Grundlage für die Berechnung des Bergsturzvolumens. Diese ergeben für das Hohlvolumen im Ausbruchraum eine Kubatur von 7 km^3 bis 7.3 km^3. Der Rauminhalt der heute noch vorhandenen Trümmermasse im Ablagerungsraum liegt für unterschiedliche Szenarien zwischen 8.6 km^3 und 9.3 km^3. Zudem wurden von den Bergsturzablagerungen, insbesondere durch den Vorderrhein, ca. 1.5 km^3 Sturzmasse erodiert.

Beim Bergsturzereignis wurde die wassergesättigte Talfüllung teilweise aus dem Vorderrheintalabschnitt zwischen Sagens und Bonaduz mobilisiert und im Vorfeld als spezielle Fazies, den sog. “Bonaduzer Schottern“, abgelagert. Volumenberechnungen in dieser Arbeit lassen die Vermutung zu, dass nur etwa ein Fünftel der quartären Talfüllung auch wirklich ausgeräumt wurde und die Trümmermassen somit wohl bei weitem nicht bis auf den Felsuntergrund des Vorderrheintals reichen.

Anhand der Oberflächenrekonstruktion im Ablagerungsraum können bezüglich der ehemaligen Bergsturz-Stauseen Aussagen über deren maximalen Pegelstände gemacht werden. Mittels eines geographischen Informationssystems lassen sich die hypothetischen Verhältnisse in dreidimensionaler Form visualisieren. Daraus abgeleitete Szenarien liefern einen Beitrag zur Diskussion über mögliche nachfolgende Prozesse des Flimser Bergsturzereignisses.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung i

Zusammenfassung ii

1 Einführung und Übersicht

1.1 Motivation 1

1.2 Bergsturzereignisse als Forschungsgegenstand 1

1.2.1 Definition und Charakteristik von Bergstürzen 1

1.2.2 Die Ursache und Auslösung von Bergstürzen 3

1.2.3 Klima und Sturzereignisse in Vergangenheit und Zukunft 4

1.3 Ausgangslage 5

1.4 Zielsetzung 6

1.4.1 Hauptziele 6

1.4.2 Spezielle Ziele 6

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Geographische Abgrenzung 7

2.2 Der Abriss-und Ablagerungsraum 8

2.2.1 Raum Platta 9

2.2.2 Raum Fidaz-Bargis 11

2.3 Hauptablagerungsraum und Rheinschlucht 13

2.4 Geologischer Bezugsrahmen 15

2.4.1 Tektonik und Geologie 15

2.4.2 Geologie im Kontext des Flimser Ereignisses 19

2.5 Quartärgeologische Charakteristik 19

2.5.1 Abschnitt Tavanasa-Sagens 19

2.5.2 Abschnitt Sagens-Bonaduz 21

2.5.3 Raum Bonaduz-Reichenau-Domleschg 22

2.5.4 Bonaduzer Schotter 22

2.5.5 Abschnitt Ems-Chur 25
2.5.6 Prä-Sturz Verhältnisse 25
2.6 Gletschergeschichtliche Aspekte 27
2.6.1 Gletscher- und Klimageschichte im Alpinen Spätglazial 27
2.6.2 Vorstösse der Lokalgletscher (Gletscherstände im Raum Flims) 27
2.7 Aktueller Forschungsstand 30
2.7.1 Altersdatierung des Bergsturzereignisses 30
2.7.2 Das Verhältnis des Flimser Bergsturzereignis zum Taminser Bergsturz 31
2.7.3 Die Bergsturzseen 31

3 Grundlagen und Methodik

3.1 Grundannahmen 35
3.2 Praktisches Vorgehen 36
3.3 Talrekonstruktionen 37
3.3.1 Zur Form glazialer Täler 37
3.3.2 Polynomregression 38
3.3.3 Profilauswahl im Haupttal 40
3.3.4 Erstellung von zusätzlichen Referenzpunkten 41
3.3.5 Rekonstruktion des Segnestals 43
3.3.6 Rekonstruktion Val Turnigla 46
3.4 Generierung weiterer Stützpunkte 48
3.4.1 Ausbruchnische Fil de Cassons 48
3.4.2 Val Buglina 50
3.5 Geländerekonstruktion im Bereich der erodierten Sturzmassen 52
3.6 Geographisches Informationssystem 52
3.6.1 Vor- und Nachteile 52
3.6.2 Digitales Geländemodell (DGM) 53
3.6.3 Interpolationsmethoden in ESRI – ArcGIS 54

4 Die digital rekonstruierte Paläogeländeoberfläche

4.1 Modell “Heute“ 57

4.2 Modell “Post-Sturz“ 57

4.3 Modell “Felsoberfläche“ 61

4.3.1 Beschreibung der Modell-Szenarien 61

4.4 Modell “Prä-Sturz“ 63

4.4.1 Beschreibung der Modell-Szenarien 63

4.4.2 Der Prä-Flimserstein 65

4.4.3 Raum Fil de Cassons 66

4.4.4 Raum Bargis 67

4.4.5 Raum Segnestal 68

5 Volumenberechnungen

5.1 Das Volumen des Flimser Ereignisses 69

5.2 Diskussion der Resultate 74

6 Weitere Fragestellungen

6.1 Die Stauseen 77

6.1.1 Zum Ilanzer See 77

6.1.2 Zum Versamer See 78

6.1.3 Zum Muliner See 79

6.1.4 Ablauf der Ereignisse 79

7 Diskussion der Ergebnisse

7.1 Kritische Beurteilung der Methodik 83

7.2 Die 3D-Gelädemodelle im Vergleich 83

8 Fazit

8.1 Erreichtes 85

8.2 Erkenntnisse 86

8.3 Ausblick 87

Literaturverzeichnis **88**

Abbildungsverzeichnis **93**

Anhang **94**

1 Einführung und Übersicht

1.1 Motivation

In Flims zur Welt gekommen und aufgewachsen, bewegte ich mich schon während meiner frühesten Kindheit im Gebiet des Flimser Bergsturzgebietes und wurde mit seiner aussergewöhnlichen Schönheit und Vielfalt vertraut. Geweckt wurde mein Interesse für den "Flimser Bergsturz" während meiner Schulzeit, wobei meine Vorstellungen noch weit weg von den wissenschaftlichen Theorien der damaligen, geschweige denn der heutigen Zeit waren. Verzerrte oder falsche Vorstellungen über die Umstände und Verhältnisse in Bezug auf das Flimser Ereignis sind seitens der lokalen Bevölkerung auch heute noch sehr verbreitet und prägen die Wahrnehmung der Landschaft im Raum Flims mit.

Durch die Behandlung des Themas während meiner Studienzeit wurde mein Interesse aufs Neue geweckt. Ich zögerte nicht, als mir schliesslich die Möglichkeit geboten wurde, mich in Form einer Diplomarbeit intensiver mit der Thematik auseinander zu setzen. Die Teilnahme an der wissenschaftlichen Diskussion und die Möglichkeit, einen kleinen Beitrag zur Erforschung des Flimser Bergsturzereignisses beisteuern zu können, waren für mich Motivation genug, mich über einen längeren Zeitraum mit diesem Thema auseinanderzusetzen.

1.2 Bergsturzereignisse als Forschungsgegenstand

Bergsturzereignisse gehören zu den wohl eindrücklichsten und verheerendsten Naturkatastrophen. Meist erfolgen sie ohne Ankündigung und die Komplexität der ihnen zu Grunde liegenden Ursachen erschwert eine Vorhersehbarkeit in hohem Masse. Bei kaum einem anderen Beispiel ist die Gewalt bewegter Gesteinsmassen derart eindrücklich ersichtlich wie beim Flimser Bergsturzereignis, durch welches ein komplett neues Landschaftsbild in einem grossen Talabschnitt geschaffen wurde.

Im folgenden Kapitel wird ganz allgemein auf die Bergsturzthematik eingegangen. Anschliessend wird das eigentliche Thema dieser Arbeit vorgestellt.

1.2.1 Definition und Charakteristik von Bergstürzen

Der, insbesondere in der Umgangssprache gebräuchliche Ausdruck "Bergsturz", steht als Unterbegriff einer ganzen Bandbreite gravitativer Massenbewegungen und bedarf einer genaueren Definition. In den Geo-Wissenschaften werden unterschiedliche Methoden zur Einordnung verschiedener Typen von Massenbewegungen vorgeschlagen. Eine erste

detaillierte Zusammenstellung liefert Albert Heims "Bergsturz und Menschenleben" (1932). Einen umfassenden Überblick zur Beschreibung von Massenbewegungen im englischen Sprachraum bieten Cruden & Varnes (1996).

Ein grundsätzliches Problem bei der Nomenklatur verschiedener Typen von Massenbewegungen sind die in den einzelnen Sprachräumen unterschiedlich verwendeten Bezeichnungen. Dies gilt insbesondere für Länder, die sich schon früh mit der Bergsturzthematik auseinandergesetzt und jeweils ihre eigenen Begriffe verwendet haben, vor allem im englischen und deutschen Sprachraum. Eine wörtliche Übersetzung der Begriffe ist oft nicht sinnvoll und vielfach führen derartige Versuche mehr zu Verwirrungen, denn zur Klärung. Einen guten Überblick zur Nomenklatur in fünf verschiedenen Sprachen liefert Visser in seinem Standartwerk "Geological Nomenclature" (1980).

Die Definition des Begriffs "Bergsturz" kann nach mehreren Gesichtspunkten vorgenommen werden, da sich Massenbewegungen nach Grösse, Ursache, Bewegungsmechanismus, Geschwindigkeit und Grad des Zerfalls stark unterscheiden (Abele, 1974, S. 4). Eine oft verwendete Klassifizierung ist die Einteilung nach der Bewegungsart (vgl. Heim, 1932).

Für Abele sind jedoch *„…die Ursache, der Bewegungsmechanismus und der Auflösungsgrad bei vielen Massenbewegungen nachträglich nur schwer oder nicht feststellbar"* (Abele, 1974, S. 4). Er definiert den Begriff "Bergsturz" deshalb anhand der beiden Kriterien Grösse und Geschwindigkeit: „*Bergstürze sind Fels- und Schuttbewegungen, die mit hoher Geschwindigkeit (in Sekunden oder wenigen Minuten) aus Bergflanken niedergehen und im Ablagerungsbereich ein Volumen von über 1 Mio. m^3 besitzen oder eine Fläche von über 0,1 km^2 bedecken"* (Abele, 1974, S. 5).

Für den "Flimser Bergsturz" wird auch oft der Ausdruck "Felsgleitung" verwendet. Wesentliches Merkmal für eine Gleitung ist die weitgehende Erhaltung des ursprünglichen Gesteinsgefüges. Bei Bergstürzen erfolgt dagegen eine nicht plastische Zertrümmerung des Gesteinsmaterials, bei Rutschungen eine plastische Deformation der gesamten bewegten Masse. Gleitungen erfolgen auf präformierten Schicht-, Schieferungs- und Verwerfungsflächen unter dem Einfluss des Eigengewichts der Gesteinsmasse (Louis & Fischer, 1960, S. 154). Diese Charakteristik trifft weitgehend auf das Flimser Ereignis zu.

Der in dieser Arbeit bewusst verwendeten Begriffe "Flimser Bergsturzereignis" resp. "Flimser Ereignis" scheinen in bezug auf den "Flimser Bergsturz" deshalb angebracht, weil die enorme Dimension und die beteiligten sowie nachfolgenden Prozesse eine derart grosse Komplexität aufweisen, dass man sie in ihrer Gesamtheit unter dem Begriff "Bergsturzereignis" zusammenfassen sollte.

Wird der Begriff "Bergsturz" verwendet, so ist damit der zeitlich beschränkte Prozess des Niedergangs der Felsmasse und der anschliessenden Ablagerung gemeint. In

dieser Arbeit wird diese bisher gängigste Nomenklatur verwendet, auch wenn der Ausdruck "Felsgleitung" nicht weniger zutreffend erscheint.

1.2.2 Die Ursache und Auslösung von Bergstürzen

Die Ursachen, die zum Niedergang von Bergstürzen führen, sind sehr vielfältig. Sie lassen sich vereinfacht in zwei Gruppen zusammenfassen (Abele, 1974, S. 59).

1. Die internen Ursachen (endogen), die den Gebirgsbau und die Gesteinsbeschaffenheit betreffen.
2. Die externen Ursachen (exogen), die die Gestaltung der Gebirge durch die exogenen Kräfte betreffen.

Die internen Ursachen umfassen die partielle Auflockerung, also die Zerrüttung des Gesteins sowie das Vorhandensein durchgehender Grossklüfte, Störungen oder Schichtflächen. An oder auf diesen Schwächezonen innerhalb des Gesteins löst sich die Bergsturzmasse oder gleitet auf ihr zu Tal (Abele, 1974, S. 60). Talwärts einfallende Schichtflächen dienen dabei als besonders gute Gleitflächen. Dieser Umstand trifft auch auf das Flimser Bergsturzereignis zu (vgl. Kap. 2.4).

Als externe Ursachen sind in erster Linie die fluviale und glaziale Erosion zu nennen (Abele, 1974, S. 61). Die Druckverhältnisse im und am Gestein werden in bedeutendem Masse durch die glazialen und hydrologischen Bedingungen beeinflusst. Die Druckentlastung der glazial versteilten Bergflanken als Folge der Gletscherschmelze im Spätglazial wird in der Literatur oft als Hauptursache der alpinen Bergstürze angesehen (vgl. Kap.1.2.3).

Erst eine kritische Kombination interner und externer Ursachen bietet die Voraussetzung für den Niedergang von Bergstürzen, wobei als Anstoss immer auch ein auslösendes Ereignis stehen muss (Abele, 1974, S. 59). Zum Verhältnis von Ursache und Auslösung schreibt Heim (1932, S. 175): *„Als Schuld am Niedergang eines Bergsturzes sind zu unterscheiden: Ursache und Auslösung. Eine Auslösung allein genügt nicht, es muss eine viel mächtigere Ursache vorangehen. Sehr häufig übersieht man die Ursachen oder lässt sie in der Besprechung als selbstverständlich unerwähnt, während man die Auslösung überschätzt und allein beschuldigt - oft zu vollem Unrecht. (…) Ursache ist lange gehäufte Veranlassung, Auslösung ist ein letzter Ausläufer der Ursache. (…) Die tiefliegende Ursache beherrscht das Geschehen, die Auslösung veranlasst nur den Zeitpunkt in kleinem Ausmass".*

Nach Heim (1932, S. 176) werden die häufigsten Auslösemechanismen bei Bergstürzen durch die Witterung, den Einfluss des Menschen und Erdbeben in Gang gesetzt. Cruden und Varnes (1996, S. 70) unterscheiden zwischen physikalischen und durch den Menschen bedingten Auslösern gravitativer Massenbewegungen, wobei sie die

Unterscheidung zwischen Ursache und Auslöser nicht ganz so konsequent machen. Zu den physikalischen Auslösern gehören: (a) intensive Regenfälle, (b) rasche Schneeschmelze, (c) andauernde, ausgedehnte Niederschläge, (d) schnelle Absenkung des Grundwasserspiegels (nach Hochwasser und Flut), (e) Erdbeben, (f) vulkanische Eruption, (g) Schneeschmelze sowie Verwitterung durch (h) Gefrier- und Auftauprozesse und (i) Schrumpfungs- und Ausdehnungsprozesse (thermisch bedingte und chemisch bedingte; mineralogische Umwandlung und Lösung von Kalkbrücken).

Durch den Menschen bedingte Auslöser sind: (a) Abgrabung von Hängen oder des Hangfusses, (b) Belastung von Hängen und Scheiteln, (c) Absenkung (von Speichern), (d) Abholzung, (e) Bewässerung, (f) Bergbau, (g) künstliche Erschütterungen sowie (h) Wasserbrüche.

Ausserordentliche Ereignisse wie das des Flimser Bergsturzes bedürfen ausserordentlicher Voraussetzungen. So ist bis heute nicht abschliessend geklärt, welche Faktoren für den Niedergang dieser enormen Felsmasse verantwortlich gemacht werden müssen.

1.2.3 Klima und Sturzereignisse in Vergangenheit und Zukunft

In der Erforschung von Bergsturzereignissen wird schon seit langem über einen Zusammenhang zwischen Klimawandel und Bergsturzaktivität spekuliert. Im Verlaufe des Rückzugs der Gletscher nach dem Höchststand der letzten Eiszeit, kam es im Alpenraum infolge Hangentlastung zu vielen Bergstürzen. Datierungen von zahlreichen Ereignissen ergaben, dass diese nicht wie früher verbreitet angenommen, am Ende der letzen Eiszeit im Rahmen der ersten Erwärmungsperiode niedergingen, sondern erst im Verlaufe des Holozäns (Gruner, 2006; Prager et al., 2007). Diese ursprüngliche Annahme trifft auch auf das Flimser Ereignis zu. Hinzu kommt der Umstand, dass die sehr spezielle Morphologie des Bergsturzgebiets diverse Autoren zur Annahme einer Überprägung der Sturzmassen durch lokale Gletscher am Ende der letzen Eiszeit veranlasste (vgl. Kap. 2.6).

Die Ursachenanalyse prähistorischer Bergstürze war lange an die Theorie der Gletscherrückzüge im Spätglazial gebunden und konnte erst in den letzten Jahren neu bewertet werden. So war es möglich, verschiedene Bergstürze in den Alpen, die früher zum Spätglazial oder zum frühen Postglazial gezählt wurden, mittels ^{14}C-Bestimmungen (Radio Carbonanalyse) neu zu datieren, so zum Beispiel die Bergstürze von Köfels, Fernpass, Eibsee und Tschirgant (vgl. Prager et al., 2007). Sie erwiesen sich dabei als wesentlich jünger als ursprünglich angenommen. Die Neueinordnung einer grossen Anzahl von Bergstürzen vom Spätglazial hin zum ersten Abschnitt des Holozäns wertet Gruner (2006, S. 35) wie folgt: *„Der Reifeprozess von der Hangentlastung bis zum Sturz dauerte bei diesen Ereignissen somit bedeutend länger und dürfte unter anderem auf länger andauernde Verwitterungsprozesse (Hangerosion, Bilden von Druckentlastungsklüften,*

Temperaturwechsel, etc.) zurückzuführen sein; Prozesse, die zum Teil mehrere Jahrtausende oder mehrere Klimawechsel dauerten“.

Das Kluftgefüge, insbesondere die Entspannungsklüfte, stellten sich also vermutlich erst langsam auf die völlig neuen Spannungsverhältnisse ein. Möglicherweise erfolgte in diesem Zusammenhang die Ausbildung der Abriss- und Gleitflächen nur allmählich (Abele, 1974, S. 61).

1.3 Ausgangslage

In der Forschungsgeschichte des Flimser Bergsturzereignisses wurden und werden verschiedene Theorien zu unterschiedlichen Aspekten teilweise kontrovers diskutiert. Die Fülle an Meinungen und Hypothesen liegt wohl in erster Linie an der enormen Ausdehnung des Untersuchungsgebiets und der damit verbundenen Komplexität. Eine ganzheitliche Betrachtung aller möglichen involvierten Prozesse vor, während und nach dem Zeitpunkt des Niedergangs ist ungemein schwierig. Es bedarf eines grossen Aufwandes an Einarbeitungszeit, sich einen Überblick über die Gesamtsituation im Gebiet zu machen.

Bisher noch ungeklärt ist die Frage nach der ursprünglichen Gestalt des Prä-Flimsersteins, also der beim Bergsturzereignis mobilisierten Gesteinsmasse. Wohl existieren diverse Angaben über das vermutete Bergsturzvolumen, wobei auch hier grosse Diskrepanzen bestehen (vgl. Kap. 5.1). Die getroffenen Annahmen basieren jedoch meist auf groben Schätzungen und weniger auf geometrischen Modellen, mit Ausnahme der Arbeit von Pollet, 2004. Eine, auf verschiedene geologische und geomorphologische Aspekte gestützte, GIS-basierte dreidimensionale (3D) Modellierung fehlt bis anhin. Diese Arbeit befasst sich deshalb mit der Auswahl geeigneter Methoden für die 3D-Geländerekonstruktion im spezifischen Fall der Flimser Bergsturzregion.

1.4 Zielsetzung

1.4.1 Hauptziele

Die vorliegende Arbeit verfolgt zwei Hauptziele:

1. Die Prä-Bergsturz Morphologie der Region Flims soll erstmals vollständig in dreidimensionaler Darstellung mit Hilfe eines geographischen Informationssystems rekonstruiert werden. Die Grundlagen liefern geologische und geomorphologische Befunde.

2. Basierend auf den Ergebnissen der 3D-Geländerekonstruktion soll das Volumen des Flimser Bergsturzereignisses berechnet werden. Dabei sollen die Kubaturen des mobilisierten Felskörpers sowie der Sturzmasse im Ablagerungsraum separat berechnet und miteinander verglichen werden. Zusätzlich soll eine Quantifizierung der nachträglich erodierten Sturzmasse vorgenommen werden. Die Resultate der Volumenberechnungen sollen rückführend zur Validierung der angewandten Methoden der Geländerekonstruktion herangezogen werden.

1.4.2 Spezielle Ziele

Weiter können eine Reihe von Teilzielen oder spezifischen Fragen formuliert werden:

- Welche Anhaltspunkte sind für die topographische Rekonstruktion des ehemaligen Flimserstein-Massivs und der näheren Umgebung im Gelände greifbar, relevant und gut abgestützt?
- Mit welcher Methode und wie gut lässt sich das ehemalige Vorderrheintal bis auf den Felsuntergrund rekonstruieren?
- Welche Form weisen die glazial und fluvial geprägten Seitentäler rund um den ehemaligen Flimserstein auf?
- Lassen sich anhand des rekonstruierten Geländemodells Aussagen über die ehemaligen Bergsturz-Stauseen, deren Ausmasse und über die nachfolgenden Prozesse machen?
- Können anhand der Volumenberechnungen und der Geländerekonstruktion neue oder zusätzliche Aussagen über die Genese und Herkunft der sog. “Bonaduzer Schotter“ gemacht werden?
- Wo liegen die Unsicherheiten bei der Rekonstruktion des Bergsturzkörpers?

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Geographische Abgrenzung

Das Untersuchungsgebiet umfasst den Teilabschnitt des Vorderrheintals zwischen Ems und Ilanz, insbesondere die Region Flims und Umgebung. Da das Bergsturzereignis auch auf Abschnitte des Hinterrheintals zwischen Bonaduz und Thusis Einfluss genommen hat, werden in dieser Arbeit auch Erkenntnisse aus dieser Region miteinbezogen.

Die Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes beträgt ca. 150 km^2. Davon sind ca. 65 km^2 dem Ablagerungsraum der Sturzmasse zuzuordnen (siehe Abb. 1). Dieser Bereich umfasst in erster Linie den Vorderrheintalabschnitt zwischen Sagens und Bonaduz sowie den Ausgang des Safientals südlich davon. Direkt angrenzend im Raum Tamins-Bonaduz befinden sich die Terrassenlandschaft von Bonaduz und die Trümmermassen des Taminser Bergsturzes. Die folgenden Unterkapitel befassen sich mit den wichtigsten Teilräumen des Untersuchungsgebiets und bieten einen umfassenden Überblick.

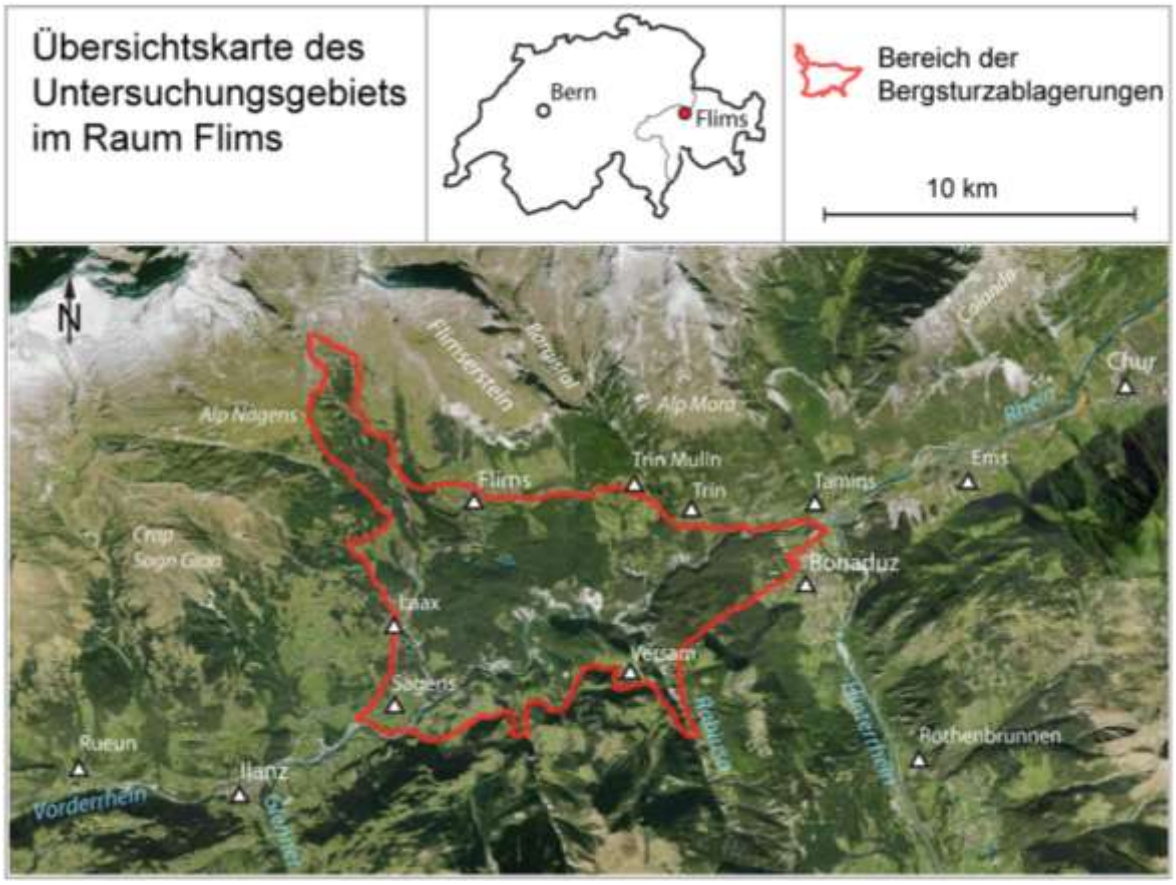


Abbildung 1: Übersichtskarte des Vorderrheintalabschnitts zwischen Ilanz und Chur (Quelle: Google Earth, veränderte Darstellung)

2.2 Der Abriss-und Ablagerungsraum

Die Hauptmasse des am Sturzereignis beteiligten Felskörpers stammt aus dem Bereich zwischen dem Flimserstein und der Alp Nagens. Die Abrisskannte verläuft entlang der Felswand des Flimsersteins über den Cassonsgrat bis zum Ausgang des unteren Segnesbodens. Die Gleitfläche der Sturzmassen im Raum der heutigen Alp Cassons weist eine Vielzahl von Rinnenkarren auf (siehe Abb. 4b). Deren Entstehung wird von verschiedenen Autoren im Zusammenhang mit dem Flimser Bergsturz gesehen. Womöglich entstanden die Rinnenkarren in Folge nachträglicher Lösungsverwitterung an mutmasslichen Kratzspuren auf der Gesteinsoberfläche, die bei der Felsgleitung zum Zeitpunkt des Niedergangs entstanden sind (vgl. Poschinger, 1997; Pollet, 2004). Es ist jedoch nicht auszuschliessen, dass die Rinnenkarren im nordöstlichen Teil des Cassonshangs ein reines Karstphänomen sind und erst nach dem Bergsturzereignis durch Karstverwitterung an der nackt daliegenden Gesteinsoberfläche entstanden sind. Die besondere Schärfe der Rinnen ist nicht aussergewöhnlich und kann daher nicht als Beweis für einen direkten Zusammenhang zum Bergsturzereignis herbeigezogen werden (vgl. Louis & Fischer, 1960, S. 385).

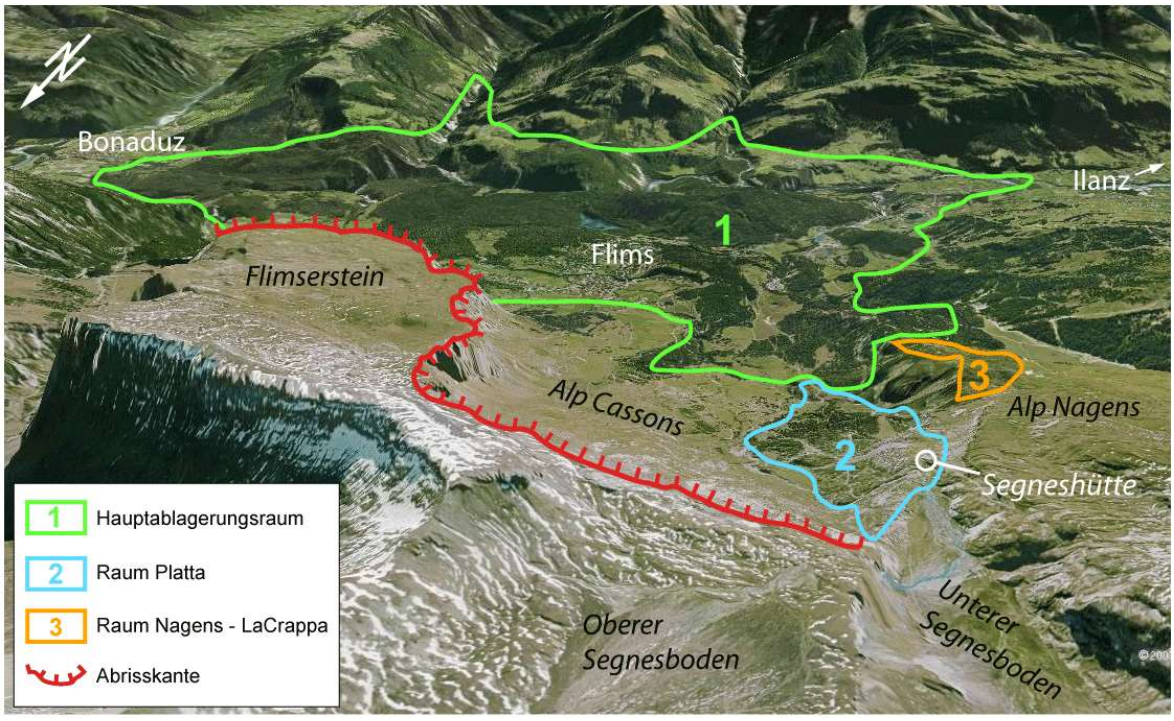


Abbildung 2: Übersichtskarte des Ausbruchgebiets und der Ablagerungsbereiche (Quelle: Google-Earth, veränderte Darstellung)

2.2.1 Raum Platta

Der Raum Platta (siehe Abb. 3) ist durch seine grosse geomorphologische Formenvielfalt gekennzeichnet. Deren Ansprache und Genese sind bisweilen unterschiedlich interpretiert worden und lassen auch heute noch Raum für Spekulationen.



Abbildung 3: Raum Platta
Blick von der Abrisskante auf dem Cassonsgrat Richtung Südwesten auf das Gebiet des ehemaligen Segnestales. Im unteren Bildteil ist der oberste Teil der Gleitbahn des Bergsturzes ersichtlich. (Bild: Jürg Caprez, 2007)

Für die Rekonstruktion der prä-Sturz Morphologie in diesem Raum steht die Modellierung des ehemaligen, glazial angelegten und fluvial geprägten Segnestals im Vordergrund. Dessen rechte Talseite stellt aller Wahrscheinlichkeit nach den Riegel dar, der sich in der Verlängerung des unteren Segnesbodens über die Platt'Alva und den Crap Tarschlims in Richtung Crest La Plugliusa erstreckt. Die Sturzmassen dürften beim Niedergang an diese schräg zur Schussrichtung verlaufende Talflanke geprallt sein (vgl. Poschinger & Haas, 1997, S. 39). Dabei sind wohl bestehende Klippen sowie der Grat richtiggehend zerschmettert und teilweise abgetragen worden. Gleichzeitig wurden Trümmerteile über

den Grat im Raum Nagens - La Crappa verstreut. Die Blockmassen in dieser Umgebung (siehe Abb. 4c) deuten zumindest auf einen solchen Vorgang hin. Der morphologische Riegel aus grobem Blockwerk im Segnestal auf der Höhe der Segneshütte stellt dabei möglicherweise einen Teil der rückseitigen Sturzmasse dar, der sich von der Hauptsturzmasse gelöst hat und im Segnestal liegen geblieben ist. Diese Barriere führte zum Aufstau des Segnesbachs im unteren Segensboden und zu einer Änderung des Abflusses in Richtung Osten. Die Alluvialebene des unteren Segnesbodens dürfte in Folge dieser Abriegelung entstanden sein (siehe Abb. 4d).



Abbildung 4: Raum Nagens - La Crappa
a) Nördlichster Teil der Gleitebene Blick in östlicher Richtung auf die markante Felswand des Flimsersteins mit den Schichten des Perms und des Mesozoikums. b) Rinnenkarren im nordöstlichen Teil der Gleitebene. c) Blocklandschaft bestehend aus Trümmerteilen der Überwurfmasse im Raum Alp Nagens - La Crappa. Am rechten Bildrand ist der künstliche Speichersee von Nagens erkennbar. d) Alluvialebene des unteren Segnesbodens. (Bilder: Jürg Caprez, 2007)

2.2.2 Raum Fidaz-Bargis

Die Region Fidaz-Bargis stellt den nordöstlichsten Teil des Bersturzraums dar. In dieser Zone sind auch heute noch regelmässig kleinere Felsstürze zu beobachten. Mit einem grösseren Ereignis wie jenem des Fidazer Felssturzes muss auch in Zukunft gerechnet werden, da in diesem Bereich der Felswand einige freistehende und instabile Gesteinskörper situiert sind. Bei der Naturkatastrophe des Fidazer Ereignisses stürzten im Jahr 1939 Felsmassen mit einer Kubatur von 100‘000 m^3 aus der Wand des Flimsersteins (Cabernard et al., 2003, S. 5). Dabei kamen 18 Menschen ums Leben, die sich zum Zeitpunkt des Niedergangs in einem Kinderheim aufhielten, das sich am Rande der Sturzbahn der Gesteinsmassen befand.

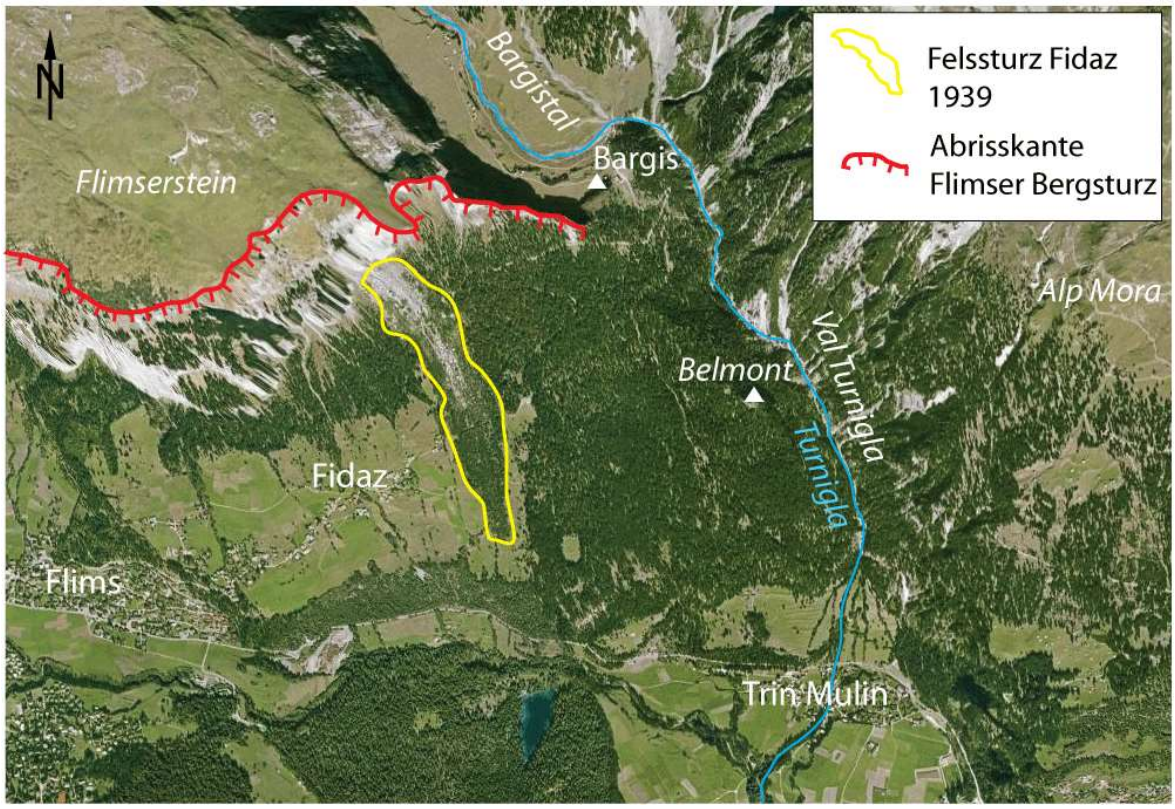


Abbildung 5: Übersichtskarte des Raums Fidaz - Bargis
Der Raum Fidaz - Bargis stellt den östlichsten Abschnitt der Ausbruchsnische dar. Hier ereignete sich 1939 auch der Felssturz von Fidaz, bei dem 18 Menschen ums Leben kamen. (Quelle: Google Earth, veränderte Darstellung)

Die auffällige Abrisskante des Flimser Bergsturzereignisses, die sich deutlich erkennbar entlang der Felswand des Flimsersteins entlang zieht, endet bei Bargis. Beim Niedergang des Bergsturzes ist die gesamte Felsmasse südlich von Bargis zu Tal gefahren. Als Überbleibsel ist in der Ausbruchnische einzig ein schmaler, langgezogener Felsgrat stehen geblieben (siehe Abb. 6). Er verläuft fast quer zur Talausrichtung und deutet darauf hin, dass sich das Bargistal im vordersten Abschnitt verengte. Die Turnigla durchfliesst an dieser Stelle Bergsturztrümmer, welcher aller Wahrscheinlichkeit nach aus der östlichen Talflanke stammen. Ansonsten fliesst der Bach heute weitgehend auf dem Fels und dürfte einen ähnlichen Verlauf haben wie vor dem Bergsturzereignis. Auch nordöstlich des Felskopfs von Belmont stösst man auf eine Blocklandschaft, wobei nicht klar ist, ob es sich dabei um Teile der Flimser Bergsturzmasse handelt oder ob sie einem Felssturz aus der linken Talflanke der Val Turniglia zuzuordnen sind. Die rechte Talflanke der Val Turnigla ist beim Bergsturzereignis grösstenteils weggebrochen, Reste davon sind bei Belmont noch erhalten geblieben und liefern Anhaltspunkte für die Rekonstruktion der früheren Talform.

Das Bargistal liegt im Rückraum des Flimsersteins. Es hat den Charakter eines glazialen Hängetals, der Bargisboden endet hoch über dem Niveau des Haupttalbodens. Die Entwässerung erfolgt in der Bargisebene durch den leicht mäandrierenden Bargisbach, der bei der Stufenmündung bei Bargis in den Wildbach Turnigla übergeht.



Abbildung 6: Das Bargistal
Blick ins Bargistal auf den rückseitigen Teil des Flimsersteins. Links unten sieht man den beim Bergsturz stehengebliebene Felsgrat.
(Quelle: www.rancho-laax.ch/ru/uploads/images/bargis.jpg)

2.3 Hauptablagerungsraum und Rheinschlucht

Der Hauptablagerungsraum der Flimser Sturzmassen wird von den Dörfern Sagens, Laax, Flims, Trin, Bonaduz und Versam umrahmt (siehe Abb. 7). Das ehemalige Vorderrheintal wurde in diesem Raum durch das Bergsturzereignis aufgeschüttet und präsentiert sich seitdem in neuer Gestalt. Die imposante Rheinschlucht, auch *Ruin'Aulta (Rätoromanisch* für: *Ruina*; Geröllhalde/Steinbruch, *aulta*; hoch) genannt, macht die Mächtigkeit der Bergsturzablagerungen deutlich sichtbar. Sie wurden durch den Vorderrhein über die Jahrtausende auf einer Distanz von etwa 14 Kilometern bis mehrere hundert Meter tief erodiert. Die dadurch entstandene Rheinschlucht ist eine der grossartigsten Naturgebiete der Alpen und bietet dem Betrachter eine einmalige Landschaft aus zerklüfteten Kalksteinformationen und bizarren Felstürmen (siehe Abb. 8).

Nebst der Rekonstruktion des Vorderrheintals wird in dieser Arbeit versucht, das Volumen der erodierten Bergsturzablagerungen anhand einer Oberflächenrekonstruktion im Akkumulationsraum zu quantifizieren.



Abbildung 7: Übersicht des Hauptablagerungsraums mit der Rheinschlucht und den Bergsturzseen.
(Quelle: Google Earth, veränderte Darstellung)



Abbildung 8: Die Rheinschlucht
Blick in Richtung Osten in die Rheinschlucht. Die Erosionsbasis des Vorderrheins liegt immer noch in den Ablagerungen der Flimser Bergsturzmasse.
(Quelle: http://www.eisenbahnen.at/bilderalben/vordrrheinschlucht.shtml)

2.4 Geologischer Bezugsrahmen

Die Grundbedingungen für das Prozessgeschehen und die heutige Oberflächengestalt im Untersuchungsgebiet liegen in der erdgeschichtlichen Vergangenheit. Durch die alpine Gebirgsfaltung, die eiszeitlichen Vergletscherungen und die Flussaktivität wurde das heutige Relief geformt. Die folgenden Unterkapitel befassen sich mit den geologisch relevanten Aspekten für diese Arbeit und liefern darüber hinaus eine zusammenfassende Übersicht zu den tektonischen und geologischen Verhältnissen im Untersuchungsgebiet.

2.4.1 Tektonik und Geologie

Das Vorderrheintal zwischen Ilanz und Chur bildet die Grenzzone zwischen dem helvetischen Deckensystem im Norden und den penninischen Bündnerschiefern im Süden (siehe Abb. 9).

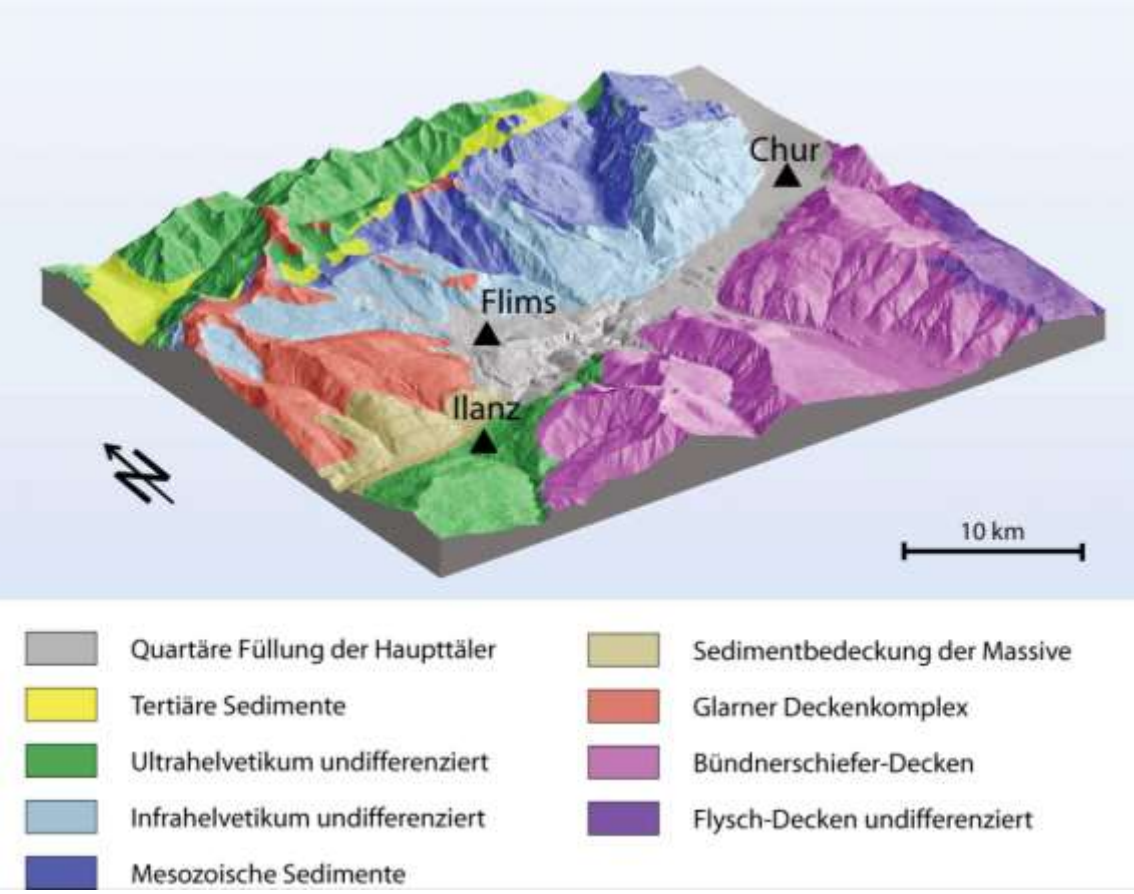
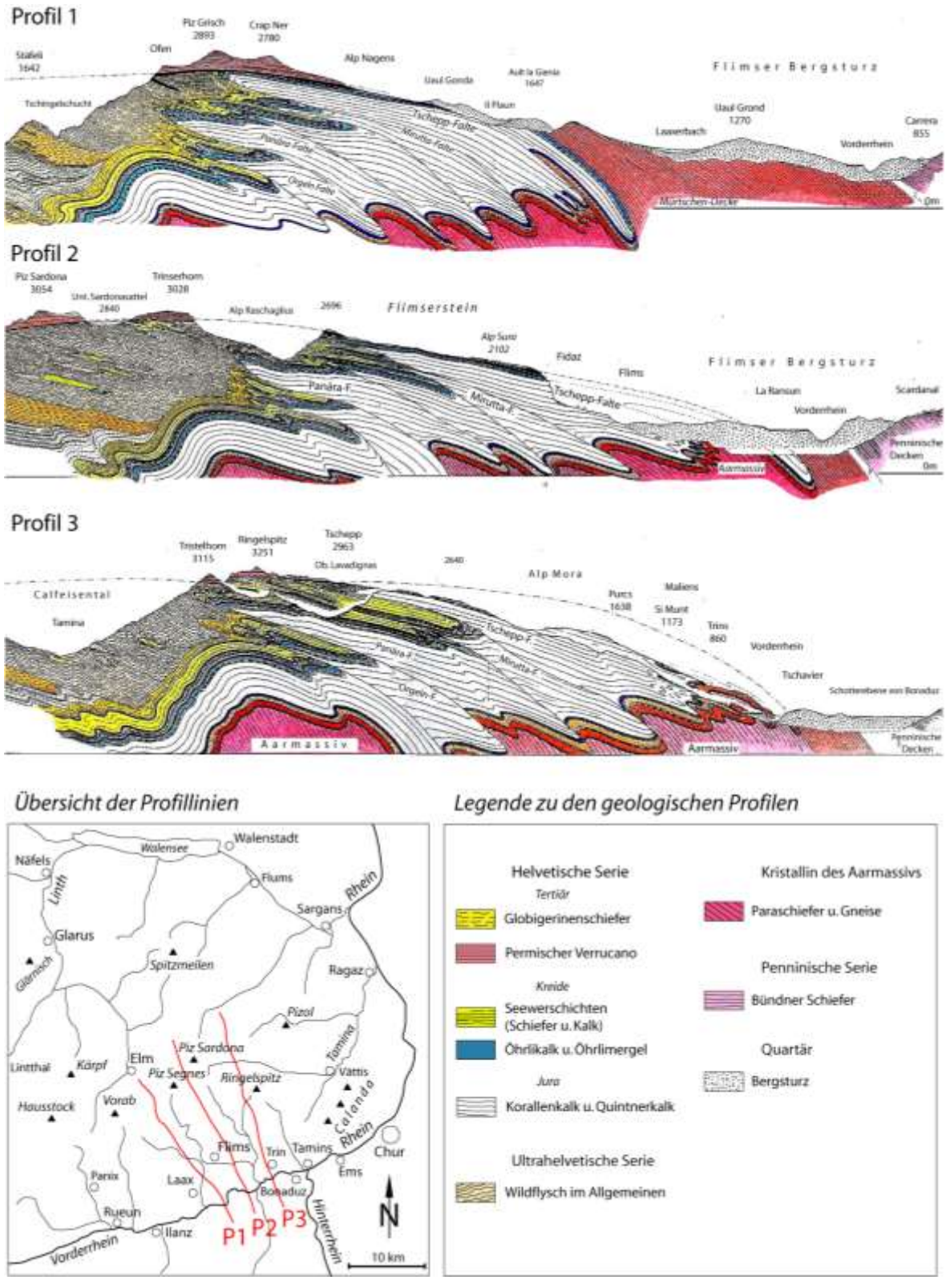


Abbildung 9: Tektonische Übersicht im Untersuchungsgebiet
(Quelle: ATLAS DER SCHWEIZ 2.0, ergänzte Darstellung)

Die parautochthonen helvetischen Sedimente fallen nördlich des Rheins, von lokalen Falten oder Schuppen abgesehen, steil nach Süden, d.h. talwärts, ein und bilden die markante Klippe des Flimsersteins, sowie die Flanken der Ringelspitzgruppe und der Calandakette (siehe Abb. 10). Gut zu erkennen ist der beim Sturzereignis auf einer allfälligen internen Schwächezone im Malm der Tscheppfalte herausgefahrene Schichtkomplex. Er umfasst in erster Linie Kalke des Malm, ferner der Kreide, vor allem der unteren Kreide, des Doggers und Gesteine des Verrucano (Nabholz, 1975). Diese Lithologie entspricht denn auch weitgehend den Komponenten der Bergsturzmasse im Ablagerungsraum. Wie oben erwähnt, stehen diese Gesteine im Ausbruchgebiet der parautochthonen Schichtreihe an, mit der Verrucano-Hauptüberschiebung im Hangenden. Sämtliche Schichten zeigen überall ein deutliches und annähernd hangparalleles Fallen in Richtung Vorderrhein (Nabholz, 1975, S. 49).

Die angesprochene Hauptüberschiebung des Glarner Deckenkomplexes nimmt hinsichtlich seiner historischen Bedeutung für die Deckenlehre und seiner hervorragenden Anschaulichkeit weltweit eine Sonderstellung ein. 250 Millionen Jahre alte, grünliche bis rötliche Verrucanogesteine wurden bei der Glarner Hauptüberschiebung auf 35 bis 59 Millionen Jahre alte, meist schiefrige Flyschgesteine geschoben. Somit liegen bedeutend ältere Gesteine auf jüngeren. Die Anerkennung dieser Tatsache und deren Erklärung beschäftigten die Erdwissenschaftler über Jahrzehnte. Erst nach umfangreicher Forschung wurde Anfangs des 20. Jahrhunderts die These einer ausgedehnten Überschiebung akzeptiert: Ein 10 bis 15 km mächtiges Gesteinspaket wurde entlang der Glarner Hauptüberschiebung über 35 km weit nordwärts geschoben. Allerdings scheint diese geologische Besonderheit nicht in einem direkten Zusammenhang mit dem Flimser Bergsturzereignis zu stehen, trotzdem sollte sie an dieser Stelle erwähnt werden.

Auf der geologischen Karte des Rheintals zwischen Chur und Ilanz sind die einzelnen Decken des Untersuchungsgebiets, insbesondere die helvetische Schichtreihe, abgebildet (siehe Abb. 11). Für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit ist vor allem die relative Lage der einzelnen Decken zueinander und zur Ausrichtung des Vorderrheintals von Bedeutung. Die Gesteinsformation im Raum Tamins/Alp Mora, bestehend aus der Tschepp- und der Felsbergdecke, setzt sich in Richtung Westen zum Flimserstein hin fort. Diese Tatsache lässt den Schluss zu, dass auch das beim Bergsturzereignis mobilisierte Gesteinspaket Teil dieses Schichtkomplexes war. Westlich des Bergsturzgebiets im Raum Nagens erscheint die Tscheppdecke ebenfalls an der Oberfläche. Im daran anschliessenden südlichen Teil im Raum Crap Sogn Gion kommen allerdings die Verrucano-Gesteine der helvetischen Hauptdecke zum Vorschein. Auch auf dem Flimserstein sind noch wenige Überreste dieser Decke vorhanden. Diese Verrucano-Gesteine finden sich ebenfalls im Ablagerungsbereich des Bergsturzes.



Übersicht der Profillinien

Legende zu den geologischen Profilen

Abbildung 10: Geologische Profilschnitte im Untersuchungsgebiet
Ausschnitte aus Tafel 2,3 und 7 aus: OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen, II, Atlas - Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, NF 28, 29 Tafeln, Bern. (Veränderte Darstellung, Legende angepasst)

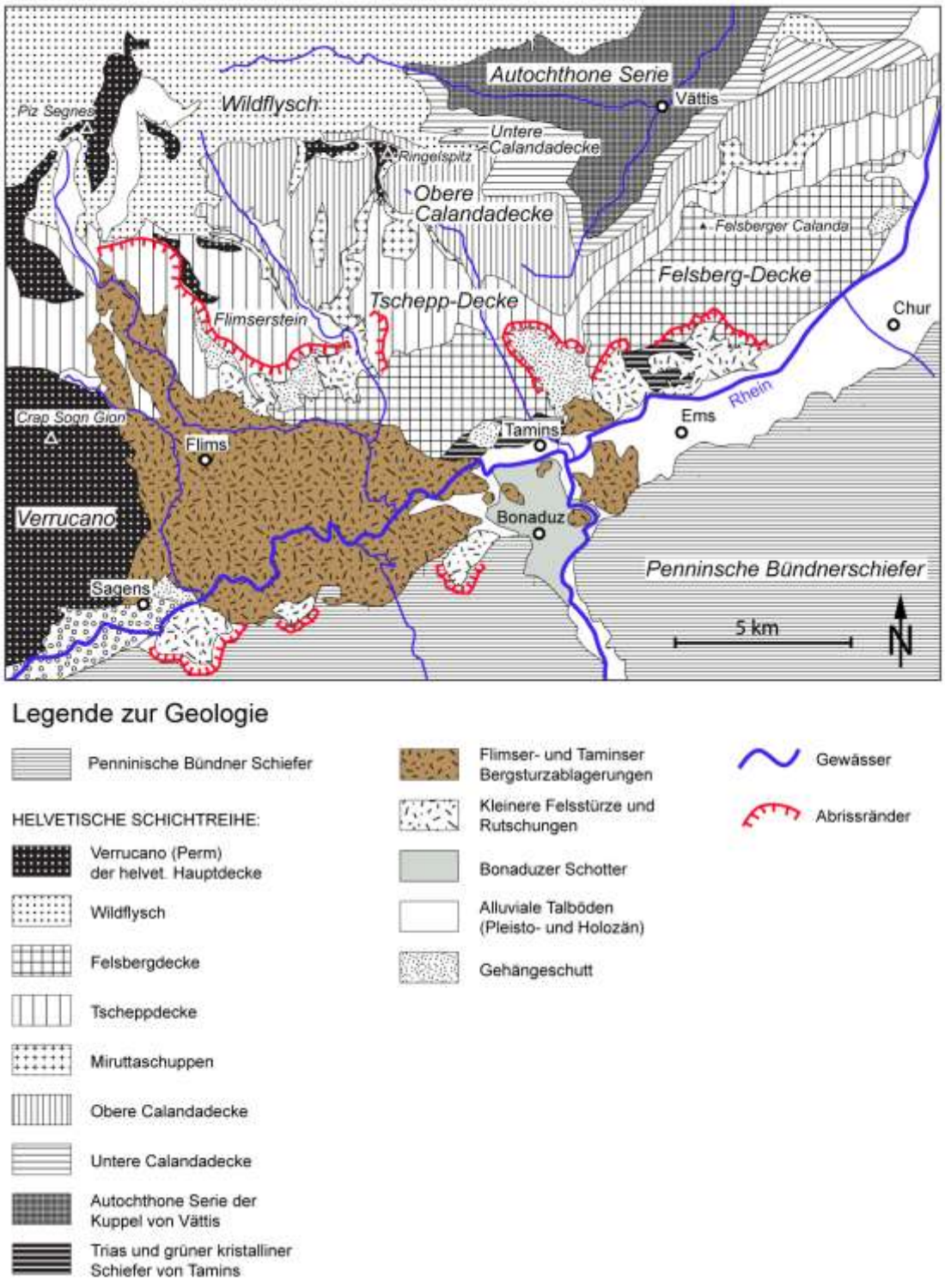


Abbildung 11: Geologische Karte des Rheintals Chur-Ilanz
(Nach der Vorlage von W.Leupold (1942). Quellen: Oberholzer, Helbling, Gsell, Kippel (veränderte Darstellung))

2.4.2 Geologie im Kontext des Flimser Ereignisses

Da jedes Bergsturzereignis direkt im Zusammenhang mit den geologischen Gegebenheiten steht, liegt darin auch der erste Ansatz einer integrierten Betrachtungsweise. Die auffällige Konzentration postglazialer Bergsturzereignisse in den Kalkdecken der Ostschweizer Alpen dürfte auf die strukturelle Disposition dieser Gesteine zurückzuführen sein (vgl. Abele, 1974; Gruner, 2006, S. 28). Durch die eher geringe Dichte an Kluftflächen, führt bei den massigen Kalksedimenten eine Hangentlastung zu einer ersten Instabilität. Diese führt, im Gegensatz zu Formationen aus kristallinem Gestein mit einer grösseren Dichte an Trennflächen, nicht zu vorzeitigen, kleineren Abstürzen. Erst bei einer massiven Übersteilung stürzt das Material mit häufig grossen Kubaturen zu Tal, wobei oft auch ein talwärts gerichtetes Schichtfallen diesen Mechanismus unterstützt (Gruner, 2006, S. 28). Gerade in den Kalken des Helvetikums zwischen Flims und Chur ist diese Voraussetzung sehr ausgeprägt und darf als Voraussetzung der vielen grösseren und kleineren Bergstürze in dieser Region gewertet werden.

2.5 Quartärgeologische Charakteristik

Das Untersuchungsgebiet ist hinsichtlich seiner quartärgeologischen Charakteristik sehr speziell und bot schon früh Anlass für unterschiedliche Spekulationen. Speziell im Raum Bonaduz-Reichenau wurden umfangreiche geophysikalische Untersuchungen durchgeführt (vgl. Pavoni, 1968; Scheller, 1970; Pfiffner et al. 1997). In dieser östlichen Randzone der Bergsturzmasse sind zahlreiche Aufschlüsse vorhanden und die ausserordentlichen geomorphologischen Formen in dieser Region scheinen in direktem Bezug zum Flimser Bergsturzereignis zu stehen. Im Folgenden sind die wichtigsten Erkenntnisse zusammengetragen und kurz aufgeführt.

Das Vorderrheintal zwischen Tavanasa und Chur lässt sich schematisch in vier Abschnitte ((A), (B), (C), (D)) gliedern, die sich bezüglich der Talfüllung unterscheiden (siehe Abb. 12).

2.5.1 Abschnitt Tavanasa-Sagens

Der westlichste Abschnitt (A) zwischen Tavanasa und Sagens wurde vom Flimser Bergsturzereignis nur indirekt beeinflusst. Der Raum Sagens stellt die westliche Brandungszone der Trümmermasse dar. An der Oberfläche und an den Ufern des Vorderrheins ist die Bergsturzmasse teilweise aufgeschlossen. Die Mächtigkeit nimmt jedoch in Richtung Westen rasch ab. Im Raum Ilanz sind an der Oberfläche bereits keine Bergsturztrümmer mehr auffindbar.

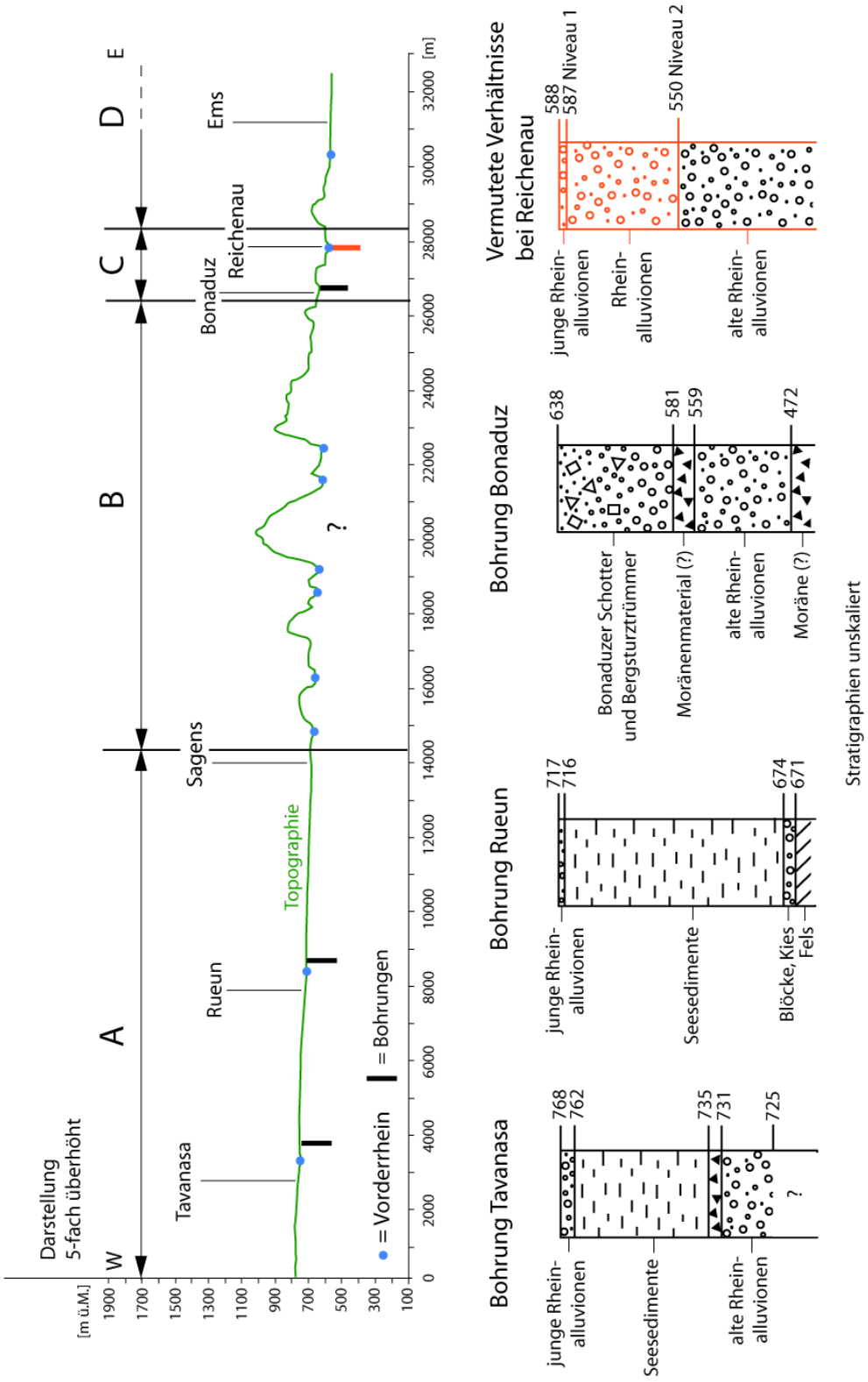


Abbildung 12: Quartärgeologie des Vorderrheintalabschnitts Tavanasa-Ems im Längsprofil
Die Abschnitte A bis D unterscheiden sich hinsichtlich der stratigraphischen Verhältnisse im Untergrund deutlich.
(Eigene Darstellung, Quellen: Bohrdaten siehe Anhang)

Die Talfüllung besteht hauptsächlich aus fluvialen und limnischen Seesedimenten des ehemaligen, durch den Bergsturz aufgestauten Ilanzer Sees. Ihre Mächtigkeit liegt im Bereich des Zentrums des ehemaligen Seebeckens zwischen 25 m (Bohrung Kläranlage Tavanasa) und ca. 40 m (Bohrung Deponie Rueun). Darunter folgen die quartären Vorderrheinsedimente, die bei Rueun mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern bis auf den Felsuntergrund reichen. Bei Rueun verengt sich das Vorderrheintal allerdings stark, weshalb die Verhältnisse im Untergrund wohl denjenigen im Raum Ilanz nicht entsprechen dürften.

2.5.2 Abschnitt Sagens-Bonaduz

Der Abschnitt (B) zwischen Sagens und Bonaduz umfasst den Hauptablagerungsraum des Bergsturzmaterials. Die Oberfläche erscheint als typische Bergsturzlandschaft mit teils breiten Rücken aber auch mit scharf eingesenkten Depressionen. Weit verstreut treten in unregelmässiger Verbreitung riesige Blöcke auf. Diese Erscheinungsformen finden sich in fast identischer Prägung auch bei anderen Bergsturzlandschaften, wie zum Beispiel beim Bergsturz von Wildalpen in der Steiermark (vgl. Van Husen & Fritsch, 2007; Erismann & Abele, 2001). Die auffälligen und mächtigen Längs-, Quer- und Randwälle sind mehrfach beschrieben (vgl. Abele 1974, S. 72; Gsell, 1976; Maisch, 1984; Jordi, 1986 (willkürliche Auswahl)) und wohl zu unrecht teilweise als Moränenwälle interpretiert worden. Abele (1997, S. 12) bezeichnet die longitudinalen Wälle und Depressionen von La Mutta und westlich davon (Val Gronda, Ault de Val Gronda, Val Verena und Spunda d'Uletsch) als *pull-apart structures* und verbindet ihre Entstehung mit einem Materialverlust infolge der Bildung der lateralen Wälle westlich des Laaxer Baches während dem Bergsturzniedergang.

Über deren Mächtigkeit und über die Tiefe des Felsuntergrundes bestehen bisher leider keinerlei Kenntnisse. Abele (1990) geht davon aus, dass beim Bergsturzereignis die wassergesättigte Talfüllung in Form eines *debris flows* mobilisiert und im Raum der Brandungszone des Bergsturzes talabwärts abgelagert wurde. Ob dabei die gesamten Alluvionen ausgeräumt wurden oder dies nur bis auf einen bestimmten Horizont geschah, ist noch unklar. Leider sind in diesem Talabschnitt bisher keine Tiefenbohrungen vorgenommen worden, die Aufschluss über diese Frage geben könnten. Auch die durch den Vorderrhein massiv erodierte Ablagerungsmasse lässt nirgends einen Schluss über die Verhältnisse im Untergrund zu, da die Erosionsbasis der Rheinschlucht nach wie vor in der Gesteinsmatrix der Bergsturzmasse liegt (mündl. Mitt., Poschinger, 2007).

2.5.3 Raum Bonaduz-Reichenau-Domleschg

Am interessantesten aber auch am problematischsten ist der Raum Bonaduz-Reichenau-Domleschg (C). Hier trifft man auf eine ausgeprägte Terrassenlandschaft, die gegenüber dem heutigen Rheinniveau eine Höhendifferenz von ca. 60 m aufweist. Dieses aus ausgedehnten Kiesmassen, den sog. "Bonaduzer Schottern" (siehe Kap. 2.5.4), bestehende Terrassensystem setzt sich in Richtung Hinterrheintal ins Domleschg fort. Hier finden sich auch die als Bergsturzrelikte beschriebenen Tomas von Pardisla und Tomba (Scheller, 1970). Bei Reichenau fliessen die Rheinarme des Vorder- und Hinterrheins zusammen. Das heutige Flussniveau liegt unter dem Niveau der Bonaduzer Schotter. Aufgrund der Wichtigkeit dieses Raums für weitere Betrachtungen wird im folgenden Kapitel genauer auf die oben erwähnten Bonaduzer Schotter eingegangen.

2.5.4 Bonaduzer Schotter

Die Bonaduzer Schotter, teilweise auch als "Bonaduzer Kiese" bezeichnet, finden sich im Raum Reichenau-Bonaduz und in Bereichen des Domleschgs. Während sie im Domleschg vorwiegend nur noch an Randzonen anzutreffen sind, bilden sie im Raum Bonaduz ein ausgeprägtes Terrassensystem und werden bei Reichenau zur Kiesgewinnung abgebaut.

Gemäss Kippel (2002) haben die Bonaduzer Schotter eine Mächtigkeit von über 60 m und es zeigt sich eine Abnahme der maximalen Korngösse von unten nach oben. In den untersten Bereichen weisen die Komponenten einen Durchmesser von bis zu 25 cm auf, in den obersten Bereichen schrumpfen sie bis gegen 0.1 cm und sind somit der Sandfraktion zuzuordnen. Die Korngrössen nehmen stets graduell nach oben hin ab und weisen keine abrupten Wechsel auf. Die Kiese der Bonaduzer Fazies sind gerundet und meist plattig bis flachstengelig. Die Bonaduzer Schotter sind in einem matrixgestützten Gefüge eingebettet und "schwimmen" praktisch in einer Grundmasse aus Feinsand und Silt. Oft kann man eine Einregelung der länglichen und abgeplatteten Komponenten beobachten, jedoch stets ohne klare Schichtung (Kippel, 2002, S. 22). Dies widerspricht somit auch der oft gemachten Annahme einer fluviatilen oder limnischen Genese (siehe unten).

Eine weitere Besonderheit der Bonaduzer Schotter ist das Auftreten von meist vertikal ausgerichteten Entwässerungsröhren innerhalb der Kiese. Die erstmals von Pavoni (1968) erwähnten Röhren zeigen dabei eine von unten nach oben gerichtete Fliessrichtung des Wassers innerhalb dieser sog. *Pavoni-Röhren.* Pavoni führt diese Tatsache auf ein vertikal nach oben gerichtetes Auspressen des Wassers aus dem wassergesättigten Kiesgemisch, kurz nach der Ablagerung der Kiese, zurück.

Die "Bonaduzer Schotter" werden bereits früh beschrieben. Ihre Entstehung wird in der Folge jedoch unterschiedlich interpretiert. Staub (1910) deutet die Bonaduzer

Terrassensedimente noch als Grundmoräne, die älter als das Sturzereignis sein soll. Gsell (1918) sieht in den Bonaduzer Schottern fluvioglaziale Ablagerungen, die von den Trümmermassen aus dem Segnesgebiet „umschlossen werden". Auch Oberholzer (1933, S. 605) geht von einer ähnlichen Annahme aus. Er glaubt, dass es sich um Flussablagerungen im Einzugsbereich eines nahen Gletschers handelt sowie um eine durch den Bergsturzriegel Tamins-Ils Aults bedingte Stauschottermasse.

Aufgrund neuer Befunde über die Zusammensetzung und die Struktur der Kieskomponenten kommt Pavoni (1968) zum Schluss, dass keine der bisherigen Annahmen zutreffen kann. Er geht vielmehr von einer raschen Ablagerung aus und spricht dabei von einem "wasserreichen Gesteinsbrei", der durch das Herausfahren der Talbodensedimente im Rheintal durch den Bergsturz von Säsagit mobilisiert und abgelagert wurde. Pavoni zieht diesen Gesteinsbrei auch zur Erklärung des Auftretens isolierter Sturzmassen im Domleschg bis nach Rodels heran und sieht darin das Transportmedium: *„Ein Transport der helvetischen Bergsturzrelikte im fliessenden Gesteinsbrei vermöchte daher ohne Zweifel die Erhaltung grosser, in sich zusammenhängender Gesteinspakete besser zu erklären als ein gewöhnlicher Bergsturz"* (Pavoni, 1968, S. 498).

Diese neue Theorie wird in der Folge von Abele (1970) und Scheller (1970) abgelehnt. Ersterer befasst sich in seinem Aufsatz über das Flimser Bergsturzgebiet mit verschiedenen Fragen zum Prozessverlauf des Bergsturzereignisses. Die Bonaduzer Schotter deutet er damals noch als Ablagerungen zur Zeit des Gletscherrückzugs. Er glaubt weder an eine Mobilisierung der Schotter durch den Taminser-, noch durch den Flimser Bergsturz. Er zweifelt daran, dass *„... ein Schotterpaket durch die Wucht eines Bergsturzes über grössere Entfernungen bewegt werden kann"* (Abele, 1970, S. 348). Er vermutet vielmehr, dass die Bonaduzer Schotter als Flutsedimente beim Ausbruch des Ilanzer Sees entstanden sind: *„Das durch die Flut entstandene Wasser-Schottergemisch "schwappte" - solange der Ausbruch dauerte - in der geschlossenen Hohlform hinter dem Reichenauer Bergsturzriegel hin und her. Bei allmählich erlahmender Bewegung kamen die Bonaduzer Schotter zum Absatz, ohne dass sich dabei eine Schichtung hätte entwickeln können"* (Abele, 1970, S. 353).

Scheller (1970) kann durch geophysikalische Messungen im Raum Reichenau-Bonaduz eine Verbindung der durch helvetisches Material aufgebauten Hügel im Domleschg mit dem Festgestein unter den Alluvionen ausschliessen. Er kommt zum Schluss, dass es sich dabei um delokalisiertes Bergsturzmaterial handeln muss. Eine Erklärung zur Beziehung zu den Bonaduzer Schottern liefert er allerdings nicht.

Abele (1974) erwägt erstmals die Möglichkeit einer Genese der Bonaduzer Schotter durch ein Überfahren und Ausquetschen der Alluvionen des Vorderrheintales durch den Flimser Bergsturz, zweifelt allerdings aufgrund fehlenden Moränenmaterials auf den

Bonaduzer Schottern diese These an. Zu dieser Zeit geht er immer noch von einem Überfahren der Bergsturzablagerungen durch einen Gletscher aus. Auch das Vorkommen von Schottern mitten im Sturzkörper ist nach Abele (1974) durch diese These nicht erklärbar.

In einer späteren Arbeit äussert sich Abele (1991) folgendermassen: *„Gegen die Deutung der "Bonaduzer Schotter" als Seeausbruchssediment spricht jedoch die Tatsache, dass diese in isolierten Nestern in das Bergsturzmaterial eingeschlossenen Kiese nicht nur in der Vorderrheinschlucht vorkommen, sondern auch in dem von Süden einmündenden Versamer Tobel; denn dort besteht eine grössere Partie der "Bonaduzer Schotter" nicht aus Material des Vorderrheingebiets, sondern aus Bündner Schiefern des südlich anschliessenden Safientals. Diese Kiese können nicht durch einen Ausbruch des Ilanzer Sees, sondern nur durch Aufschürfung von Sedimenten lokaler Herkunft, die vor dem Ausgang des Safientales abgelagert wurden (Schwemmkegel), in ihre heutige Position im Bergsturzkörper gelangt sein"* (Abele, 1991, S. 34). Diesen Umstand nimmt Abele (1991) als Grund zur Annahme, dass die Bonaduzer Schotter zeitgleich mit dem Flimser Bergsturz abgelagert worden sind. Er hegt nun auch erstmals Zweifel an einem Überfahren der Sturzmassen durch den Rheingletscher.

In einer letzten Stellungnahme zum Flimser Bergsturz kurz vor seinem Tod schreibt Abele: *„Ungeachtet der gewaltigen Einwirkung durch den Flimser Bergsturz, sind die gerundeten Kiese der "Bonaduzer Schotter", welche mit dem stark zerbrochenen Bergsturzmateriel verzahnt sind, selbst überhaupt nicht zerbrochen. Dies kann durch eine hohe Mobilität und somit durch einen beträchtlichen Wassergehalt der Talfüllung erklärt werden"* (Abele, 1997, S. 6). Damit geht er mit Pavonis Theorie (s.o.) der Mobilisierung und Ablagerung eines wassergesättigten Gesteinsbreis überein, macht dafür jedoch nicht den Taminser Bergsturz, sondern den Flimser Bergsturz verantwortlich. Die Tatsache, dass die Bonaduzer Schotter nur flussaufwärts der Taminser Bergsturztrümmer auftreten, stützt diese Vermutung (Poschinger, Maisch & Wassmer, 2005, S. 351)

Den Prozess der Mobilisierung der Talfüllung durch einen Bergsturz beschreiben Erismann & Abele (2001, S. 21) folgendermassen: *„…Erreicht ein Bergsturz in zersetztem Zustand einen Talgrund mit einer Füllung aus wassergesättigten Schottern und/oder feinerem Material, werden zwei Mechanismen in Gang gesetzt: Einerseits werden Teile der Füllung, gemischt mit Wasser und distalen Elementen der Sturzmasse, ähnlich einer frontalen Bugwelle vorwärts geschoben. Andererseits wird die verbliebene Füllung unter dem Gewicht des Sturzes komprimiert. Der erste Mechanismus hat einen ziemlich turbulenten Charakter, wodurch das zerbrochene Sturzmaterial mit der Talfüllung vermischt wird. Dadurch entsteht eine ungeschichtete Ablagerung, deren Gradierung sich mehr oder weniger den lokalen Umständen anpasst. Der zweite Mechanismus kann mit dem Ausdrücken eines wassergesättigten Schwamms verglichen werden: Der Druck des*

ausgepressten Wassers unterstützt den Gleitprozess, welches im wahrsten Sinne des Wortes die Rolle eines unter Druck stehenden Gleitmittels einnimmt" (frei übersetzt aus dem Englischen).

Die Bonaduzer Schotter sind in dieser Studie deshalb von so zentraler Bedeutung, weil sie einerseits über den Bergsturzprozess, andererseits über das Volumen der ausgeschürften Alluvionen wichtige Hinweise liefern können. In Kapitel 5 wird später genauer darauf eingegangen.

2.5.5 Abschnitt Ems-Chur

Hinter dem Riegel des Taminser Bergsturzes im Raum Ems-Chur (D) sind keine Bonaduzer Schotter mehr anzutreffen. Heim (1891) verwendete für diesen Talabschnitt den Begriff "Toma-Landschaft", basierend auf den auffälligen morphologischen Formen in dieser Region. Die Genese dieser kontrovers diskutierten, kegelförmigen Hügel, den sog. Tomas, ist noch nicht abschliessend geklärt. Sie werden heute jedoch weitgehend mit den Bergsturzereignissen von Flims und Tamins in direkte Verbindung gebracht.
Seismische Untersuchungen im Raum Ems-Chur deuten auf eine etwa 20 m mächtige Schicht fluviatiler Schotter stark variierender Korngrössen, gefolgt von einer etwa 300 m mächtigen Schicht *glazio-lacustriner* Ablagerungen hin (Pfiffner et al., 1997). Es zeigt sich auch, dass die Tomas nur zwischen 20 und 40 m tief in den Untergrund reichen.

2.5.6 Prä-Sturz Verhältnisse

Die prä-Sturz Verhältnisse hinsichtlich der quartären Talfüllung des Vorderrheintals sind für spätere Betrachtungen bezüglich der Volumenberechnungen und im Zusammenhang mit der Ausräumung der Schotter durch die Bergsturzmassen von Bedeutung (siehe Kap. 5.1).

Verschiedene Bohrungen im Vorderrheintalabschnitt zwischen Tavanasa und Chur liefern Hinweise über das mögliche Niveau der prä-Sturz Talfüllung (siehe Abb. 12). Das Rheinniveau zum Zeitpunkt des Flimser Ereignisses im Abschnitt zwischen Tavanasa und Sagens lässt sich anhand der Seesedimente in diesem Raum rekonstruieren. Es kann davon ausgegangen werden, dass die Ablagerung der limnischen Sedimente des noch jungen Ilanzer Sees schon kurz nach dem Niedergang des Bergsturzes begonnen hat (siehe Kap. 2.7.3). Infolgedessen müsste die erbohrte Tiefe der Rheintalschotter unterhalb der Seesedimente dem Niveau der Talfüllung zum Zeitpunkt des Flimser Ereignisses entsprechen.

Östlich von Sagens ist eine Rekonstruktion viel schwieriger, da hier keine Bohrdaten vorhanden sind, die Aufschluss über die Verhältnisse im Untergrund liefern könnten. Für

die Nachbildung der Talfüllung im Vorderrheintal zum Zeitpunkt des Flimser Ereignisses wurden zwei Ebene mit konstanter Neigung für den Abschnitt zwischen Rueun und Reichenau interpoliert. Dies erfolgte über die Höhenangabe der Basis der alten Rheintalschotter im Bohrprofil von Rueun und zwei unterschiedlichen Niveaus im Raum Reichenau, beim Zusammenfluss des Vorder- und Hinterrheins. Als Maximalniveau wurde das Niveau 587 m ü.M. (entspricht dem heutigen Niveau minus 1 m), als Minimalniveau 550 m ü.M. festgelegt. Die Bohrungen im Raum Bonaduz lassen vermuten, dass der Talgrund kaum tiefer gelegen haben kann. Die Annahme dieser beiden Niveaus ist hypothetisch, ein definitives Niveau der Talfüllung im Raum Reichenau/Bonaduz zum Zeitpunkt des Niedergangs des Flimser Bergsturzes kann kaum erfasst werden, da die quartärgeologischen Gegebenheiten in diesem Raum sehr kompliziert sind.

2.6 Gletschergeschichtliche Aspekte

Bei der Berücksichtigung der am Sturzprozess beteiligten Faktoren spielen die gletschergeschichtlichen Aspekte eine wichtige Rolle. Sie definieren wichtige Voraussetzungen in Bezug auf die Altersdatierung und hinsichtlich der formbildenden Prozesse im Untersuchungsgebiet vor und nach dem Bergsturzereignis.

2.6.1 Gletscher- und Klimageschichte im Alpinen Spätglazial

Die in diesem Kapitel zusammengefassten Erkenntnisse beziehen sich auf die Arbeiten von Maisch (1982; 1984), Jordi (1986), Furrer et al. (1987) sowie Ivy-Ochs et al. (2006).

Die alpine Vergletscherung während der letzten Eiszeit hinterliess im gesamten Alpenraum ihre Spuren und ist in grossem Masse für die heutige Erscheinung der Oberflächenformen verantwortlich. Die Periode des Spätglazials kennzeichnet den Zeitabschnitt nach der letzten grossen eiszeitlichen Vorstossphase der Gletscher. Die spätglaziale Erwärmung, die auf der Änderung klimatischer Bedingungen gründete, führte zu einem grossflächigen Gletscherrückgang. Dieser ging aufgrund zwischenzeitlicher Klimarückschläge nicht stetig von statten, sondern war durch vorübergehende Gletschervorstösse gekennzeichnet.

Die jüngsten Untersuchungen mittels Oberflächenexpositionsdatierung an Felsblöcken und an Felsuntergrund (vgl. Ivy-Ochs, 2006) bestätigen bisherige Auffassungen über die Unterteilung des Spätglazials in einzelne Stadien zwischenzeitlicher Gletschervorstösse und führen zu einer vergleichbaren zeitlichen Einordnung dieser (vgl. Maisch 1981; Furrer et al. 1987). Die letzte bedeutende Kaltphase am Ende der Würmeiszeit, dem Spätwürm-Endstadial, wird dem Egesen-Stadium gleichgesetzt und wird auf ein Alter von 10‘000 - 11‘000 Jahren BP zurückdatiert. Später erfolgten noch kleinere Gletschervorstösse im Kromer-Stadium um ca. 8400 Jahren BP (Ivy-Ochs, 2006) und während der kleinen Eiszeit um 1850. Diese reichten jedoch nicht mehr bis in die grossen Haupttäler der Alpen.

2.6.2 Vorstösse der Lokalgletscher (Gletscherstände im Raum Flims)

Verschiedene Autoren mutmassen lange über einen Einfluss spätglazialer Gletschervorstösse auf die Ablagerungen des Flimser Bergsturzereignisses (Heim, 1882/91; Penck 1901/09; Gsell, 1918; Abele, 1970; Scheller, 1970; Maisch, 1984; Jordi, 1986). Gleichzeitig zweifeln andere Autoren die These eines Gletschereinflusses auf die Ablagerungsmassen an (Blumenthal, 1911; Oberholzer, 1933; Staub, 1938), oder revidieren zumindest teilweise ihre früheren Ansichten (Abele, 1991/94/96).

Jordi (1986) geht bei seiner Arbeit über glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch von einer Überprägung der Bergsturzmasse im Ablagerungsraum durch die lokalen Bargis- und Segnesgletscher aus. Er bezieht sich dabei einerseits auf bisherige Angaben durch Gsell (1918), Oberholzer (1920), Staub (1938) und Abele (1970/74) sowie auf eigene Befunde. Diese sind auf der Karte über die eiszeitlichen Gletscherstände im Raum Flims-Trin zusammengestellt (siehe Abb. 13) Die mutmasslichen spätglazialen Moränenwälle im Raum Platta und Muletg werden von Jordi dem Egesen- bzw. Daun-Stadium zugeordnet. Den von ihm als Moränenkranz gedeutete Wall im Becken von Trin-Mulin ordnet er einem Vorstoss des Bargisgletschers zu, der dem Rheingletscherstand in der Umgebung von Chur im Gschnitz-Stadium entspricht. Ausserdem geht er von einer möglichen Kontaktzone zwischen dem Segnes- und Bargisgletscher mit dem Vorderrheingletscher aus, liefert dazu jedoch keine genaueren Hinweise.

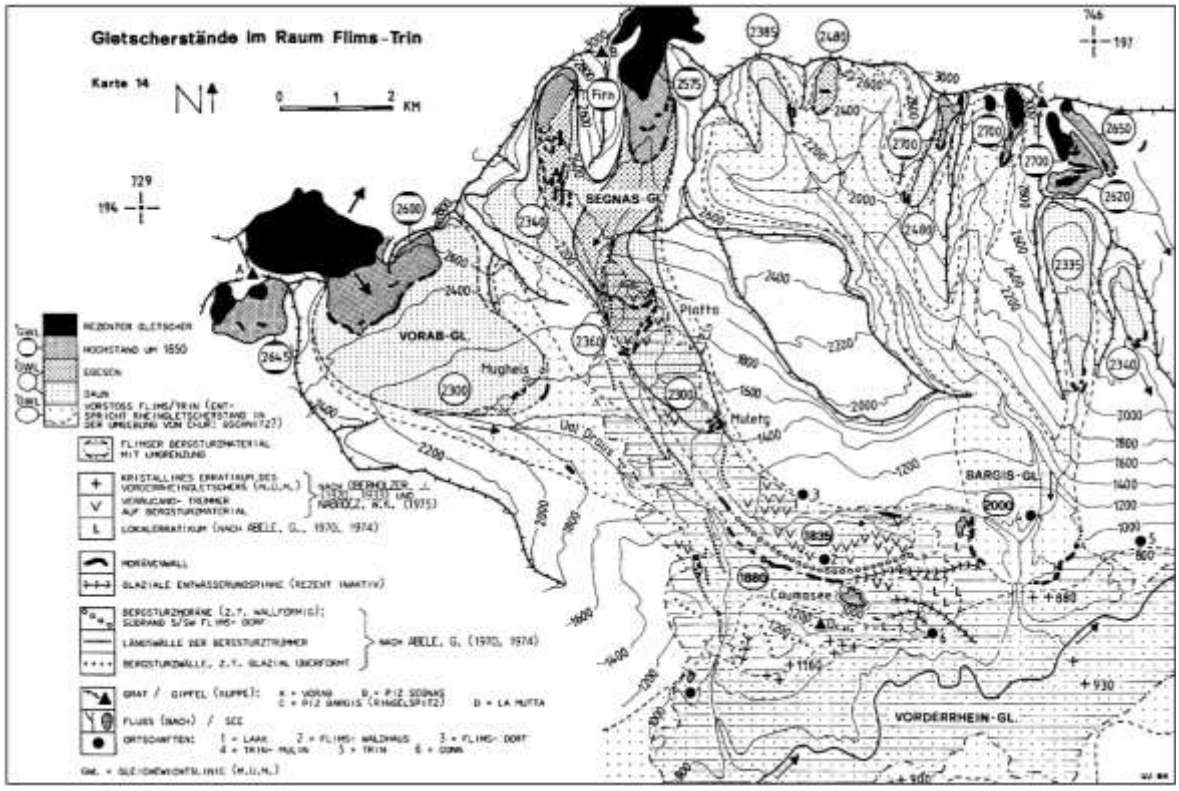


Abbildung 13: Karte der Gletscherstände im Raum Flims-Trin
(Nach: Jordi, 1986)

Maisch (1984) deutet auf der "Übersichtskarte der spätglazialen Gletscherstadien im Kanton Graubünden" unter anderem die oben beschriebenen Zungenenden des Segnes- bzw. Bargisgletschers schematisch an und ordnet sie vorläufig dem Gschnitz-Stadium zu.

Allerdings scheinen ihm die beschriebenen morphologischen Befunde im fraglichen Kontaktbereich zwischen dem Vorderrhein und den Flimser Lokalgletschern für einen zwingenden Nachweis eines zusammenhängenden Eisstromnetzes nicht ausreichend (Maisch, 1986, schr. Mitt. nach: Jordi, 1986, S. 66).

Eine Einordnung des Bergsturzereignisses ins Spätglazial kann unter Berücksichtigung der von Poschinger und Haas (1997) sowie von Deplazes (2005) gemachten Datierungsanalysen ausgeschlossen werden (vgl. Kap. 2.7.1). Somit sind auch die von den Autoren Abele, Maisch und Jordi beschriebenen geomorphologischen Formen und Ablagerungen auf der Bergsturzoberfläche wohl nicht durch eine nachträgliche Einwirkung, weder durch den Vorderrheingletscher, noch durch die lokalen kleineren Gletscher, entstanden. Die als Moränenwälle beschriebenen Oberflächenformen müssen somit neu gedeutet werden. Poschinger und Haas (1997) hegen berechtigte Zweifel über die früheren Interpretationen dieser auffälligen Oberflächenformen. Sie weisen dabei darauf hin, dass *„…die betreffenden Formen zu frisch und unverwischt sind, als dass sie Ursprung einer glazialen Genese sein können" (S. 38).* Auch die sonstigen in der Literatur beschriebenen Anzeichen für eine glaziale Überprägung im Bereich zwischen Flims und dem Segnestal erscheinen ihnen zweifelhaft.

Eine mögliche Erklärung zum wiederholt auftretenden Moränenmaterial auf der Bergsturzmasse liefert Abele (1996). Er legt dar, dass Moränenanteile in einer Sturzmasse gegebenenfalls auch von mitgerissenem oder mitgeschürftem Material stammen können. Er erwähnt auch, dass die Relikte der Rheingletschermoräne möglicherweise beim Absturz auf dem Rücken der Sturzmasse in ihre heutige Position gelangt sein könnten.

Auch wenn das Ereignis des Flimer Bergsturzes nicht im Spätglazial, sondern in einem bereits deutlich warmzeitlichen Klima, dem frühen Holozän anzusiedeln ist (vgl. Kap. 2.7.1), lassen sich anhand der Annahmen über die Vergletscherung der Region Flims zum Ende der letzten Eiszeit, Rückschlüsse über die Morphologie der prä-Sturz Landschaft ziehen. Der Segnes- und der Bargisgletscher haben die Sturzmasse nachträglich kaum mehr überprägt, ihre Spuren im Sturzraum wurden schon früher durch das Flimserereignis verwischt. Trotzdem sind die Existenz der beiden Gletscher und damit das Vorhandensein der jeweils zugehörigen Seitentäler beidseits des ehemaligen Flimsersteins sehr wahrscheinlich, da diese nichts anderes als die Fortsetzung der Talformen des heutigen unteren Segnesbodens, respektive des Bargistals darstellten. Dieser Sachverhalt fliesst im Kapitel 3.1 in die Festlegung der Grundannahmen über die Gestalt des prä-Sturz Reliefs mit ein.

2.7 Aktueller Forschungsstand

2.7.1 Altersdatierung des Bergsturzereignisses

Die Diskussion über das Alter des Flimser Bergsturzereignisses besteht schon seit Beginn seiner Erforschung. Die ersten Hinweise liefern gletschergeschichtliche Aspekte (vgl. Kap. 2.6.1). Diese führen anfänglich zur Annahme einer Überprägung der Sturzmassen durch den Vorderrheingletscher (Heim, 1882; Staub, 1938; Jordi, 1986) und legen das Alter des Ereignisses ins Spätglazial fest. Diese These hält sich lange hartnäckig, obwohl verschiedene Autoren die angeblichen Hinweise auf eine Glazialüberprägung der Sturzmassen abstreiten (Penck, 1901/1909; Blumenthal, 1911; Oberholzer, 1933. In: Poschinger & Haas, 1997).

Die Zweifel an der bisherigen Alterseinstufung werden durch Abele (1996) sowie Poschinger & Haas (1997) neu thematisiert und führen schliesslich zu neuen Erkenntnissen. Letztere können dank Holzfunden in den Sturzmassen im Versamer Tobel erstmals eine absolute Altersdatierung vornehmen. Die ^{14}C-Analysen ergeben ein Maximalalter von ca. 8‘300 Jahre BP (Poschinger & Haas, 1997). Die Altersdaten entsprechen somit der Zeit des Boreals, also einem bereits warmzeitlichen Alter.

Schon frühere pollenanalytische Untersuchungen in Stillwasserablagerungen und die Analyse von Holzproben in Ablagerungen des Ilanzer Sees im Raum Rueun ergaben ein ähnliches Alter, wurden jedoch nicht direkt dem Sturzereignis zugeordnet (vgl. Poschinger & Haas, 1997).

Ein neuer Ansatz zur Datierung des Flimser Bergsturzereignisses liefert Deplazes (2005). Die limnologischen Untersuchungen in den Bergsturzseen Lag Grond, Caumasee und Crestasse, die auf den Flimser Bergsturzablagerungen liegen, schränken das Zeitfenster für das Alter das Bergsturzereignis weiter ein. Die Auswertung der entnommenen Kernbohrungen aus den Seesedimenten des Lag la Cauma mittels AMS-Datierung ergeben ein Minimalalter von 9‘660 - 9430 Jahre BP (cal.). Holzreste aus den Bergsturzablagerungen am Untergrund des Lag Grond liefern ein Maximalalter von 9‘480 - 9120 Jahre BP (cal.). Das Alter des Flimser Bergsturzes beträgt nach der Überschneidung der Minimal- und Maximalalter demzufolge ~9480 - 9430 Jahre BP (cal.) (Deplazes, Anselmetti, & Hajdas, 2007).

Diese neuen Resultate scheinen das von Poschinger & Haas (s.o.) postulierte Alter zu bestätigen, erlauben darüber hinaus eine noch präzisere Datierung und dürfen als weiteres eindeutiges Indiz für die Einordnung des Flimser Bergsturzereignisses ins Frühholozän herangezogen werden.

2.7.2 Das Verhältnis des Flimser Bergsturzereignis zum Taminser Bergsturz

Noch immer umstritten ist die zeitliche Einordnung der beiden Bergsturzereignisse von Flims und Tamins. Dem Taminser Bergsturz wurde lange Zeit weniger Beachtung geschenkt, obwohl seine Ausmasse mit einem geschätzten Volumen von 1 - 1.6 km^3 (vgl. Abele, 1974) ausserordentlich gross sind. Auch wenn die beiden Bergsturzereignisse wohl zeitlich unabhängig voneinander stattgefunden haben, ist die Interpretation der Abfolge der Prozesse und Mechanismen sowie der Landschaftsformen im Untersuchungsgebiet nur unter Berücksichtigung einer integrierten Betrachtungsweise beider Ereignisse möglich.

Da bisher noch keine exakte, absolute Datierung des Taminser Bergsturzes erzielt werden konnte, wurden vor allem Hinweise aus Geländebefunden zur relativen, zeitlichen Einordnung des Flimser Ereignis herbeigezogen. Diese reichen bis auf den Grund des 80 km entfernten Bodensees, wo Flutablagerungen auf katastrophale Folgeereignisse der beiden Bergstürze von Flims und Tamins hindeuten (Schneider et al., 2004). Die Forschungsgruppe um Schneider (2004) nimmt diese Flutsedimente als Grund zur Annahme, dass der Taminser Bergsturz vor dem Flimser Bergsturz stattgefunden haben muss.

Argumente, die dafür sprechen, dass sich der Taminser Bergsturz vor dem Flimser Bergsturz ereignete, fasst Poschinger (2005, S. 45) zusammen. Er stützt sich dabei in erster Linie auf Beobachtungen betreffend der Bonaduzer Schotter und auf Flutablagerungen im Raum Tamins und Felsberg. Östlich der Taminser Bergsturzschwelle von *Ils Aults* finden sich keine vergleichbaren Ablagerungen zu den Bonaduzer Schottern. Die Ausführungen Poschingers erscheinen durchaus plausibel und lassen den ziemlich eindeutigen Schluss zu, dass *"...die Bergsturzschwelle von Tamins bereits bestanden haben muss, als der Flimser Bergsturz abgegangen ist"* (Poschinger, 2005). Trotzdem sollten gegensätzliche Thesen nicht über Bord geworfen werden, bevor keine weiteren, eindeutigen Beweise vorliegen.

2.7.3 Die Bergsturzseen

Auf den Ablagerungen des Flimser Bergsturzereignis findet sich zwischen Laax und Trin eine Vielzahl kleiner Seen. Am bekanntesten sind dabei wohl die Badeseen Lag Grond (Laax), Caumasee (Flims) und Crestasee (Trin) (siehe Abb. 7). Nicht zuletzt dank ihnen konnte eine plausible Datierung des Bergsturzereignisses vorgenommen werden (vgl. Kap. 2.7.1). Die genannten Seen bilden zusammen mit einer Reihe weiterer kleiner Gewässer ein komplexes System von Seen, die durch den Grundwasserleiter im Lockergestein der Bergsturzmasse direkt oder indirekt miteinander verbunden sind. Erst kürzlich wurde dazu eine von der Gemeinde Flims in Auftrag gegebene und durch das *Schweizerische Institut für Speläologie und Karstforschung* (SISKA) durchgeführte Studie veröffentlicht, die genauere

Erkenntnisse über die hydrologischen Verhältnisse im Raum Flims liefert (Jeannin & Häuselmann, 2007). Zudem finden sich im Untersuchungsgebiet mehrere Relikte ehemaliger Seen, so der Lag Plaun, der Lag Segnes Sut und der Lag Mulin, die schon seit längerer Zeit verlandet sind. Diese Seen bildeten sich in Folge einer seitlichen Abschnürung lokaler Gerinne durch die Bergsturzmassen (vgl. Poschinger, 2005, S. 40).

Am bedeutendsten sind sicherlich die beiden grossen Seen, die durch die Abriegelung des Vorderrheintals und des Safientals nach dem Niedergang des Flimser Bergsturzes entstanden sind; der Ilanzer See und der Versamer See. Insbesondere der Ilanzer See wird mehrfach beschrieben (Heim, 1891; Abele, 1970; Schmitter-Voirin, 2000; Wassmer et al., 2004; Poschinger, 2005). Deltaschüttungen bei Ilanz, Schluein, Schnaus und Rueun wertet bereits Heim (1891) als deutliche Hinweise für die Existenz eines grossen Stausees im Raum Ilanz. Bis heute umstritten bleibt die Frage über den maximalen Pegelstand des Ilanzer Sees. Aktuell werden zwei unterschiedliche Thesen vertreten. Die Arbeitsgruppe um Wassmer et al. (2004) geht von einem minimalen Pegelhöchststand von 1175 m ü.M. aus und bezieht sich dabei auf Deltaablagerungen bei Duvin südlich von Ilanz. Demnach wäre ein zeitgleicher Ausfluss des Ilanzer Sees an unterschiedlichen Stellen der Bergsturzschwelle zu erwarten. Nebst einem Überfluss in Richtung der heutigen Rheinschlucht wird nach dieser These auch ein Ausfluss bei Staderas (1110 m ü.M.) angenommen. Anzeichen dafür sehen Wassmer et al. (2004) in einem östlich davon gelegenen Trockental südlich von Flims-Waldhaus durch welchen ein Abfluss stattgefunden und sich in Richtung der Depression von Trin-Mulin und von dort in die Rheinschlucht fortgesetzt haben soll. Später sei dieser Abfluss zum Stillstand gekommen, nachdem sich der Ausfluss des Sees im Hauptgerinne, dem heutigen Vorderrhein, durchgesetzt habe.

Im Gegensatz dazu vertritt Poschinger (2005) die Meinung, dass der maximale Seespiegel des Ilanzer Sees zwischen 870 und 920 m ü.M. gelegen haben muss. Wäre das Niveau höher als 936 m ü.M. gewesen, hätte ein Ausfluss über eine Schwelle (Pass von Carnifels) stattfinden müssen, bei welcher nach Poschinger (2005, S. 38) ganz klar keine Anzeichen einer Überströmung auszumachen sind. Weiter hält er fest, dass *„… das Fehlen von klaren morphologischen Hinweisen oder von Sedimenten oberhalb von 820 m ü.M. darauf hinweisen, dass ein höherer Seespiegel nur sehr kurze Zeit bestanden und dass ein Dammausbruch bereits frühzeitig nach dem Bergsturzereignis stattgefunden haben muss. (...) Offensichtlich blieb der restliche Damm so lange stabil, bis das verbliebene Seebecken zumindest in erheblichem Masse mit Sedimenten gefüllt werden konnte. Erst dann schnitt sich der Rhein vom Niveau von 820 m ü.M. zum aktuellen Flussbett auf ca. 610 m ü.M., also weitere 210 m tief ein.“* (Poschinger, 2005, S. 38/44).

An welcher Stelle der Durchbruch, respektive der Überfluss des natürlichen Staudammes erfolgte, bleibt weiterhin unklar. Entscheidend zur Klärung dieser Frage ist

die Morphologie der Bergsturzablagerungen zur Zeit der Aufstauung des Ilanzer Sees. Die Geländemodellierungen in dieser Arbeit könnten einen Beitrag zur Beantwortung dieser Frage liefern (siehe Kap. 6).

Der Versamer See wurde unabhängig vom Ilanzer See aufgefüllt und entleert (Poschinger, 2005, S. 39). Seesedimente beidseits des Safientals lassen Rückschlüsse über das maximale Niveau des Versamer Sees zu. Dieses dürfte bei etwa 900 m ü.M. liegen, wobei 908 m ü.M. das absolute Maximum festlegen, da über den Sattel bei Versam kein bedeutender Überfluss stattgefunden hat (Poschinger, 2005, S. 40).

Beim Ausfluss des Versamer Sees ist eine nach Norden gerichtete Entwässerung anzunehmen. Diese erfolgte parallel zum Einschneiden der Rabiusa in die Seesedimente und die Bergsturzmasse und führte zur Ausbildung der heutigen Schlucht. Die Erosion der heutigen Rheinschlucht dürfte zu diesem Zeitpunkt noch nicht begonnen haben, da der Ilanzer See wohl noch in seiner Auffüll-Phase war.

3 Grundlagen und Methodik

3.1 Grundannahmen

Die Geländerekonstruktion und die daraus resultierenden volumetrischen Berechnungen basieren auf einer Vielzahl von Annahmen. Diese führen zu grundsätzlichen Unsicherheiten und sind deshalb stets kritisch zu betrachten. In diesem Kapitel werden die Grundannahmen festgelegt, die unter anderem die Auswahl der angewandten Methoden mitbestimmen. Sie stützen sich in erster Linie auf bereits bestehende Erkenntnisse und Theorien über das Flimser Bergsturzereignis oder auf daraus abgeleiteten Schlüssen.

1. Das Alter des Flimser Bergsturzereignis mit ca. 9450 Jahren BP (cal.) liegt im frühen Holozän. Eine nachträgliche Überprägung und Erosion der Sturzmasse im Ablagerungsbereich durch Gletschereinwirkung kann ausgeschlossen werden.

2. Das Vorderrheintal hat im Querschnitt die Form eines Trogtals und kann dementsprechend anhand einer Polynomkurve dargestellt werden.

3. Die fluviale Erosion der Bergsturzablagerungen beschränkt sich auf die grossen Gerinne des Vorderrheins, des Laaxerbachs, des Flems, der Turnigla und der Rabiusa.

4. Am Rande des ehemaligen Flimsersteins bestanden vor dem Bergsturzereignis zwei Seitentäler. Im Westen das ehemalige Segnestal, im Osten das Val Turnigla. Dabei handelte es sich vorzugsweise um Kerbtäler, die zwar glazial vorgeprägt wurden, danach aber vor allem fluvialer Erosion ausgesetzt waren.

5. Das Niveau des Talbodens (Alluvialebene) im Vorderrheintalabschnitt zwischen Ilanz und Reichenau lag, wenn auch nur unwesentlich, vor dem Flimser Ereignis tiefer als das heutige Flussniveau des Vorderrheins.

6. Die Ausräumung der Talfüllung durch die Felssturzmassen beschränkt sich auf den Bereich des Hauptablagerungsraums zwischen Sagens und Bonaduz.

3.2 Praktisches Vorgehen

Im folgenden Abschnitt wird das praktische Vorgehen zur Herstellung eines vollständigen digitalen Geländemodells (DGM) der prä-Bergsturzlandschaft Flims beschrieben (siehe Abb. 14). Auf die einzelnen Schritte wird in den nachfolgenden Unterkapiteln genauer eingegangen.

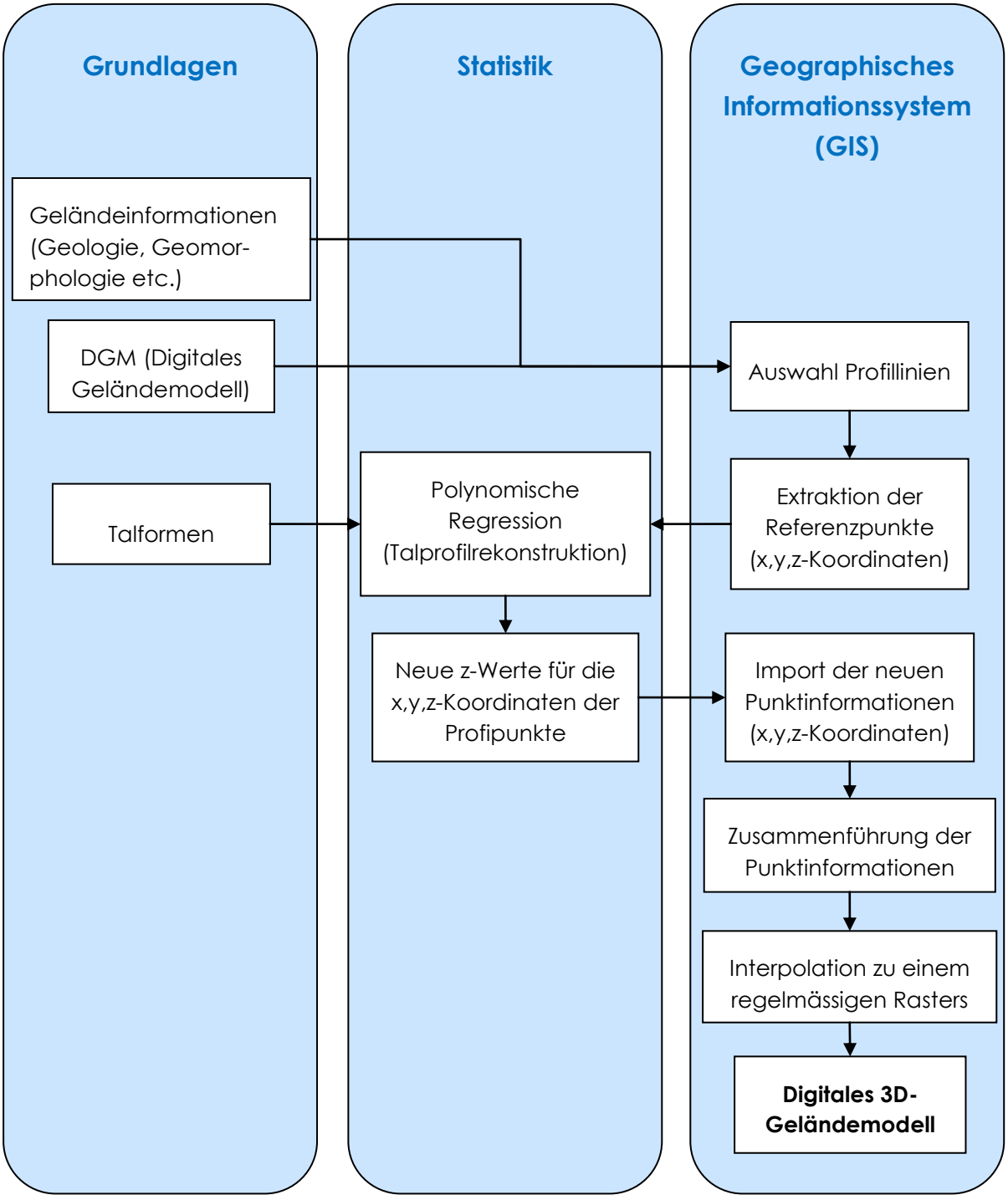


Abbildung 14: Flowchart der Vorgehensweise zur 3D-Geländerkonstruktion

3.3 Talrekonstruktionen

Die Rekonstruktion und Modellierung prä-existenter Landschaftsformen ist äusserst schwierig. Alle zeitlichen und räumlichen Interaktionen geomorphologischer Prozesse können unmöglich miteinbezogen werden. Das Wissen über die Vorgänge während der Eiszeiten, über die spät- und postglaziale Zeit ist nur fragmentär, gerade für detaillierte Beschreibungen in lokalem Ausmass.

Für die Konstruktion von Talprofilen werden unterschiedliche Methoden vorgeschlagen (Svensson, 1959; Doornkamp & King, 1971; Wheeler, 1984; James, 1996; Pattyn & Van Huele, 1998; Li, Liu, & Cui, 2001). Grundsätzlich stellt sich jeweils die Frage über die generelle Form der Täler. Glaziale Täler tendieren zu einer U-Form, während fluvial geprägte Täler eine V-Form aufweisen (sog. Kerbtäler). Diese sehr schematische Beschreibung charakterisiert jedoch die Kurvatur eines Tales nicht präzise und führt nicht direkt zu einem statistischen Modell. Auch wenn bisher einige Ansätze zur Beschreibung und zur Konstruktion von Trogtälern vorhanden sind, existiert dazu noch keine hinreichend befriedigende Methode (vgl. Greenwood & Humphrey, 2002).

3.3.1 Zur Form glazialer Täler

Die sogenannte Parabelform glazialer Trogtäler wurde schon früh in der Literatur qualitativ beschrieben und der erosiven Leistung der Gletscher zugeschrieben.

Svensson (1959) führte als erster quantitative Untersuchungen durch, indem er die Querprofile verschiedener Trogtäler mit der Bezeichnug:

$$y = A + Bx + Cx^2 \qquad (1.1)$$

beschreibt, wobei *x* und *y* die Koordinaten des Querprofiles in der *xy*-Ebene und *A, B, C* die zu bestimmenden Koeffizienten sind. Alternativ dazu beschreibt Svensson (1959) das Querprofil durch eine Potenzfunktion b-ter Ordnung:

$$y = ax^b \qquad (1.2)$$

Der Exponent *b* nimmt dabei Werte zwischen < 1 und > 5 an. Leider ist es nicht möglich, asymmetrische Trogtäler (wie z.B. das Vorderrheintal) mit den Gleichungen 1.1 und 1.2 zu modellieren, da es sich um eine spiegelsymmetrische Funktion mit der Symmetrieachse x_0 handelt. Dies erfordert den Übergang zu Polynomen n-ten Grades ($n > 2 \in N$):

$$y = \sum_{i=0}^{n} a_n x^n \qquad (1.3)$$

mit a_n als die zu bestimmenden Koeffizienten. Für den Fall, dass $n = 2$ ist, geht Gleichung 1.3 in 1.1 über.

3.3.2 Polynomregression

Die aus dem DGM extrahierten Tal-Profile bestehen grundsätzlich aus zwei Abschnitten. Der erste Abschnitt betrifft die beidseitigen Talflanken mit einer jeweilig spezifischen Prägung des Oberflächenverlaufs, der oft sehr unregelmässig ist und Abschnitte mit sehr unterschiedlichen Neigungen aufweisen kann. Dies betrifft insbesondere Talflanken, die mit Felsklippen durchsetzt sind oder bei denen Schutthalden auftreten. Der zweite Abschnitt umfasst die Talfüllung. Diese ist bei fluvialer Sedimentation normalerweise überwiegend flach. Im Beispiel des Vorderrheintals zwischen Ilanz und Bonaduz, ist die Geländeoberfläche der Talfüllung aufgrund der Bergsturzablagerungen jedoch sehr unregelmässig. Meist findet zwischen den aus Festgestein bestehenden Talflanken und der aus Sedimenten bestehenden Talfüllung ein abrupter Übergang statt (siehe Abb. 15).

Bei der Polynomregression wird eine Kurve mittels der im vorangehenden Kapitel beschriebenen Gleichung 1.3 zwischen den zwei gegenüberliegenden Talflanken eingepasst. Dadurch ist es möglich, einen harmonischen Übergang der Talflanken, respektive Felswände, in ein parabelförmigens Tal zu gestalten (siehe Abb. 16). Entscheidend für die Krümmung der Kurve sind zwei Faktoren:

1. Auswahl der Referenzpunkte: Der Verlauf der Kurve hängt stark von den Referenzpunkten ab, die für die Berechnung der Polynomfunktionen (resp. Regressionsgleichung) verwendet werden. Die Referenzpunkte bestimmen eine generalisierte Neigung der jeweiligen Talseiten in den Profilschnitten. Sie geben sozusagen die Richtung der Schenkel der Kurve vor.

2. Der Grad der Polynomfunktion: Der Polynomgrad einer Regressionskurve entscheidet über die Genauigkeit der Einpassung einer Kurve in die verwendeten Referenzpunkte. Dies bedeutet jedoch nicht, dass durch eine genauere Einpassung auch eine bessere Annäherung an die realen Gegebenheiten erzielt wird. Oft werden durch Polynome höherer Ordnung unrealistische Kurvenformen für Trogtäler generiert. Grundsätzlich zeigen sich bei Polynomfunktionen über dem fünften Grad kaum mehr realistische Ergebnisse (vgl. Schrott et al., 2003). In der vorliegenden Arbeit wurden aufgrund der aufgeführten Gründe nur Polynome zweiten bis fünften Grades für die Generierung der Talprofile verwendet.

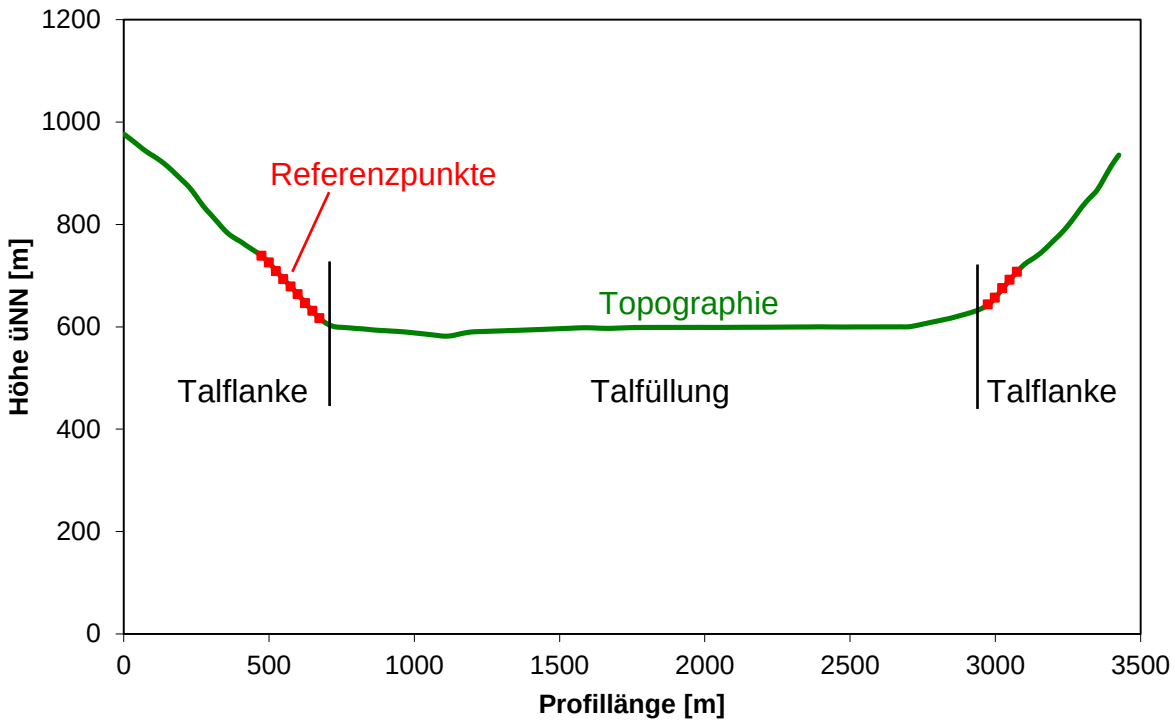


Abbildung 15: Beispiel eines Querprofils mit ausgewählten Referenzpunkten für die Regressionsgleichung

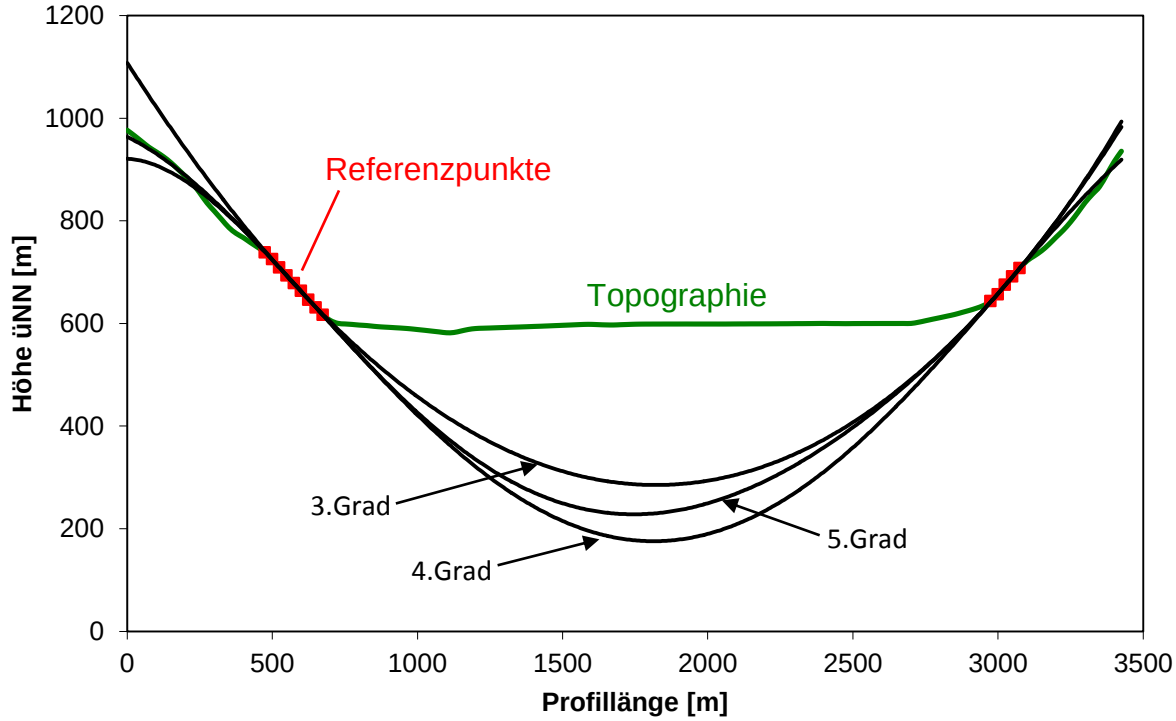


Abbildung 16: Querprofil mit den durch polynomische Regression generierten Kurven für Polynome 3. bis 5. Grades

3.3.3 Profilauswahl im Haupttal

Beim Abgang des Flimser Bergsturzes fand eine starke Einwirkung auf die südseitige Talflanke statt, ausserdem gab es einige kleinere Nachstürze in diesem Bereich. Die Talflanke, wie sie sich heute präsentiert, entspricht nur noch stellenweise der Situation im Spätglazial, schliesst man die vom Sturzereignis unabhängige Erosion und andere geomorphologische Prozesse mit ein. Es erwies sich deshalb in der vorliegenden Arbeit als unerlässlich, geeignete Stellen zur Wahl der Profilschnitte auszuwählen, um möglichst repräsentative Neigungen der südlichen Talflanke für die Auswahl der Stützpunkte zur Durchführung der Polynomregression zu erhalten. Eine zufällige Profilauswahl, die grundsätzlich wünschenswert wäre, ist in diesem Fall nicht möglich. Die spezifisch ausgewählten Profile sind jedoch nicht zwangsläufig am besten. Die Auswahl der Profile bestimmt in grossem Masse die Resultate der nachfolgenden Geländerekonstruktion und beinhaltet deshalb einige Unsicherheiten. In dieser Hinsicht sind gewisse Kompromisse unvermeidbar. In Abbildung 17 sind die Profillinien dargestellt, die für die Rekonstruktion des ehemaligen Vorderrheintales im Abschnitt zwischen Ilanz und Bonaduz verwendet wurden.

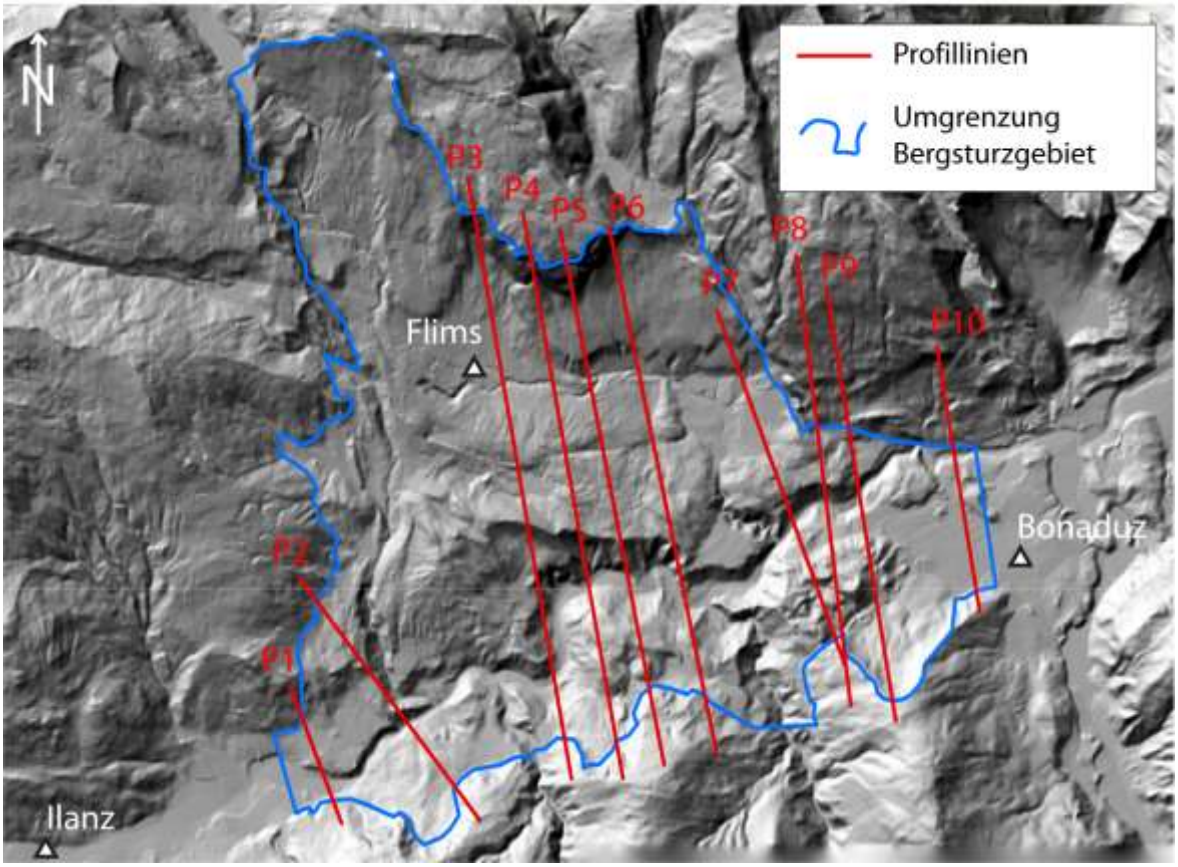


Abbildung 17: Auswahl der Querprofile im Vorderrheintal (Basisrelief aus DHM25 von Swisstopo)

3.3.4 Erstellung von zusätzlichen Referenzpunkten

Die linksseitige Talflanke des Vorderrheintals im Raum Flims war Teil der beim Bergsturzereignis mobilisierten Gesteinsmassen. Sie fehlt gänzlich und liefert deshalb keine Hinweise über die Neigung und die Position der ehemaligen nördlichen Talseite. Referenzpunkte für die Berechnung der Polynomgleichungen sind unzureichend und müssen zusätzlich geschätzt werden. Die in dieser Arbeit gemachten Schätzungen wurden nicht willkürlich vorgenommen, sondern basieren auf Überlegungen zur möglichen prä-Sturz-Morphologie des Untersuchungsgebiets. Es sind in erster Linie geologische Aspekte die als Anhaltspunkte für die Rekonstruktion der Talflanken herbeigezogen werden. In Kapitel 2.4.1 wurde bereits auf die geologischen Strukturen im Untersuchungsgebiet eingegangen. Die nachfolgenden Überlegungen stützen sich auf die darin enthaltenen Grundlagen.

In Abbildung 18 ist ein Beispiel eines Querprofils des Vorderrheintals im Bergsturzraum dargestellt. Als Referenzpunkte für die polynomische Regression dienen lediglich die Punkte oberhalb der Abrisskante. Für die Einpassung der Polynomkurven sind zusätzliche Referenzpunkte nötig.

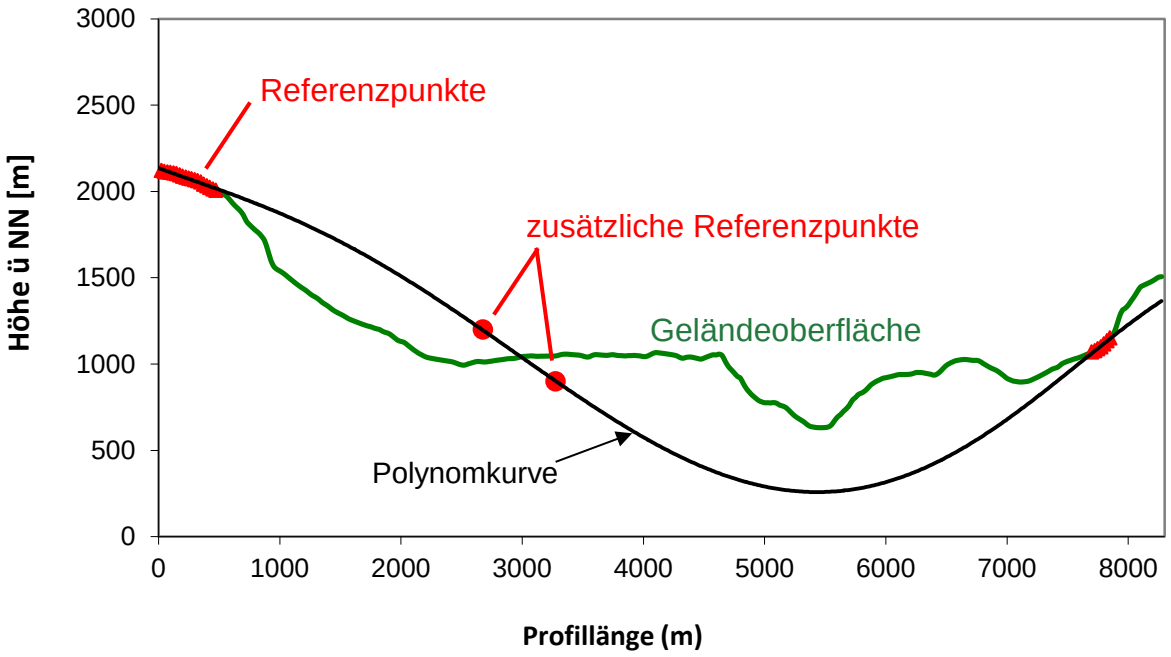


Abbildung 18: Beispiel der Erstellung von zusätzlichen Referenzpunkten für die Polynomregression

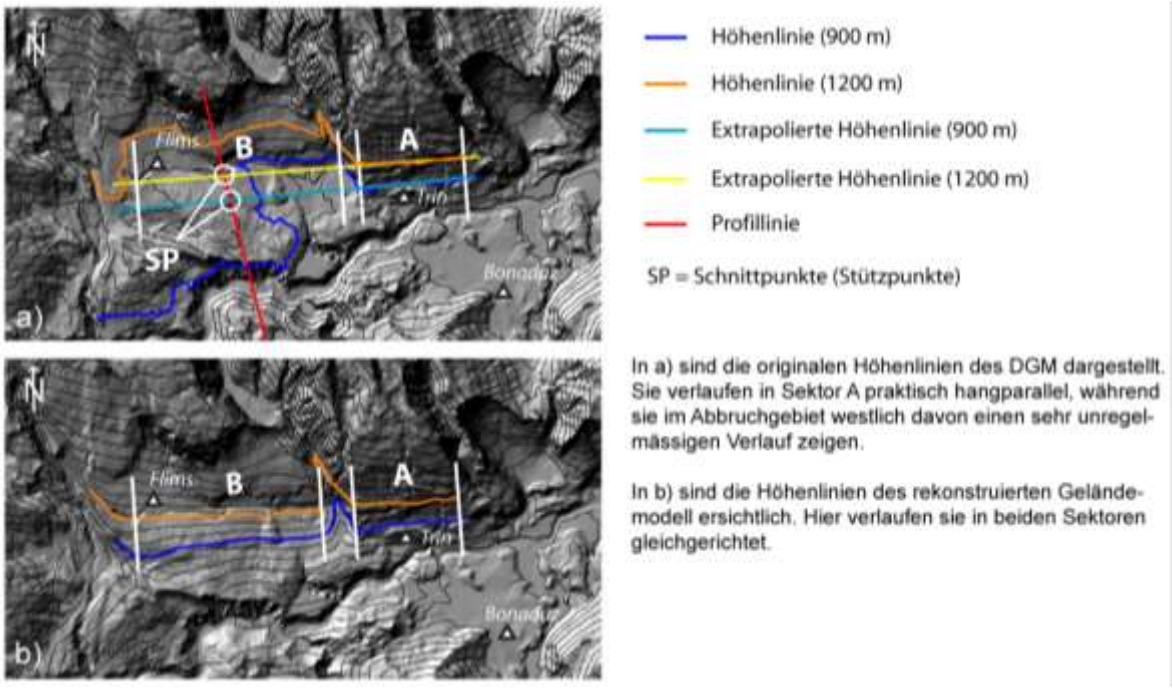


Abbildung 19: Herleitung zusätzlicher Referenzpunkte
Extrapolation von Höhenlinien und Extraktion von Referenzpunkten (Schnittpunkte der Profilinien mit den Höhenlinien) für die Polynomregression.

Die Herleitung zusätzlicher Referenzpunkte ist in Abbildung 19 schematisch dargestellt. Die linksseitige Talflanke des Vorderrheintales in Sektor A nördlich von Trin wird als Bezugsraum für die Rekonstruktion der Talflanke in Sektor B herangezogen. Aus geologischer Sicht darf angenommen werden, dass sich die Felsstruktur des Sektors A in ähnlicher Form in Richtung Westen im Sektor B fortgesetzt hat (vgl. Kap. 2.4.1).

Die Generierung zusätzlicher Referenzpunkte für die Berechnung der Polynomfunktionen einzelner Profile erfolgte mittels Extrapolation zweier Höhenlinien aus Sektor A in den Sektor B (siehe Abb. 19). Die Schnittpunkte (SP) der "fiktiven" Höhenlinien mit den Profilinien definieren die zusätzlichen Referenzpunkte für die Polynomregression. Dank dieser Stützpunkte lässt sich für die fehlende Talflanke in der Region des Abbruchgebiets in Sektor B eine Morphologie erstellen, die derjenigen des Referenzraums in Sektor A ähnelt.

3.3.5 Rekonstruktion des Segnestals

Die Modellierung des Segnestals basiert auf ähnlichen Ansätzen wie beim Haupttal. Auch hier liefern Querschnittprofile die Grundlage für die Rekonstruktion der Talform. Die Verwendung von Polynomen zur Profilrekonstruktion eignet sich allerdings nicht, da das Segnestal höchstwahrscheinlich keine Trogtalform aufwies, wie dies beim Vorderrheintal anzunehmen ist. Das höhere Gefälle deutet vielmehr auf ein Kerbtal hin.

Die Ausprägung des rechtsseitigen Talhanges weist auf eine starke Tiefenerosion und Hangabtragung hin, die auf verschiedene Erosions- und Denudationsprozesse zurückzuführen sind. Diese Indikatoren deuten auf ein Kerbtal mit ausgeprägter V-Form hin (vgl. Leser, 2003, S. 269). Die Basis der Talsohle, respektive der Tiefenlinie ist nirgends ersichtlich, da sie im gesamten Talverlauf mit Bergsturztrümmern und Hangschutt bedeckt ist. Stufen oder sonstige Gefällsbrüche im Talverlauf sind deshalb nicht erkennbar.

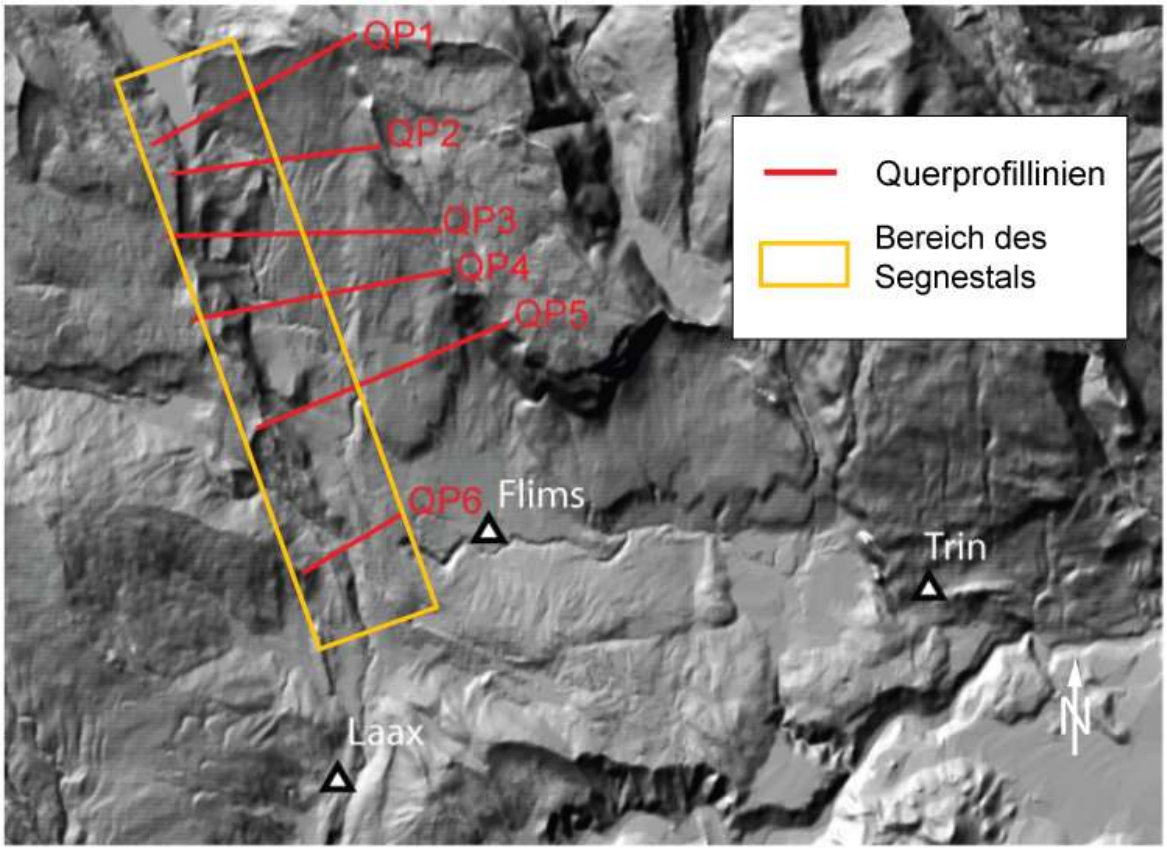


Abbildung 20: Darstellung der ausgewählten Querprofile für die Rekonstruktion des Segnestals

In der Natur sind symmetrische Talquerprofile eher die Ausnahme (Leser, 2003, S. 264). Da für die Rekonstruktion der fehlenden linken Talseite keinerlei Anhaltspunkte vorhanden sind, wird als Vereinfachung die Gleichseitigkeit der Talflanken angenommen.

Aus dem DGM wurden die Informationen (Koordinaten und Höhenwerte) der Querprofile extrahiert (siehe Abb. 21). In regelmässigen Abständen von 25 m wurden entlang der Profillinie Punkte gesetzt. Diese enthalten die x- und y-Koordinaten und die zugehörigen z-Werte. Die Selektion der Referenzpunkte für die anschliessende lineare Regression entscheidet über den Verlauf der Regressionsgerade, welche die Hangneigung festlegt.

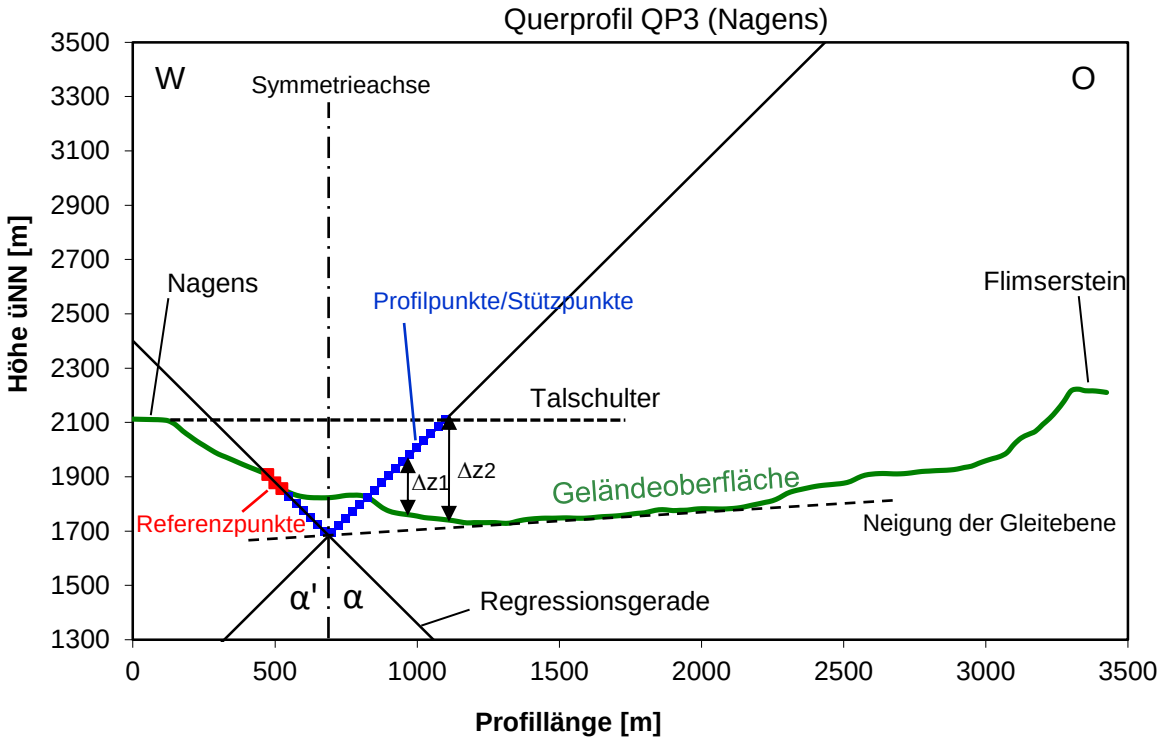


Abbildung 21: Schematische Darstellung der Generierung von Profilpunkten in Querprofilen des Segnestals (hier am Beispiel des Profils QP3)

Für die Konstruktion der fehlenden Talseite wird die Regressionsgerade jeweils symmetrisch gespiegelt. Entscheidend für die Breite und Tiefe des Tals ist die Lage der Symmetrieachse. Diese steht im optimalen Fall im Lot auf der Tiefenlinie des Tals. Durch die Bedeckung der Talsohle mit Trümmermassen und Hangschutt ist die Lage dieser Tiefenlinie, die im Profil als Tiefenpunkt erscheint, nicht bekannt. Sie wird in den Profilen jeweils beim Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der verlängerten Hangneigungslinie der Gleitebene festgelegt. Den entlang der Querprofile extrahierten Punkten des DGMs

können nun die neuen z-Werte zugeordnet werden. Die Werte der neuen Profilpunkte unterscheiden sich von den Werten des DGMs um den Betrag Δz, der Höhendifferenz der gespiegelten Regressionsgerade zur Geländeoberfläche. Die Höhe der Talschulter der rekonstruierten Talseite entspricht derjenigen der gegenüberliegenden Talseite. Die neuen Höheninformationen der Profilpunkte werden ins GIS exportiert und lassen sich dreidimensional darstellen (siehe Abb. 22).

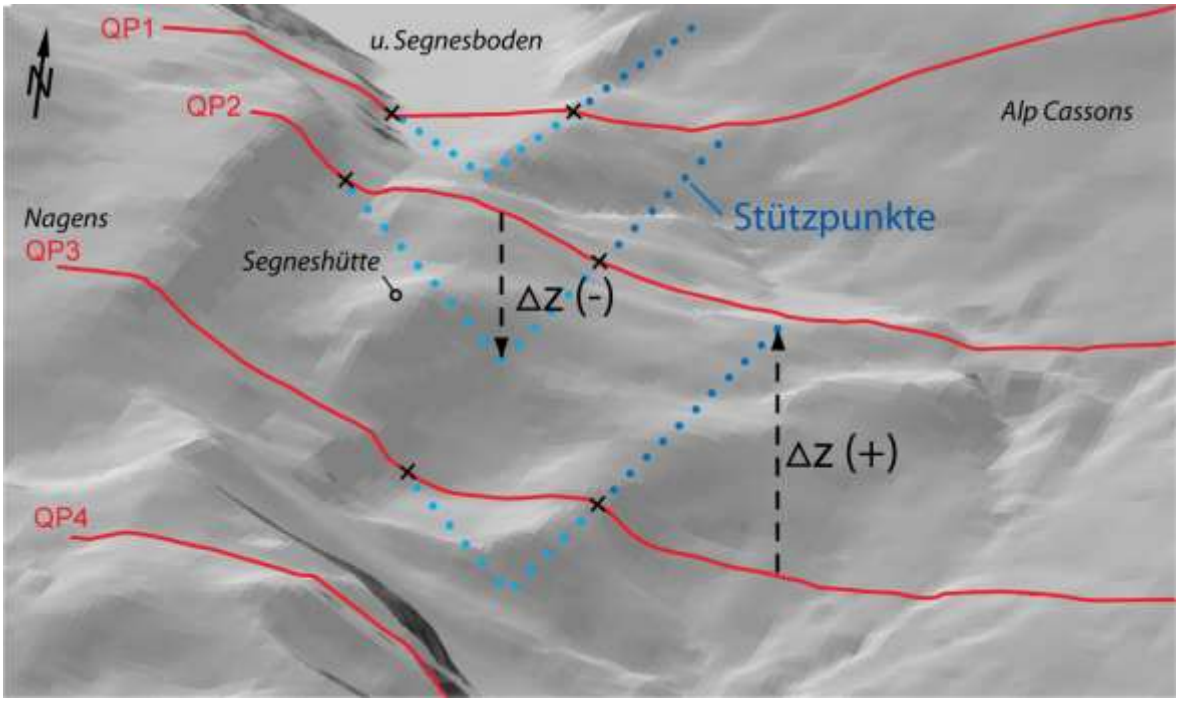


Abbildung 22: 3D-Darstellung der konstruierten Profilpunkte im Bereich des ehemaligen Segnestals
Die hellblauen Punkte befinden sich unterhalb (Δz = negativ), die dunkelblauen oberhalb der heutigen Topographie (Δz = positiv).

Zur Rekonstruktion der Talschulter werden die Schulterpunkte durch Punktlinien miteinander verbunden. In gleicher Weise wird die Tiefenlinie durch Verbindung der Tiefenpunkte kreiert. Das erstellte Punktgitter bildet ein Gerüst aus Stützpunkten für die spätere Interpolation zur Modellierung der Geländeoberfläche (siehe Abb. 23). Die einzelnen Gitterpunkte haben in der xy-Ebene jeweils eine Distanz von 25 m.

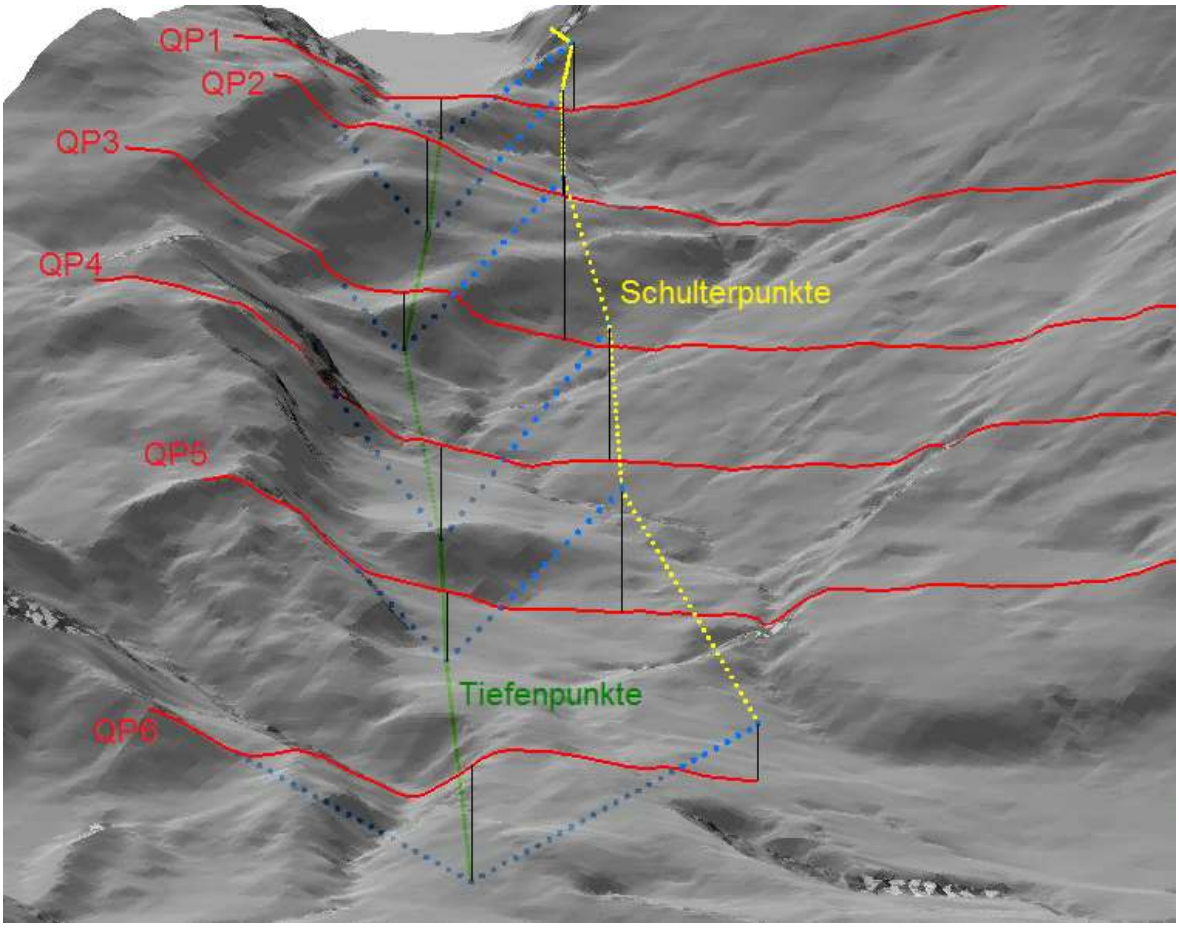


Abbildung 23: Gerüst aus Stützpunkten für die Rekonstruktion des Segnestals
Die Tiefenpunkte liegen unterhalb der heutigen Oberfläche und markieren die mutmassliche Talbasis.

3.3.6 Rekonstruktion Val Turnigla

Im östlichen Abrissraum, der Ausbruchnische von Fidaz-Bargis, steht die Rekonstruktion der ehemaligen Val Turnigla im Vordergrund. Allerdings eignet sich hier die Methode wie sie für das Segnestal (vgl. Kap. 3.3.5) verwendet wurde nicht, weil im Fall der Val Turnigla mehr Geländeinformationen für eine Rekonstruktion vorhanden sind. Da die unterste Partie der rechten Talflanke der Val Turnigla noch teilweise in situ vorhanden ist und die heutige Talbasis somit der prä-Sturz Situation entsprechen dürfte, ist hier nur die Rekonstruktion der Talkante nötig. Die Vorgehensweise ist in Abbildung 24 ersichtlich: Die heutige rechte Talkante des Bargistals weist eine stetige Neigung auf und endet abrupt beim Punkt A an der Abrisskante auf 1900 m ü.M. Für die Rekonstruktion der fehlenden Talkante Bargis wurde mit entsprechender Neigung deren mutmasslicher Verlauf gezeichnet. Sie entspricht dabei per Annahme der Fortführung der Krümmung des Verlaufs der heute noch vorhandenen Talkante des vorderen Bargistals.

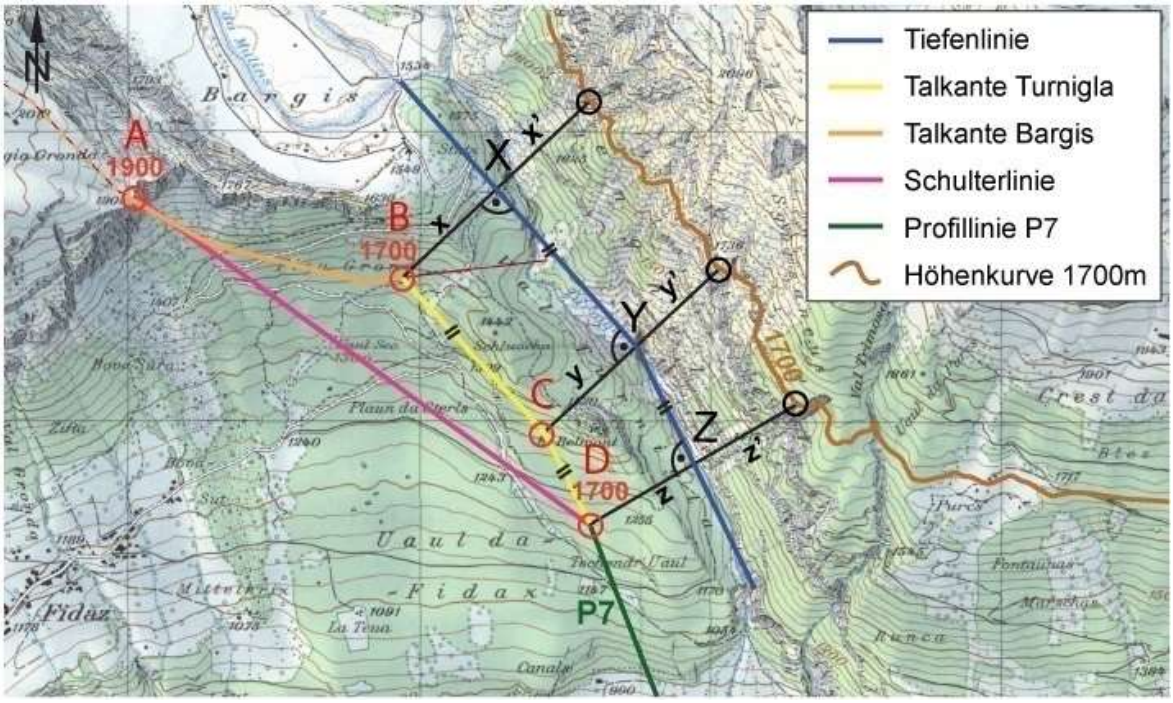


Abbildung 24: Schematische Rekonstruktion der Val Turnigla (Basiskarte: LK25, Blatt 1195, veränderte Darstellung))

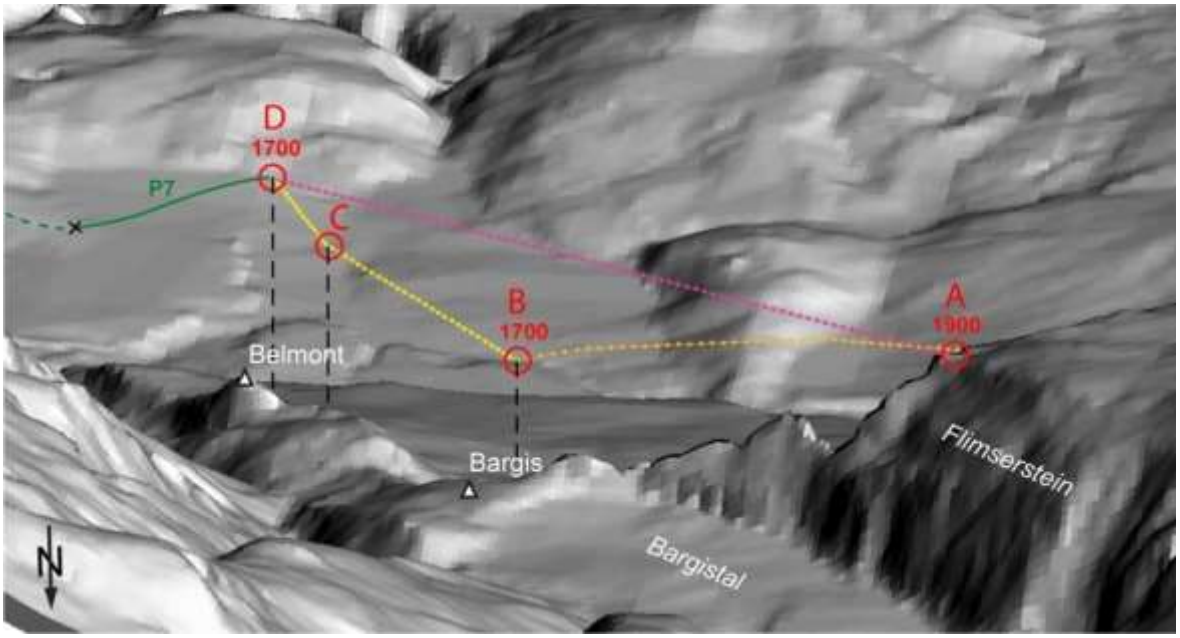


Abbildung 25: 3D-Darstellung der Stützpunkte für die Modellierung der Val Turnigla

Die gezeichnete Tiefenlinie gibt die generalisierte Richtung der Val Turnigla vor. An dieser Tiefenlinie wurde an den frei gewählten Fixpunkten X, Y und Z deren Abstände zur 1700 m - Höhenkurve der linken Talseite der Val Turnigla gespiegelt. Die Verbindung der gespiegelten Punkte B, C und D ergibt die Talkante der Val Turnigla. Als zusätzliche Hilfslinie für die Talrekonstruktion dient eine fiktive Schulterlinie, die Verbindung der Punkte A und D. Bei Punkt D setzt zudem die Profilinie P7 an, die einerseits die fortführende Talkante darstellt und gleichzeitig für die Modellierung des Vorderrheintals benutz wird (vgl. Kap. 3.3.3). In Abständen von 25 m wurden auf den konstruierten Hilfslinie A-B, B-C, C-D und A-D Referenzpunkte gesetzt und anschliessend ins GIS exportiert. In Abbildung 25 sind die Stützpunkte in räumlicher Darstellung im GIS ersichtlich, welche das Punktgitter aufspannen, das für die nachfolgende Geländerekonstruktion verwendet wird.

3.4 Generierung weiterer Stützpunkte

3.4.1 Ausbruchnische Fil de Cassons

Der Raum Fil de Cassons stellt eine weitere Begrenzung der Ausbruchnische des Bergsturzes dar (siehe Abb. 26b). Die Abbruchkante weist hier eine nahezu rechtwinklige Richtungsänderung auf und zeichnet sich danach in Richtung Süden durch die markanten Felswände gut sichtbar ab. Die Hochebene des Flimsersteins steigt in Richtung Westen zum Kotenpunkt 2569 kammartig an (siehe Abb. 26a). Ein Teil des Rückens zwischen Kotenpunkt 2569 und dem Fil de Cassons ist beim Bergsturzereignis weggebrochen. Für die Rekonstruktion der Paläooberfläche in diesem Raum muss dieser auffällige Geländeanstieg berücksichtigt und der vermutete Bergkamm anhand von Stützpunkten modelliert werden. In Richtung der bestehenden Scheitellinie wurde dazu das Profil durch den Kotenpunkt 2569 bis zum Fil de Cassons entnommen (siehe Abb. 26c). Anhand von Referenzpunkten auf der Profillinie wurden durch eine Polynomregression zweiten Grades die Stützpunkte für die Kurvenform ermittelt und anschliessend mit den entsprechenden räumlichen Koordinaten ins GIS importiert, wo sie dreidimensional veranschaulicht werden können (siehe. Abb. 26d).

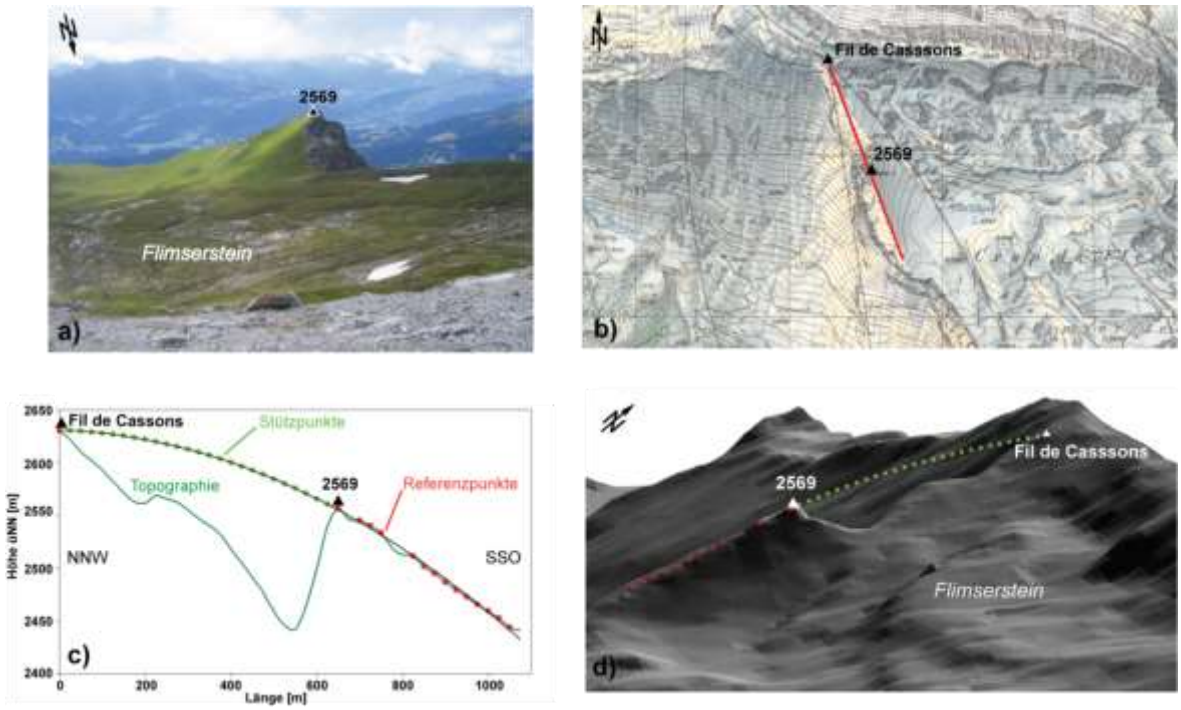


Abbildung 26: Raum Fil de Cassons

a) Blick vom Fil de Cassons auf den markanten Grat mit der deutlich erkennbaren Abrisskant (Bild: Jürg Caprez, 2007). b) Profillinie entlang des Grats (dargestellt in einem Ausschnitt der LK25). c) Profilschnitt und schematische Darstellung der Generierung von Stützpunkten mittels quadratischer Polynomregression der Referenzpunkte entlang des bestehenden Grats. d) 3D-Darstellung der konstruierten Stützpunkte im DGM.

3.4.2 Val Buglina

Im östlichen Bergsturzraum in der Umgebung von Murschetg hat sich die Bergsturzmasse entlang der Westflanke des Crap Sogn Gion abgelagert und dabei die Val Buglina teilweise aufgeschüttet. Für die Geländerekonstruktion in diesem Raum wurde zuerst eine Grundannahme getroffen: Die wannenförmige Val Buglina entwässert heute in östlicher Richtung durch mehrere kleine Gerinne, die sich im Mittellauf vereinen und anschliessend bei Murschetg in den Laaxerbach einmünden. Dieser entwässert in Richtung Süden durch die tiefgründig erodierte Sturzmasse. Nach dem Bergsturzniedergang wurde durch die Akkumulation der Sturzmassen im Raum Murschetg die Entwässerung der Val Buglina wohl kurzzeitig unterbrochen und es bildete sich eine Schwemmebene im Raum Murschetg. Heute ist im unteren Teil der Val Buglina der Fels von der Sturzmasse und Schwemmmaterial bedeckt und nicht mehr sichtbar. Die Talausrichtung lässt jedoch darauf schliessen, dass sich die Entwässerung der Val Buglina vor dem Flimser Bergsturzereignis in südöstlicher Richtung fortgesetzt hat. Die postulierte Ausrichtung des ehemaligen Segnestals und der Val Buglina lassen zudem den Schluss zu, dass sich diese beiden Täler zwischen Murschetg und La Mutta vereint haben, bevor sie wenig später ins Vorderrheintal mündeten. Die Profillinien in Abbildung 27 stellen die mutmasslichen Talverläufe des ehemaligen Segnestals und der Val Buglina dar. Bei Punkt B liegt der mutmassliche Zusammenfluss des ehemaligen Segnesbachs mit der Buglina.

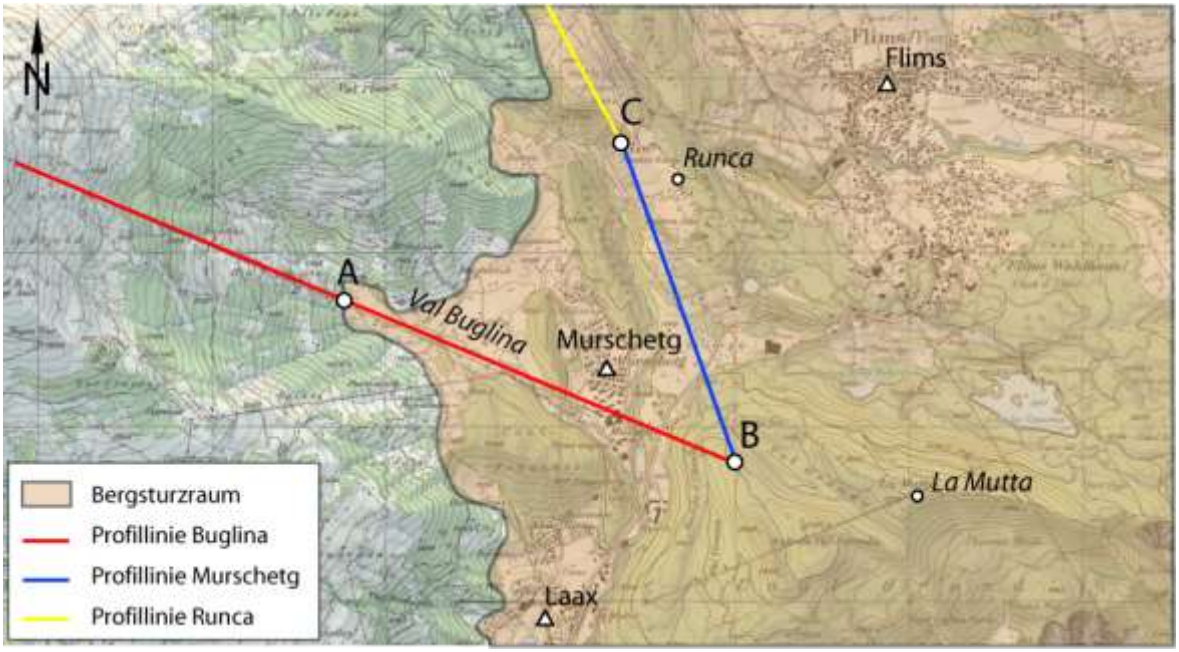


Abbildung 27: Raum Murschetg
Profillinien für die Rekonstruktion der Val Buglina (Eigene Darstellung; Basiskarte LK25, Kartenblatt 1194)

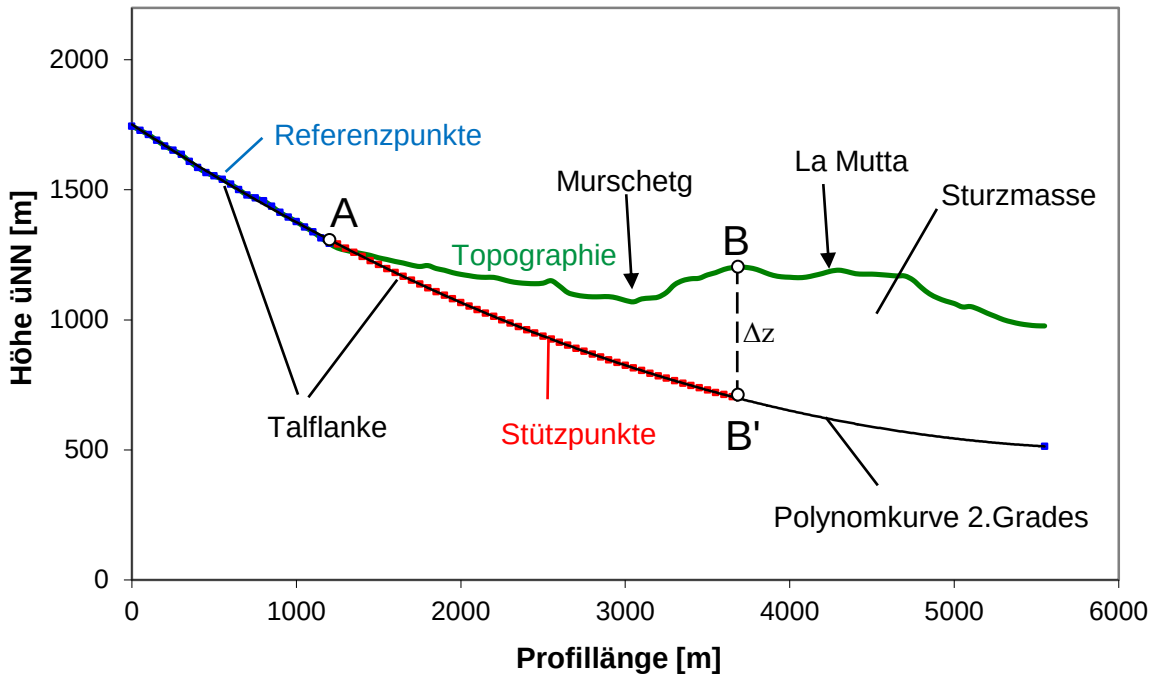


Abbildung 28: Profil Val Buglina

Anhand der Referenzpunkte werden mittels einer Polynomregression 2. Grades die Stützpunkte konstruiert.

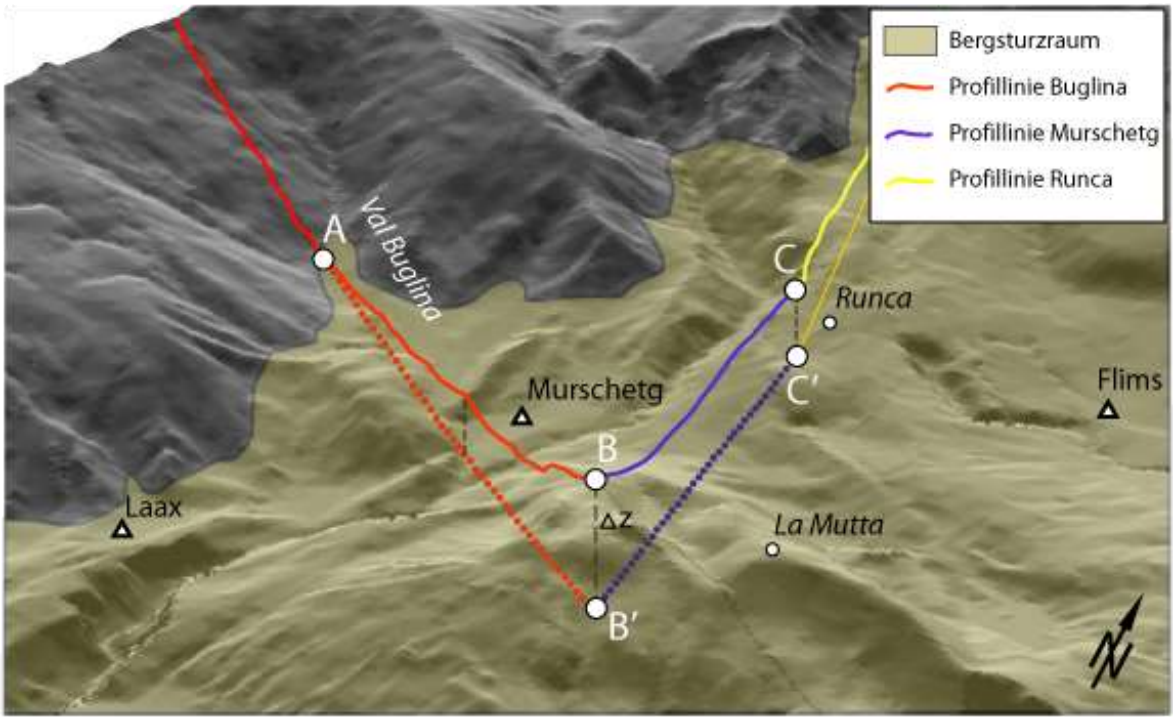


Abbildung 29: 3D-Darstellung der Stützpunkte für die Geländerekonstruktion im Raum Murschetg

Die Profillinien befinden sich auf der Geländeoberfläche, die Stützpunkte im Lot dazu mit dem jeweiligen Δz-Wert unter der heutigen Topographie.

Zwischen Punkt A und B wurden die Stützpunkte für die Geländerekonstruktion anhand von Referenzpunkten der Hangneigung des oberen Teils der Val Buglina durch polynomische Regression zweiten Grades berechnet (siehe Abb. 28). Die Erstellung der Stützpunkte für die Profillinie Murschetg erfolgte durch die Verbindung der Punkte B‘ und C‘. C‘ stellt den Endpunkt der bereits berechneten Tiefenlinie des Segnestals dar (vgl. Kap. 3.3.5).

3.5 Geländerekonstruktion im Bereich der erodierten Sturzmassen

Für die Oberflächenmodellierung im Bereich der erodierten Sturzmasse, insbesondere der Rheinschlucht, wurden in einem ersten Schritt die Erosionskanten der Schluchten im Ablagerungsgebiet extrahiert. Anschliessend wurden alle Höhenpunkte des DGM innerhalb der Erosionsbereiche mittels einer clip-Funktion im GIS eliminiert. Über die verbleibenden Höhenpunkte konnte anschliessend mittels Topogrid die Geländeoberfläche im betreffenden Raum interpoliert werden. Die Interpolationsmethode für die Geländerekonstruktion berücksichtigt dabei die bestehenden morphologischen Ausprägungen im Gebiet der Bergsturzablagerungen. Es entsteht ein fliessender und harmonischer Übergang zwischen der bestehenden und der rekonstruierten Geländeoberfläche. Entscheidend ist die Definierung der Erosionskante, an der die Oberflächeninterpolation ansetzt. Die Analyse dazu wurde einerseits im Gelände, andererseits mit dem GIS am Rechner vorgenommen. Die Resultate der Geländerekonstruktion im Bereich der erodierten Sturzmasse sind in Kapitel 4.2 ersichtlich.

3.6 Geographisches Informationssystem

Ein geographisches Informationssystem (GIS) ist ein rechnergestütztes System, das aus Hardware, Software, Daten und Anwendungen besteht. Damit können raumbezogene Daten digital erfasst, bearbeitet, gespeichert, modelliert und analysiert sowie graphisch und alphanumerisch präsentiert werden (Bill & Fritsch, 1999). Im Folgenden werden kurz die wichtigsten Vor- und Nachteile des gewählten, GIS-basierten Ansatzes aufgeführt.

3.6.1 Vor- und Nachteile

Die Vorteile eines GIS-Ansatzes für die Behandlung der Fragestellung der vorliegenden Arbeit sind vielfältig. Die gesamte Sachinformation ist in einem einheitlichen System transparent abgelegt. Einzelinformationen werden an einem Ort gesammelt und gehen somit weniger verloren. Die Daten lassen sich jederzeit aktualisieren, falls zusätzliche

Informationen miteinbezogen werden. Es besteht ausserdem die Möglichkeit, numerische Analysen durchzuführen. Verschiedene Parameter dreidimensionaler Daten sind im GIS einfach und teilweise automatisch zu bestimmen (z.B. Neigung, Exposition, Volumen oder Geländeprofile).

Die Visualisierung kann anhand kompatibler Software-Module und Applikationen (z.B. ArcScene) schnell und in räumlicher Darstellung erfolgen. Informationen aus einem GIS-Datensatz können in Datenbanken kompatibler Software-Programme (z.B. Microsoft-Excel) exportiert, analysiert, verändert und wieder ins GIS importiert werden (vgl. Kap. 3.2).

Eine digitale Vorgehensweise bringt jedoch auch einige Probleme und Schwierigkeiten mit sich. Nebst der relativ kurzen Lebensdauer der einzelnen GIS-Komponenten (Software 7-15 Jahre, Daten 25-70 Jahre) (vgl. Bill & Fritsch, 1999), welche eine aufwändige Migration und Adaption zur Datensicherung zur Folge hat, ist vor allem der Kosten- und Zeitaufwand beim Transfer analoger zu digitalen Daten zu beachten. Ein weiteres Problem stellt die oft vorgetäuschte Genauigkeit digitaler Daten dar. Vor allem die Raumlage von Objekten ist im GIS technisch immer sehr genau bestimmt, unabhängig von der Erhebungsgenauigkeit in der Realität. Deshalb sollte die scheinbare Genauigkeit und Eindeutigkeit von Resultaten mit der gebotenen Vorsicht interpretiert werden.

3.6.2 Digitales Geländemodell (DGM)

„Als digitales Geländemodell (DGM), bezeichnet man die Menge der digital gespeicherten Höhenwerte, die als Funktion der Lage der Punkte die Höhenstruktur des Objekts hinreichend repräsentieren“ (Bill & Fritsch, 1999, S. 108). Die Begriffe “digitales Geländemodell“ (DGM; Englisch DTM, Digital Terrain Model) und “digitales Höhenmodell“ (DHM; Englisch DEM, Digital Elevation Model) werden in der Literatur meist synonym gebraucht.

Während bei der Herstellung eines Geländemodells der heutigen Oberfläche die Erhebung von Stützpunkten in genügender Anzahl und regelmässiger Verteilung mittels Fernerkundung möglich ist, stellt sich bei der Generierung von Paläooberflächen grundsätzlich das Problem mangelnder Daten, heterogener Verteilung und meist nicht möglicher Überprüfung. Interpolationsverfahren liefern die Möglichkeit, aus vereinzelten Punktdaten eine durchgehende Oberfläche zu konstruieren. Hierzu existiert eine Vielzahl unterschiedlicher Methoden, die auf der Anwendung unterschiedlicher Algorithmen basieren (vgl. Hengl & Evans, 2007). Der Erfolg einer akkuraten Geländemodellierung bei geringer Anzahl von Stützpunkten hängt in erster Linie von der Wahl der Interpolationsmethode ab (Hengl & Evans, 2007, S. 30).

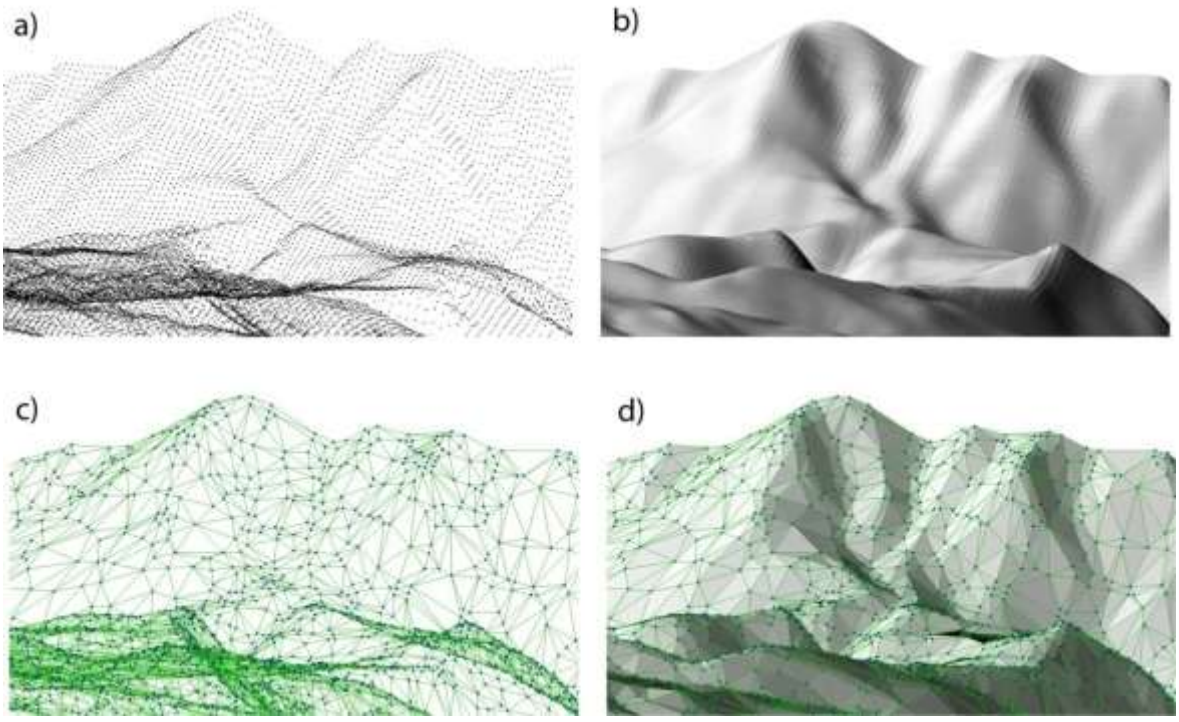


Abbildung 30: 3D-Darstellung digitaler Geländemodelle
a) Vektorbasierte Höhenpunkte b) Interpolation eins DGM mittels topogrid (Rasterformat) c) Konvertierung eines DGM in unregelmässig verteilte Stützpunkte d) Darstellung eines interpolierten DGM als TIN mittels schrägschattierter Dreiecksflächen.

3.6.3 Interpolationsmethoden in ESRI – ArcGIS

Die in dieser Arbeit verwendete GIS-Software ArcGIS 9.2 bietet verschiedene Interpolationsmethoden an. Die nachfolgenden Ausführungen basieren, wenn nicht anders angegeben, auf Angaben von ESRI (2008).

Grundsätzlich machen Oberflächeninterpolationen anhand gesammelter Messwerte Aussagen über die Lage eines Punktes in einem Rasterdatensatz, unabhängig davon, ob am jeweiligen Standort eine Messung vorgenommen wurde oder nicht. Die verschiedenen Interpolationsmethoden basieren auf unterschiedlichen Rechenalgorithmen und eignen sich je nach Anwendung besser oder schlechter für eine Geländemodellierung:

- *Spline :*
  Diese Methode schätzt die Interpolationswerte anhand einer Funktion, welche die Oberflächenkrümmung über alles minimiert. Das Resultat ist eine geglättete Oberfläche. Spline-Verfahren sind lokale, deterministische sowie stetige Interpolationsmethoden. Ob die Oberfläche exakt durch die Datenpunkte geht oder diese nur approximiert wird, hängt von der jeweiligen Spline-Funktion ab.

- *Kriging* (Geostatistischer Ansatz):
  Das Kriging ist eine stochastische Interpolationsmethode, welche auf numerische Messungen der räumlichen Variation von bekannten Punkten basiert, die in unterschiedlichen Entfernungen liegen. Es beruht auf der Theorie regionaler Variablen, die neben der zu schätzenden Werteoberfläche auch Angaben zu deren lokaler Qualität ergibt (Bill & Zehner, 2001, S. 158). Es wird also ein Muster der Veränderung der räumlichen Verteilung bestimmt und dem Trend dieses Musters folgend, neue Punkte abgeleitet.

- *Inverse Distance Weighted (IDW)*:
  Diese Interpolationsmethode gewichtet Zellwerte anhand der Bildung von Durchschnittswerten der Punktinformationen jeder benachbarten Rasterzelle. Je näher ein Punkt dem Zentrum einer zu berechnenden Zelle liegt, desto mehr Einfluss hat dieser auf die Gewichtung der Werteberechnung für die jeweilige Rasterzelle. Die Methode geht von der Annahme aus, dass das, was näher ist, auch ähnlicher ist (räumliche Autokorrelation). Dabei kann die Gewichtung der Punkte durch den Benutzer gesteuert werden.

- *ArcInfo Topogrid (ANUDEM version 4.6.3):*
  Bei *Topogrid* handelt es sich um eine deterministische Methode. Sie wurde für die Berechnung hydrologisch korrekter Geländemodelle entwickelt (vgl. Hutchinson, 1988). Oberflächenspezifische Punktinformationen und Isolinien werden iterativ zu einem Gitter mit benutzerdefinierter Maschenweite interpoliert. Der Interpolationsprozess hat die Recheneffizienz lokaler Interpolationsmethoden wie *inverse distance weighed* (IDW), ohne dabei Einschränkung bei der Oberflächenkontinuität globaler Methoden wie *kriging* und *spline* zu machen. Im Wesentlichen handelt es sich um eine *thin plate spline technique* (vgl. Wahba, 1990). Verschieden Algorithmen steuern den Prozess:

  - Unechte Senken werden durch den sog. Hydrologie-Algorithmus (drainage enforcement) eliminiert, in der Annahme, Senken seien in der Natur sehr selten.

  - Interpolationsgrenzen werden durch extrahierte Kamm- und Entwässerungslinien gesetzt. Falls die Entwässerungslinien nicht erzwungen werden können, kommen drei benutzerdefinierte Toleranzen zum Einsatz.

- *TIN (triangulated irregular network):*
  Ein TIN besteht aus Stützpunkten die miteinander verbunden sind. Die aufgespannten Dreiecksflächen stellen einen Zwischenschritt der Oberflächenmodellierung dar.

Durch lineare Interpolation kann die Höhe der dazwischenliegenden Punkte deterministisch bestimmt werden. Diese Methode führt nicht zu einer geglätteten Oberfläche. Bei unregelmässig verteilten Stützpunkten entstehen sehr dünne, lange Dreiecke, die sich bei der Interpolation ungünstig auswirken.

Im Vorfeld dieser Arbeit war nicht klar, welche Interpolationsmethode sich für die Geländerekonstruktion im Raum Flims am besten eignet. Die Methodenwahl zur Generierung der Stützpunkte wurde nicht anhand der Anforderungen einzelner Interpolationsmethoden vorgenommen, sondern unabhängig davon und im Vornherein getroffen.

Die Anwendung aller verfügbaren Interpolationsverfahren in ArcGis hat gezeigt, dass mit der Methode Topogrid die realistischsten Resultate erzielt werden können. Die Nachbildung der Paläogeländeoberfläche wird am naturgetreusten dargestellt und es entstehen keine Artefakte. Gleichzeitig ist bei den anderen Interpolationsmethoden der Rechenaufwand bei fehlender qualitativer Verbesserung der Interpolation um ein Vielfaches höher.

4 Die digital rekonstruierte Paläogeländeoberfläche

4.1 Modell “Heute“

Das Modell “Heute“ repräsentiert die heutige Oberfläche im Untersuchungsgebiet. Die Datengrundlage liefert das *DHM25* von *swisstopo (siehe Anhang)*. Die Übereinstimmung mit der Realität (technische Genauigkeit) beträgt in flachem Gelände durchschnittlich 1.5 Meter, bei extremen topographischen Verhältnissen +/-3m (Angaben *swisstopo*). Zu erwähnen ist, dass ein digitales Geländemodell jeweils das Oberflächenrelief zum Zeitpunkt der Erstellung wiedergibt. Durch Erosion und Akkumulation verändert sich die Oberflächengestalt jedoch ständig und entspricht deshalb nur einem momentanen Zustand, wie dies auch bei Karten jeweils der Fall ist. Das digitale Geländemodell “Heute“ wird insbesondere für die Volumenberechnungen in Kapitel 5 verwendet. In den Abbildungen wird für das Modell “Heute“ auch die Bezeichnung “Original-DGM“ verwendet.

4.2 Modell “Post-Sturz“

Das “Post-Sturz“-Modell beschreibt das Oberflächenrelief nach dem Niedergang des Bergsturzes. Dabei wird angenommen, dass die heutige Morphologie weitgehend der Situation kurz nach dem Bergsturzniedergang entspricht. Allfällige nachträgliche Setzungsprozesse der Bergsturzmasse können nicht genauer quantifiziert oder rekonstruiert werden und wurden deshalb nicht berücksichtigt. Die Geländeoberfläche im Modell “Post-Sturz“ basiert wie im Modell “Heute“ auf dem Basisgeländemodell des *DHM25*.

Die entscheidende Wirkung auf die Geländeoberfläche im Untersuchungsgebiet während der Zeitspanne vom Ereignis bis heute ging von der fluvialen Dynamik aus. Die Einwirkung der Flussarbeit auf das Georelief, insbesondere durch Fluvialerosion und Fluvialakkumulation, manifestierte sich insbesondere in Gerinnebetten und an deren Rändern.

Im “Post-Sturz“-Modell wird versucht, das Georelief zu rekonstruieren, welches vor der Einwirkung der Fluvialerosion bestanden hat. Dazu werden die Gerinne, auf welche die Tiefenerosion am meisten Einfluss genommen hat, wieder “aufgefüllt“. Das betrifft insbesondere die Rheinschlucht, das Laaxer Tobel, das Versamer Tobel, das Carrera Tobel und das Val Pintrun. Kleinere Erosionsgräben und Runsen wurden aufgrund ihrer relativ geringen Ausprägung und des unbedeutenden Erosionsvolumens nicht berücksichtig. Nebst der Oberflächenrekonstruktion erlaubt das “Post-Sturz“-Modell mittels GIS auch die Berechnung der Kubatur der erodierten Bergsturzmassen. Das Modell “Post-Sturz“ wurde mit dem Oberflächeninterpolationstool “topogrid“ in ArcGIS erstellt.

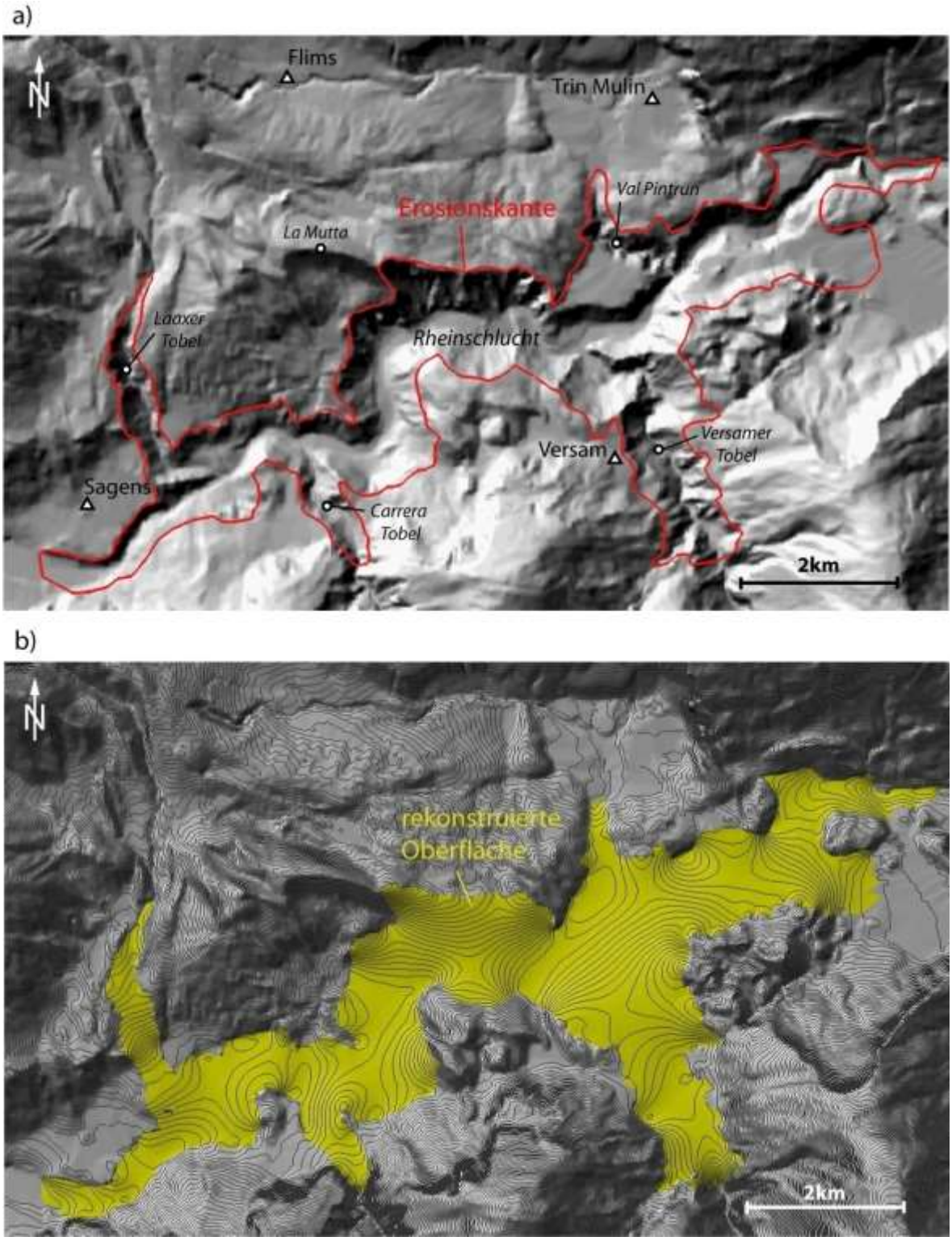


Abbildung 31: Oberflächenrekonstruktion im Raum der erodierten Bergsturzablagerungen a) Original DGM des Modells "Heute" mit Markierung der Erosionskante b) Modell "Post-Sturz": Durch Oberflächeninterpolation rekonstruierte Geländeoberfläche im Erosionsbereich (gelb).

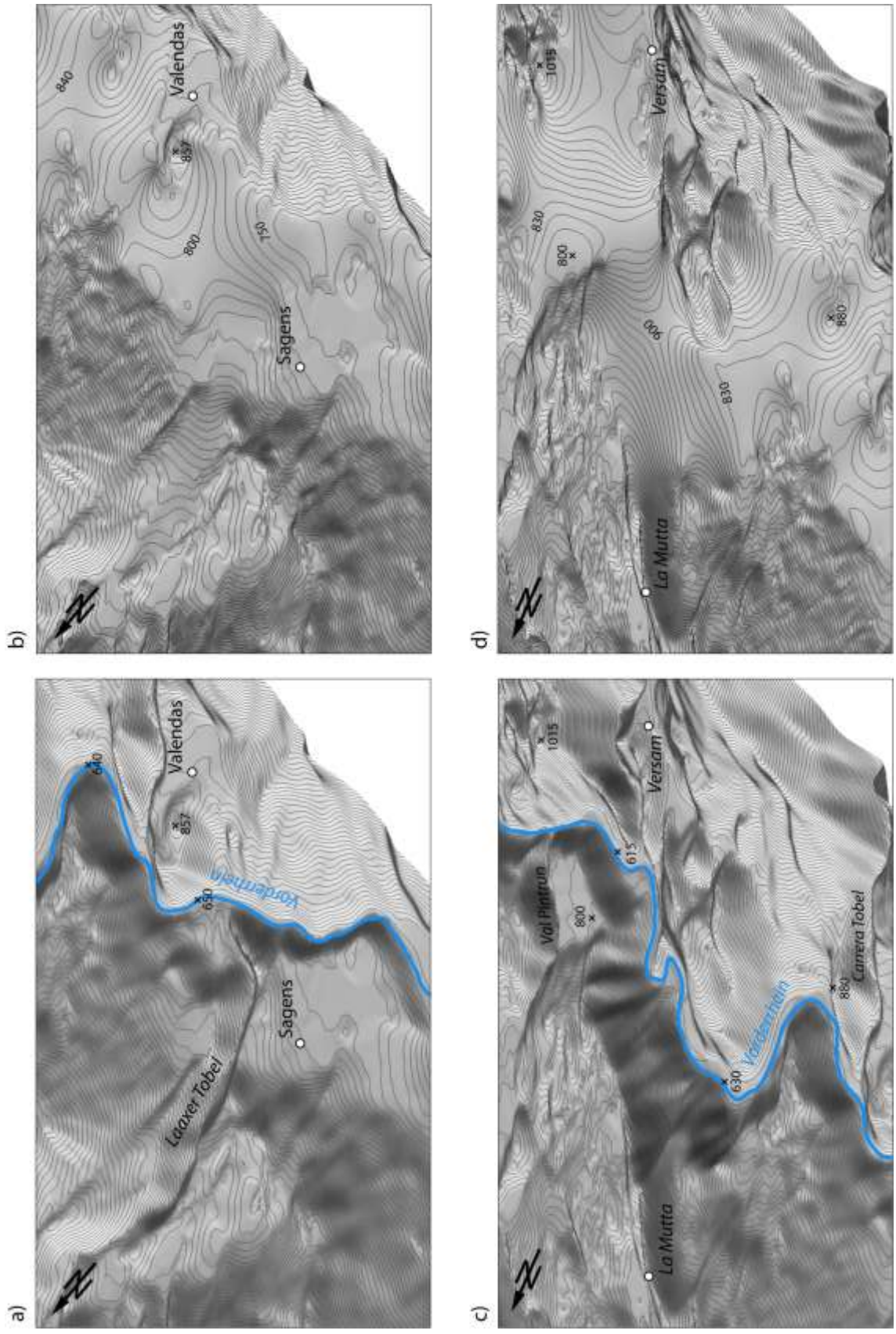


Abbildung 32: Geländerekonstruktion im westlichen Teil der Rheinschlucht

a) Raum Sagens: Modell "Heute" b) Raum Sagens: Modell "Post-Sturz" c) Raum La Mutta: Modell "Heute" d) Raum La Mutta: Modell "Post-Sturz" (Äquidistanz 10 m)

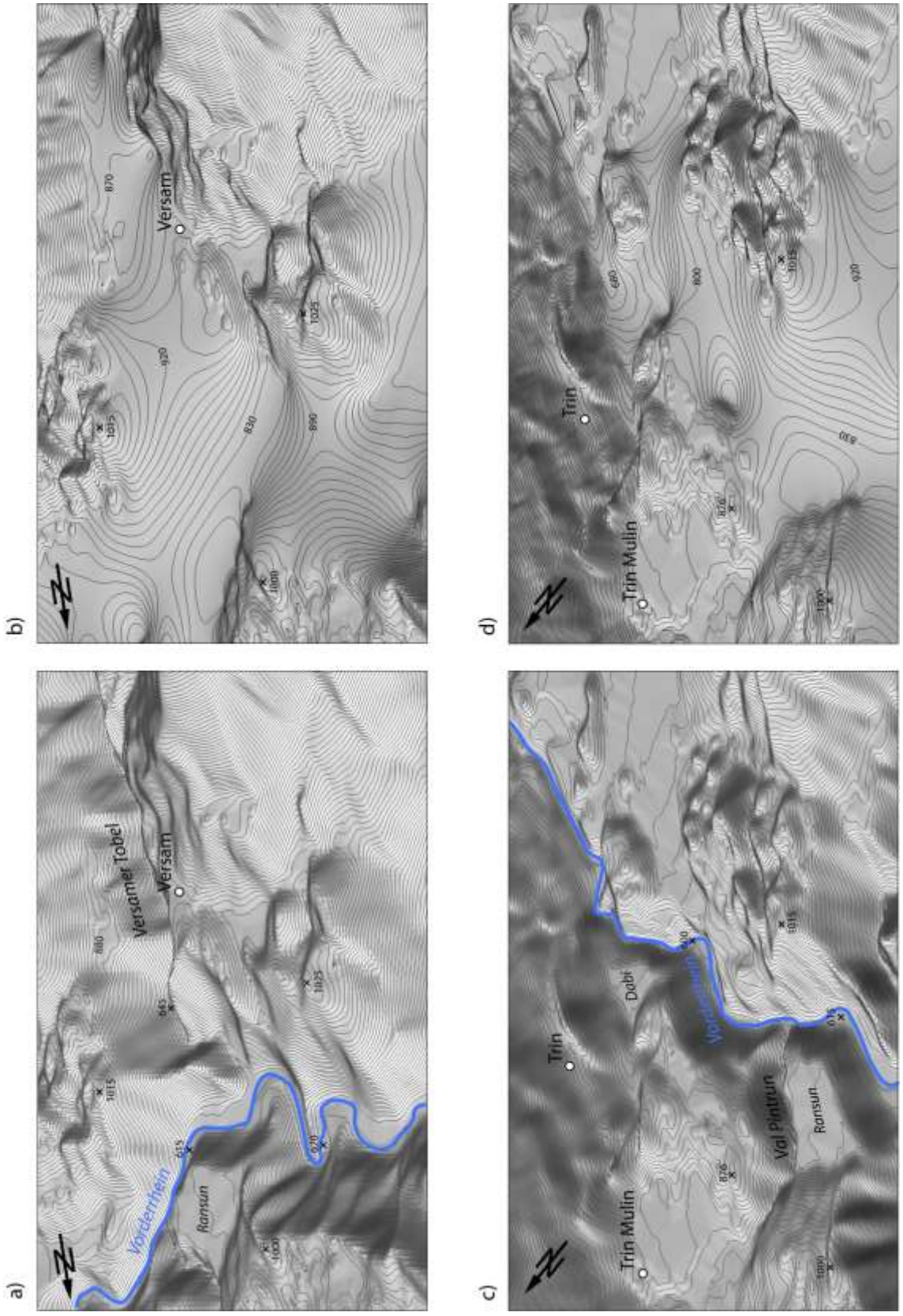


Abbildung 33: Geländerekonstruktion im östlichen Teil der Rheinschlucht
a) Raum Versam: Modell "Heute" b) Raum Versam: Modell "Post-Sturz" c) Raum Val Pintrun: Modell "Heute" d) Raum Val Pintrun: Modell "Post-Sturz" (Äquidistanz 10 m)

4.3 Modell “Felsoberfläche“

Das Modell “Felsoberfläche“ stellt die Oberfläche der maximalen Erosionstiefe des gesamten Eiszeitalters dar. Es bezeichnet dabei die Höhenlage der Grenze zwischen den Sedimenten der Talfüllung und dem anstehenden Fels, also der Untergrenze des Quartärs. Diese Modellierung beschreibt somit die ehemalige Trogtalform des Vorderrheintals, bestehend aus der Talsohle und den Talhängen. Bezüglich der Volumenberechnung der Bergsturzmassen liefert dieses Geländemodell einen Maximalwert für die Bergsturzablagerungen, unter der Annahme, dass diese bis auf den Felsuntergrund reichen und somit die vor dem Ereignis existierende Talfüllung verdrängt wurde.

Die Modellierung der “Felsoberfläche“ basiert auf den Ergebnissen der Oberflächen-Interpolation unter Einbezug aller konstruierten Stützpunkte im Untersuchungsgebiet (siehe. Kap. 3). Dies betrifft nebst den Profilpunkten des Haupttales auch die Gitterpunkte des Segnestals und des Bargistals sowie die Stützpunkte im Raum Fil de Cassons, Val Buglina und Versamer Tobel.

Da bei der Rekonstruktion des Vorderrheintals für die jeweiligen Querprofile Kurven-Annäherungen verwendet werden, ergeben sich unterschiedliche Oberflächen für das Modell “Felsoberfläche“.

4.3.1 Beschreibung der Modell-Szenarien

Für das Modell “Felsoberfläche“ wurden drei Szenarien gerechnet. Sie unterscheiden sich in den Stützpunkten der Profile 1 bis 10, also ausschliesslich in bezug auf die Modellierung der Felsoberfläche im Haupttal (vgl. Kap. 3.3.2). Die übrigen Stützpunkte für die Interpolation sind in den drei Szenarien identisch.

Szenario 1: Basiert auf den Profilkurven, die anhand einer polynomischen Regression 3. Grades erstellt wurden.

Szenario 2: Basiert auf den Profilkurven, die anhand einer polynomischen Regression 4. Grades erstellt wurden.

Szenario 3: Basiert auf den Profilkurven, die anhand einer polynomischen Regression 5. Grades erstellt wurden.

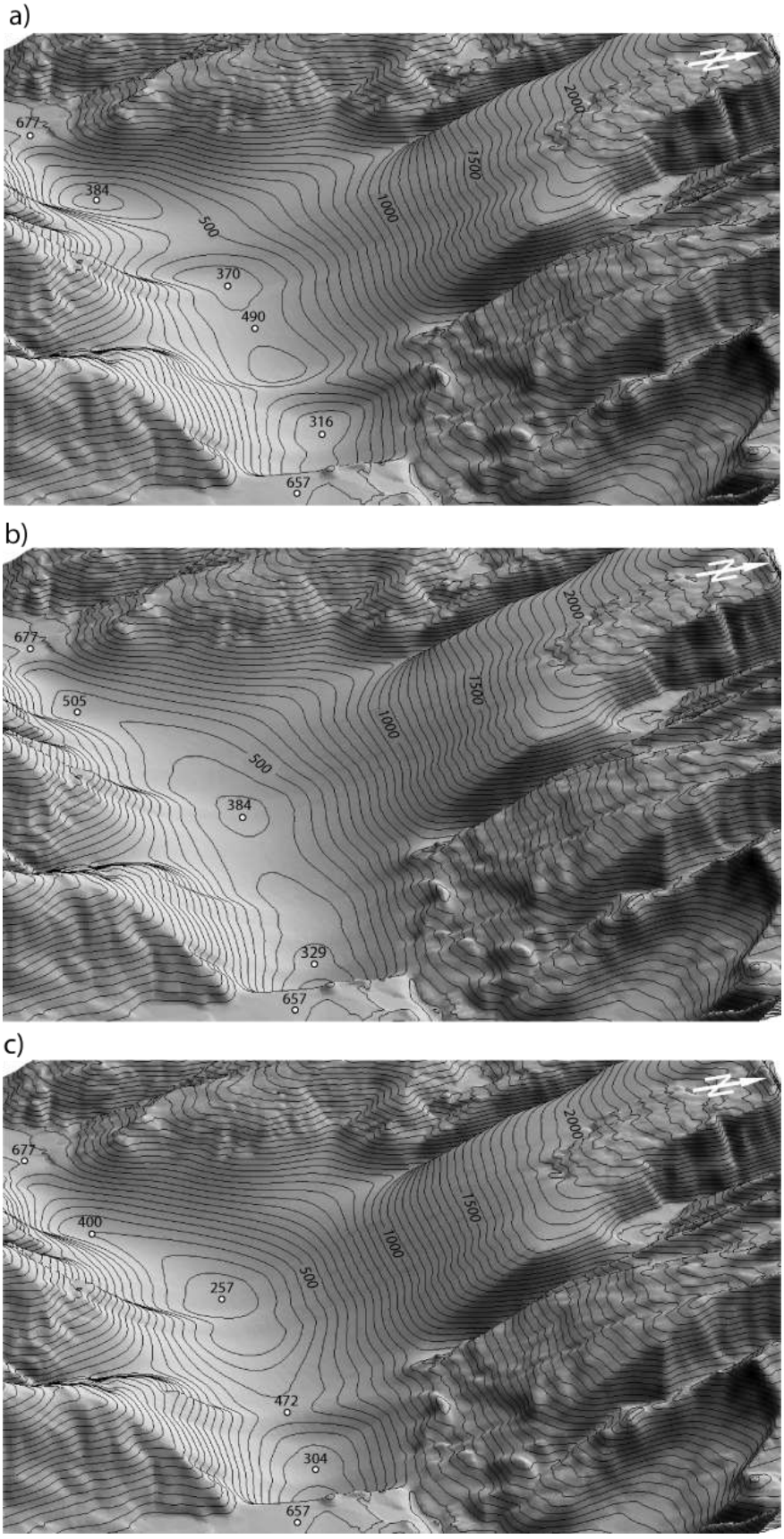


Abbildung 34: Modell " Felsoberfläche"
a) Szenario 1 b) Szenario 2 c) Szenario 3

4.4 Modell “Prä-Sturz“

Zum Zeitpunkt des Bergsturzereignisses war das Vorderrheintal wohl bis auf ein bestimmtes Niveau mit Alluvionen unbekannter Mächtigkeit aufgefüllt. Anhand der in Kapitel 2.4.2 aufgeführten Erkenntnisse über die Stratigraphie der Sedimente im Untersuchungsgebiet wurde im Modell “Prä-Sturz“ zusätzlich die Nachbildung der Alluvialebene des Vorderrheintals miteinbezogen. Die Modellierung beruht auf der Annahme, dass der Haupttalboden als eine konstant geneigte Ebene existiert hat. Da aus den vorhandenen sedimentologischen und geophysikalischen Befunden im Raum Bonaduz, im Gegensatz zum Raum Ilanz, keine eindeutigen Aussagen über das Niveau der quartären Talfüllung zur Zeit des Bergsturzniedergangs gemacht werden können, wird für diesen Raum ein potentielles Minimum und Maximum angenommen (vgl. Kap. 2.5). Im Haupttalboden können durchaus auch Terrassen bestanden haben. Diese sind jedoch nicht rekonstruierbar, da das Bergsturzereignis jegliche Zeugnisse zerstört hat. Bei der Modellierung ebenfalls nicht berücksichtigt wurden Schwemmfächer, die von den Fliessgewässern der Seitentäler an deren Ausgängen aufgeschüttet wurden. Ebenso wurden auch keine Schutthalden, Moränenwälle oder sonstige lokale geomorphologische Objekte in die Geländemodellierung miteinbezogen, da Aussagen über deren Existenz oder Ausprägung rein hypothetisch wären.

4.4.1 Beschreibung der Modell-Szenarien

Grundlage für das Modell “Prä-Sturz“ ist das Modell “Felsoberfläche“ sowie die rekonstruierte Alluvialebene des ehemaligen Vorderrheintals. In die Varianten *Szenario 1*, *Szenario 2* und *Szenario 3* wurden jeweils die beiden postulierten Niveaus (N1 und N2) des prä-Sturz Talbodens integriert (siehe Kap. 2.5). Daraus ergeben sich folgende Szenarien:

Szenario 1/N1: kombiniert das Modell 1 der “Felsoberfläche“ mit dem Niveau 1

Szenario 1/N2: kombiniert das Modell 1 der “Felsoberfläche“ mit dem Niveau 2

Szenario 2/N1: kombiniert das Modell 2 der “Felsoberfläche“ mit dem Niveau 1

Szenario 2/N2: kombiniert das Modell 2 der “Felsoberfläche“ mit dem Niveau 2

Szenario 3/N1: kombiniert das Modell 3 der “Felsoberfläche“ mit dem Niveau 1

Szenario 3/N2: kombiniert das Modell 3 der “Felsoberfläche“ mit dem Niveau 2

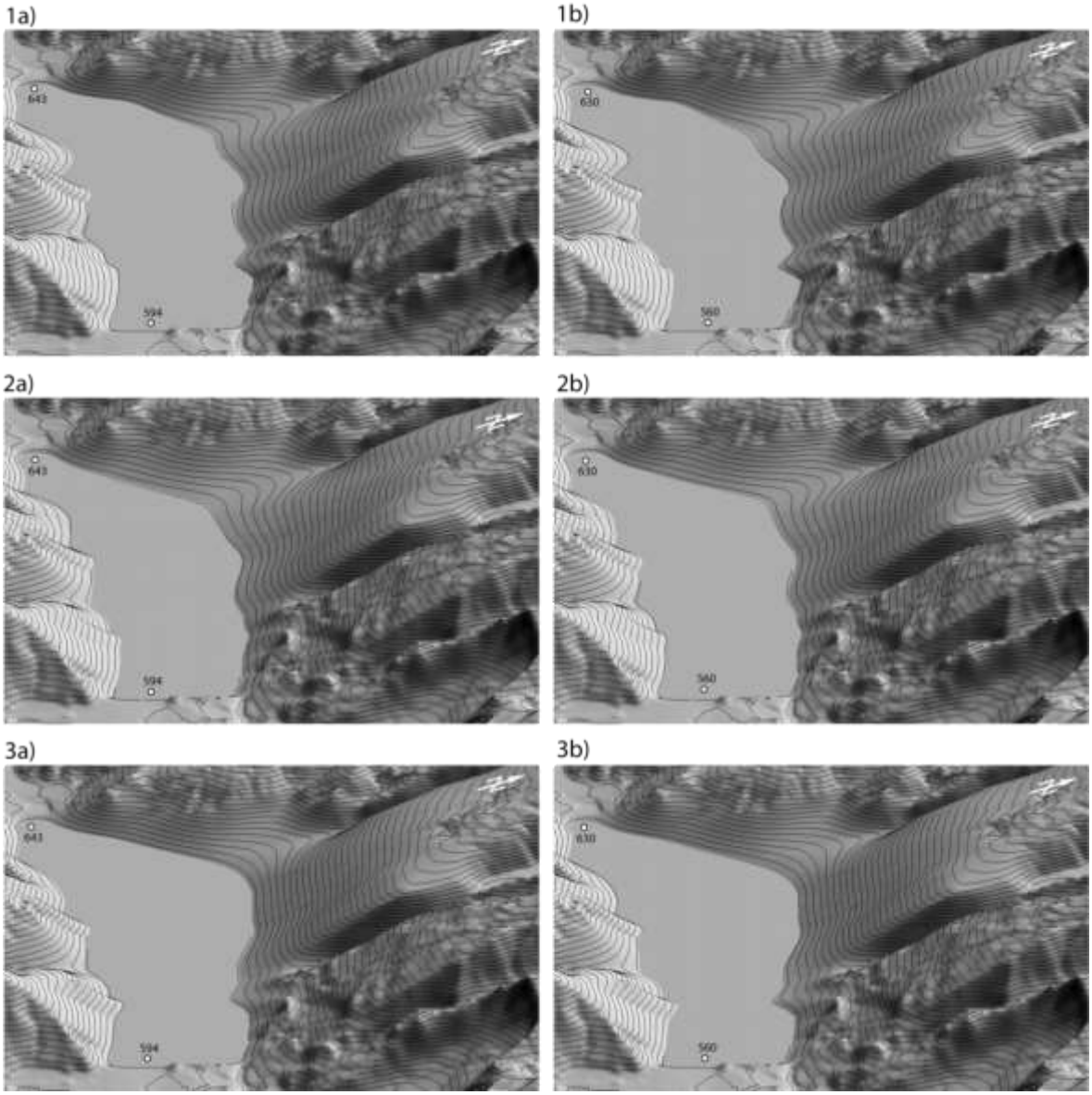


Abbildung 35: Modell "Prä-Sturz"

1a) Szenario 1/N1 1b) Szenario 1/N2 2a) Szenario 2/N1 2b) Szenario 2/N2 3a) Szenario 3/N1 3b) Szenario 3/N2

Die Unterschiede in den einzelnen Szenarien sind zumindest optisch gering. Die linke Bildreihe zeigt eine weniger geneigte, dafür etwas höher situierte Talebene als die rechte Bildreihe. Die Talfüllung ist in allen Abbildungen nur für den Ablagerungsraum der Sturzmassen dargestellt.

4.4.2 Der Prä-Flimserstein

Das Ergebnis der 3D-Geländerekonstuktion unter Berücksichtigung aller Stützpunkte für die Oberflächeninterpolation ist in Abbildung 36 ersichtlich.

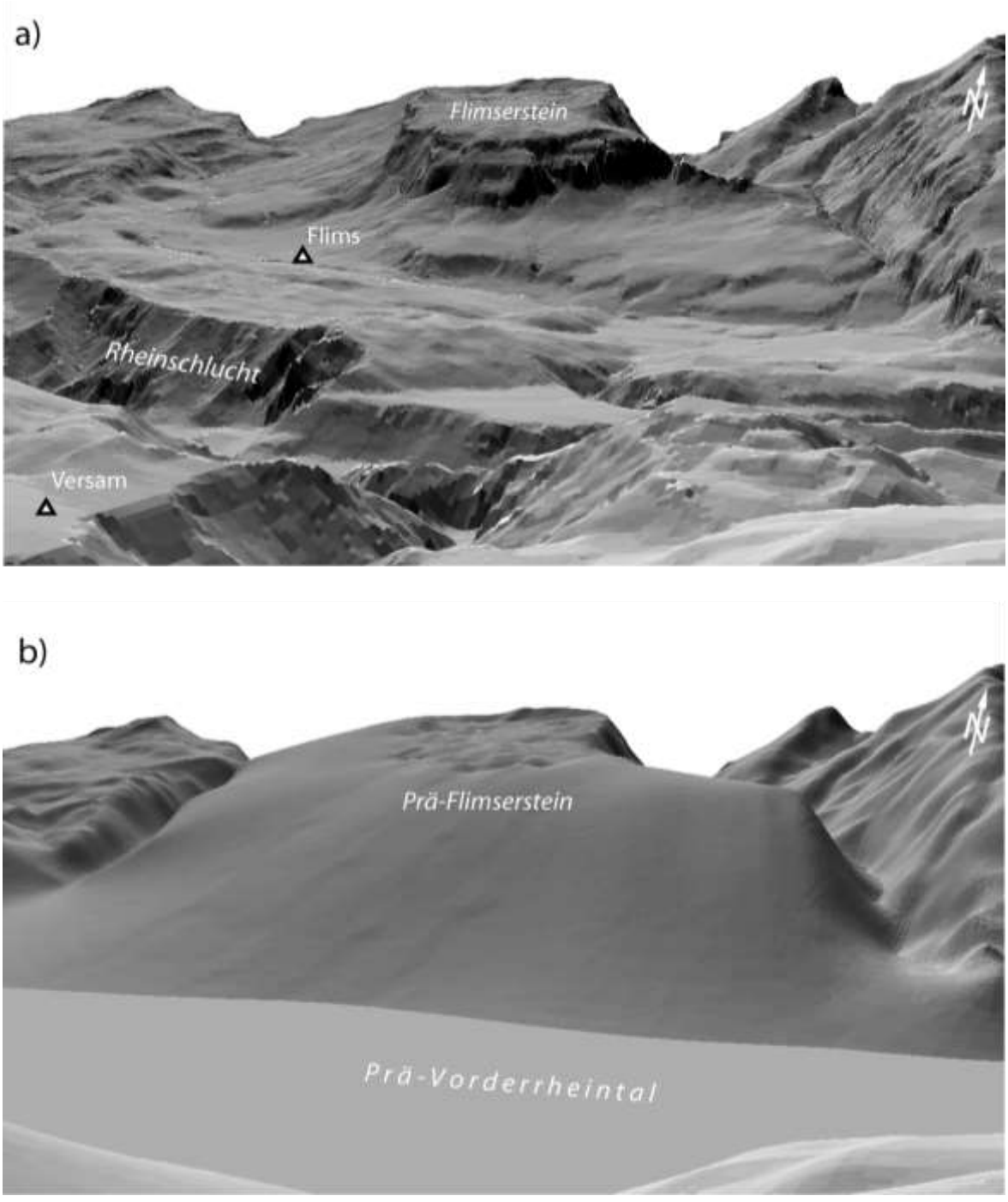


Abbildung 36: 3D-Geländerekonstruktion des Prä-Flimsersteins
Blick ins Vorderrheintal und auf den ehemaligen Flimserstein von der gengenüberliegenden Talseite im Raum Carrera. a) Original DGM b) Rekonstruktion im Modell "Prä-Sturz", Szenario 2/N1

4.4.3 Raum Fil de Cassons

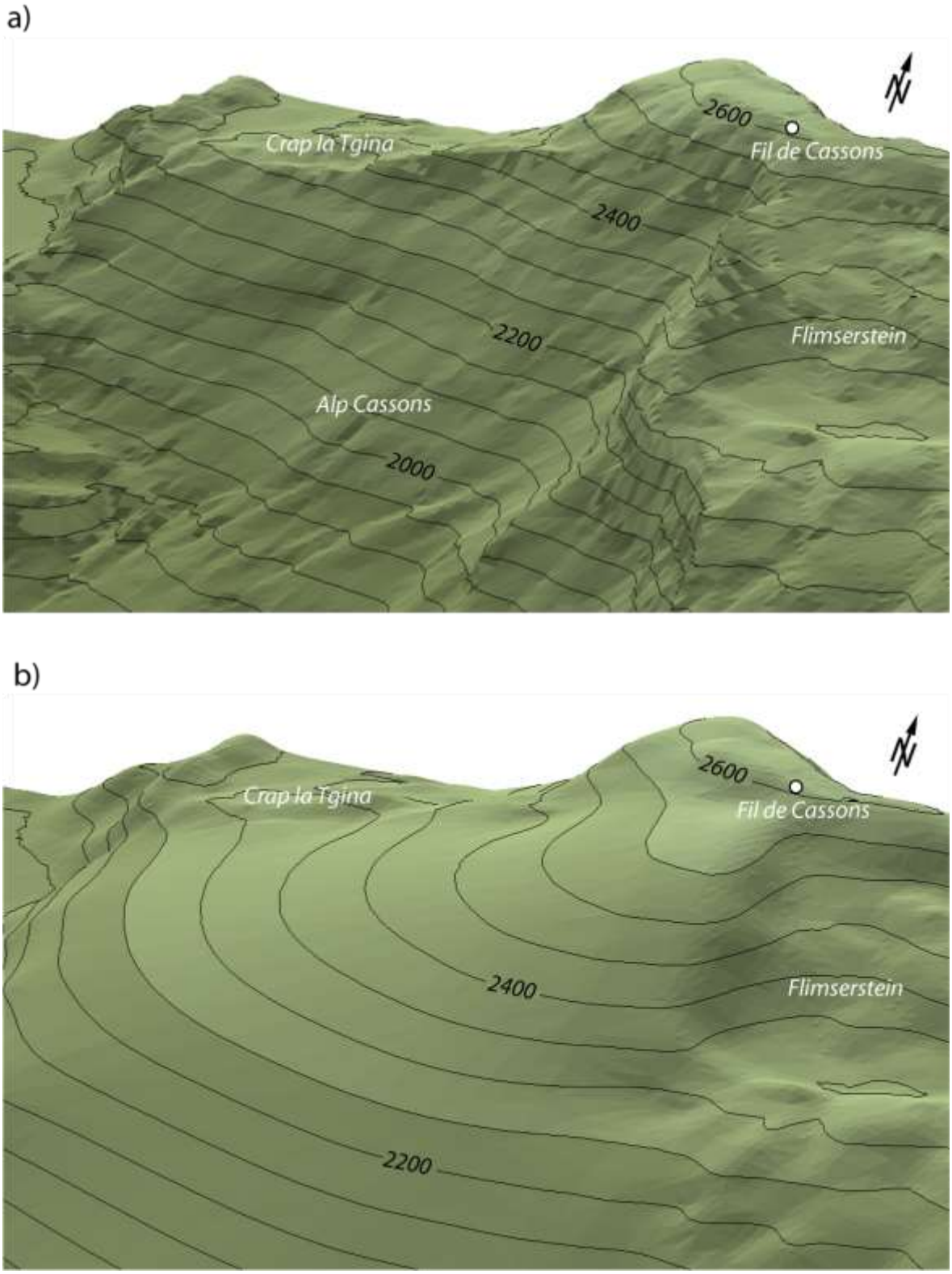


Abbildung 37: Geländekonstruktion im Raum Fil de Cassons
a) Original DGM (Modell "Heute") b) Geländerekonstruktion (Modell "Prä-Sturz", Szenario 2/N1)

4.4.4 Raum Bargis

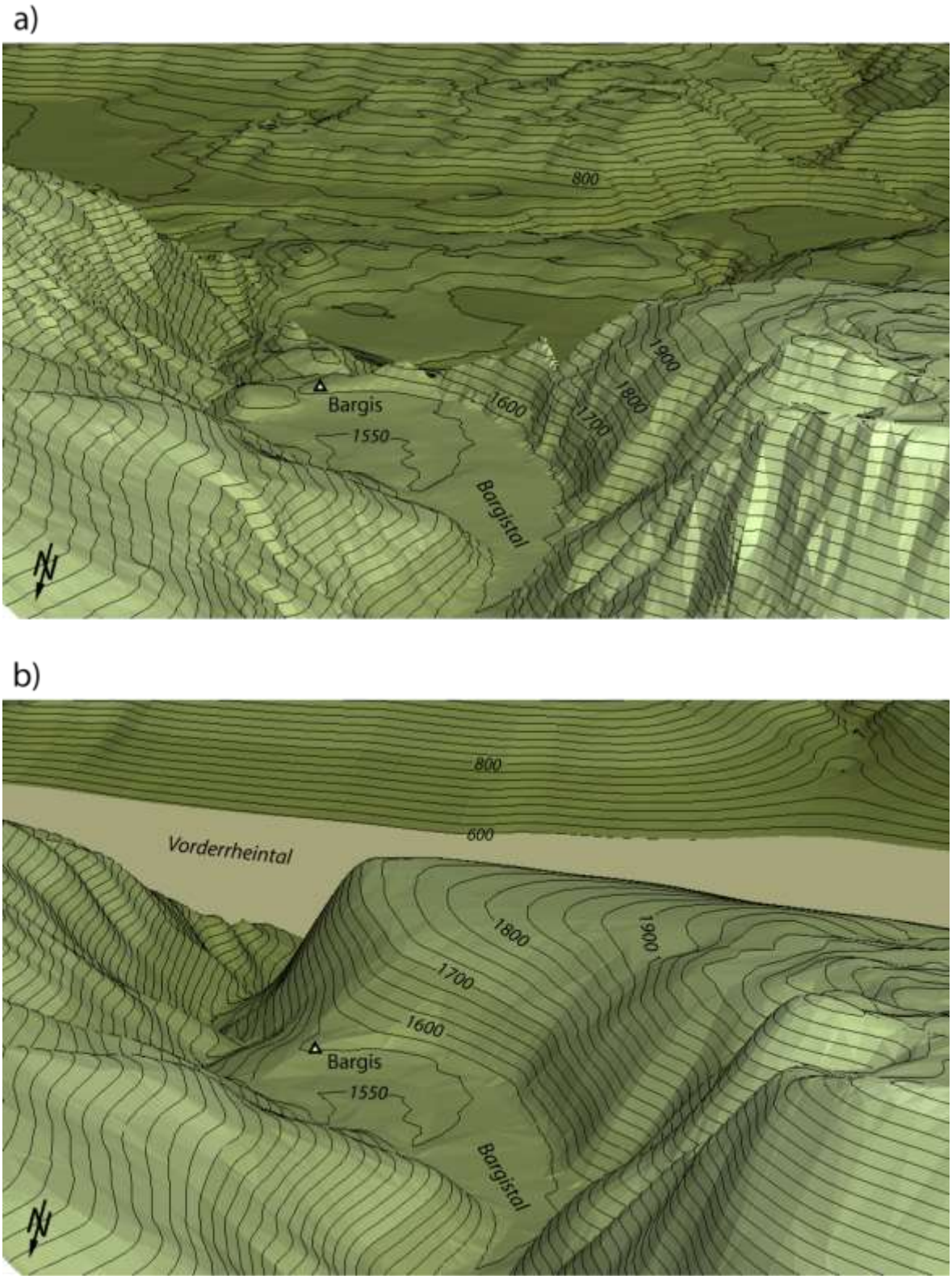


Abbildung 38: Geländerekonstruktion im Raum Bargis
a) Original DGM (Modell "Heute") b) Geländerekonstruktion (Modell "Prä-Sturz", Szenario 2/N1)

4.4.5 Raum Segnestal

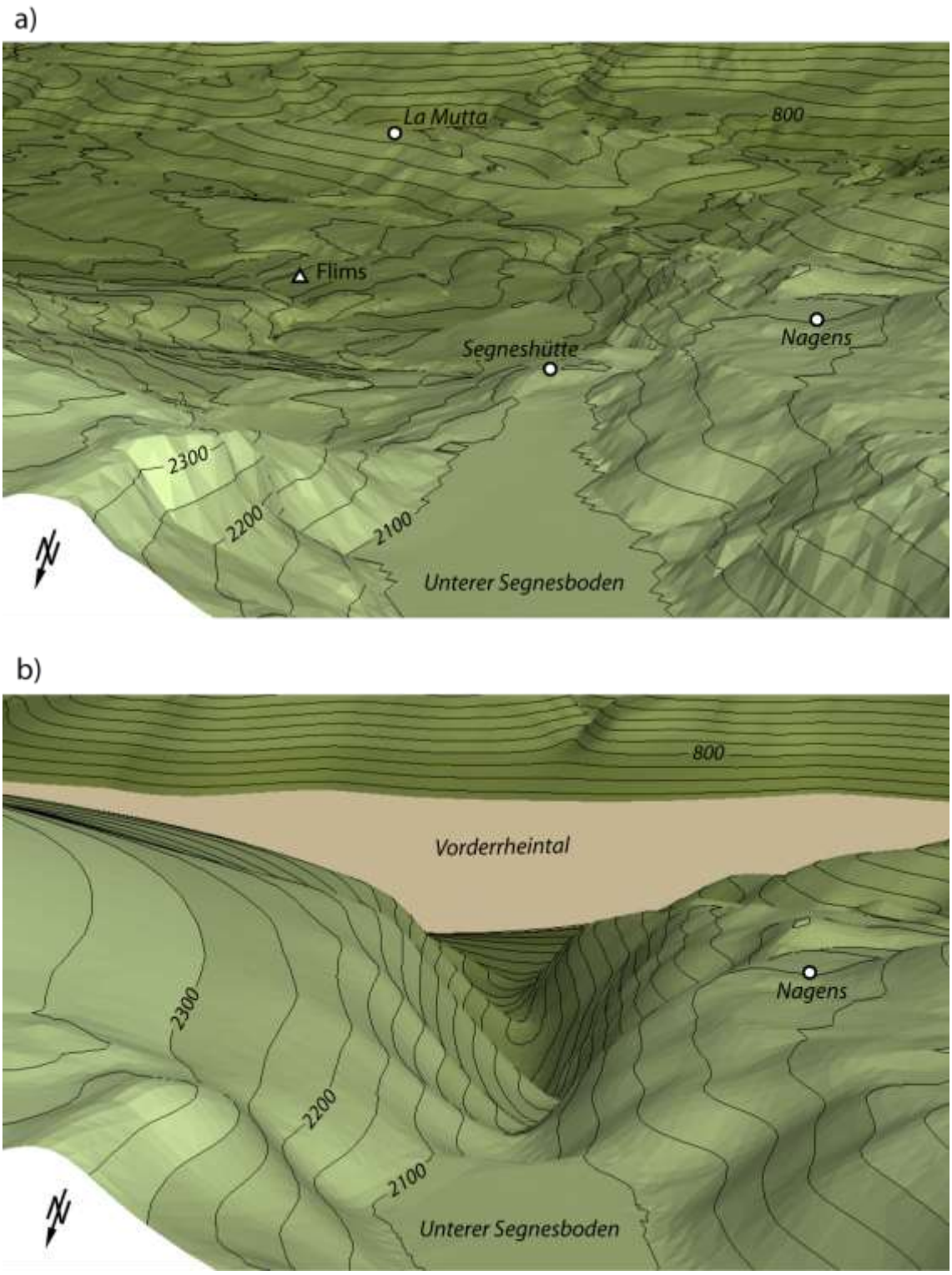


Abbildung 39: Geländerekonstruktion im Raum des ehemaligen Segnestals
a) Original DGM (Modell "Heute") b) Geländerekonstruktion (Modell "Prä-Sturz", Szenario 2/N1) (Der hier dargestellte Rest des heutigen Segnesbodens hat zur damaligen Zeit nicht bestanden und ist wegzudenken)

5 Volumenberechnungen

Eine Volumenbestimmung ist bei Bergstürzen, die vor der modernen kartographischen oder stereophotogrammetrischen Erfassung des Geländes niedergingen, meist mit vielen Fehlerquellen behaftet. Schwierigkeiten bereiten sowohl die Ermittlung des Hohlvolumens im Abbruchgebiet, als auch die des Rauminhaltes der abgelagerten Trümmermasse (Abele, 1974, S. 22). In erster Linie ist zu beachten, dass das Volumen einer durch den Sturz gelockerten oder völlig in Schutt aufgelösten Bergsturzscholle im Ablagerungsgebiet grundsätzlich grösser ist als im Abbruchgebiet.

Bei der Felsgleitung von Vajont im Jahre 1963, die grösstenteils ihre inneren Zusammenhänge bewahrte, beträgt diese Volumenzunahme etwa 4-6% (vgl. Abele, 1974, S. 22). Bei stärkerem Zerfall der Trümmermasse und durch die damit verbundene Auflockerung wächst die Volumenzunahme. So zeigt der in Schutt zerlegte Trümmerkörper des im Jahre 1959 beim grossen Erdbeben von Montana/USA niedergegangene "Madison-Landslide" eine Volumenzunahme von 32% (vgl. Hadley, 1964, S. 118). Noch grössere Differenzen zeigen sich beim prähistorischen Bergsturz von Totalp/CH. Hier beträgt das Ausbruchvolumen 0,4 km^3, während für das Ablagerungsvolumen 0.6 km^3 angenommen werden (Abele, 1974, S. 23). Der teilweise frappante Unterschied zwischen Abbruchs- und Ablagerungsvolumen zeigt, dass bei Volumenangaben zu beachten ist, ob das Hohlvolumen der Nische oder das Vollvolumen des Trümmerkörpers ermittelt wurde. Diese Spezifizierung wurde auch hinsichtlich der bisherigen Volumenabschätzungen des Flimser Bergsturzereignisses oft nicht gemacht (siehe Tab. 1).

5.1 Das Volumen des Flimser Ereignisses

Die Angaben über das Volumen des Flimser Ereignisses variieren zwischen den diversen Autoren stark (siehe Tab. 1). Meist ist nicht klar, auf welche Grundlagen sich die Autoren stützen und welches Szenario den Volumenangaben zu Grunde liegt. Falls weiterführende Erklärungen abgegeben werden, sind diese oft ebenfalls an Spekulationen gebunden, die teilweise auf mittlerweile überholten Theorien basieren. So erklärt beispielsweise Abele (1970) die Diskrepanz zwischen den Volumina der Ausbruchnischen (über 15 km^3) und dem Ablagerungsgebiet (knapp 10 km^3) damit, dass das scheinbar fehlende Ablagerungsvolumen durch einen erheblichen Tiefgang unter das heutige Talniveau sowie durch glazialen Abtransport erklärt werden könne. Allerdings ist erstaunlich, dass Abele das Volumendefizit im Ablagerungsraum und nicht im Ausbruchraum ortet. Möglicherweise geht er zu diesem Zeitpunkt noch von einer erheblich grösseren Ausdehnung des ehemaligen Felskörpers aus.

Tabelle 1: Volumenangaben verschiedener Autoren zum Flimser Ereignis

Autor	Nicht weiter spezifiziertes Volumen (km^3)	Hohlvolumen Ausbruch (km^3)	Rauminhalt Trümmermasse (km^3)	Erodierte Sturzmasse (km^3)
Heim (1883)	15	-	-	-
Penck (1901/1909)	-	8-11	-	-
Staub (1910)	10	-	-	-
Heim (1932)	>12	-	-	-
Abele (1970)	-	>15	<10	-
Abele (1974)	-	13	9	-
Erismann (2001)	9	-	-	-
Pollet (2004)	-	9.3	7.85	3.8
Poschinger (2005)	8-9	-	-	-

Die Volumenberechnungen in der vorliegenden Arbeit gehen einen Schritt weiter und beziehen zusätzlich die Kubaturen der erodieren Sturzmassen im Ablagerungsraum sowie die verdrängte Talfüllung mit ein. Anhand dieser detaillierteren Analyse lassen sich die Umstände möglicher Widersprüche zwischen den einzelnen Volumina besser erklären. Sie ermöglicht es auch, Schlussfolgerungen über die Resultate der Geländerekonstruktion zu machen. In Abbildung 40 sind die mittels GIS berechneten Volumina schematisch dargestellt.

Das gesamte Hohlvolumen im Ausbruchraum setzt sich aus den Volumina “Ausbruch“ und “Ausbruch und Ablagerungen“ zusammen (Siehe Abb. 40). Während ersteres eindeutig bestimmt werden kann, kann letzteres nur geschätzt werden. Da der Verlauf und die Neigung der Gleitfläche unterhalb der Trümmermassen nicht bekannt ist und eine Modellierung mittels eines GIS mit zu vielen Unsicherheiten behaftet ist, kann nur ein ungefährerer Wert für das Volumen “Ausbruch und Ablagerungen“ angegeben werden. Unter der Annahme, dass sich die heute noch ersichtliche Gleitfläche an der Oberfläche mit der gleichen Neigung unter den Ablagerungen fortsetzt, lässt sich anhand der Profilschnitte das Volumen “Ausbruch und Ablagerungen“ abschätzen. Allfällige zusätzliche Steilstufen der Gleitfläche werden dabei nicht berücksichtigt, da keine Kenntnisse über deren Existenz vorhanden sind.

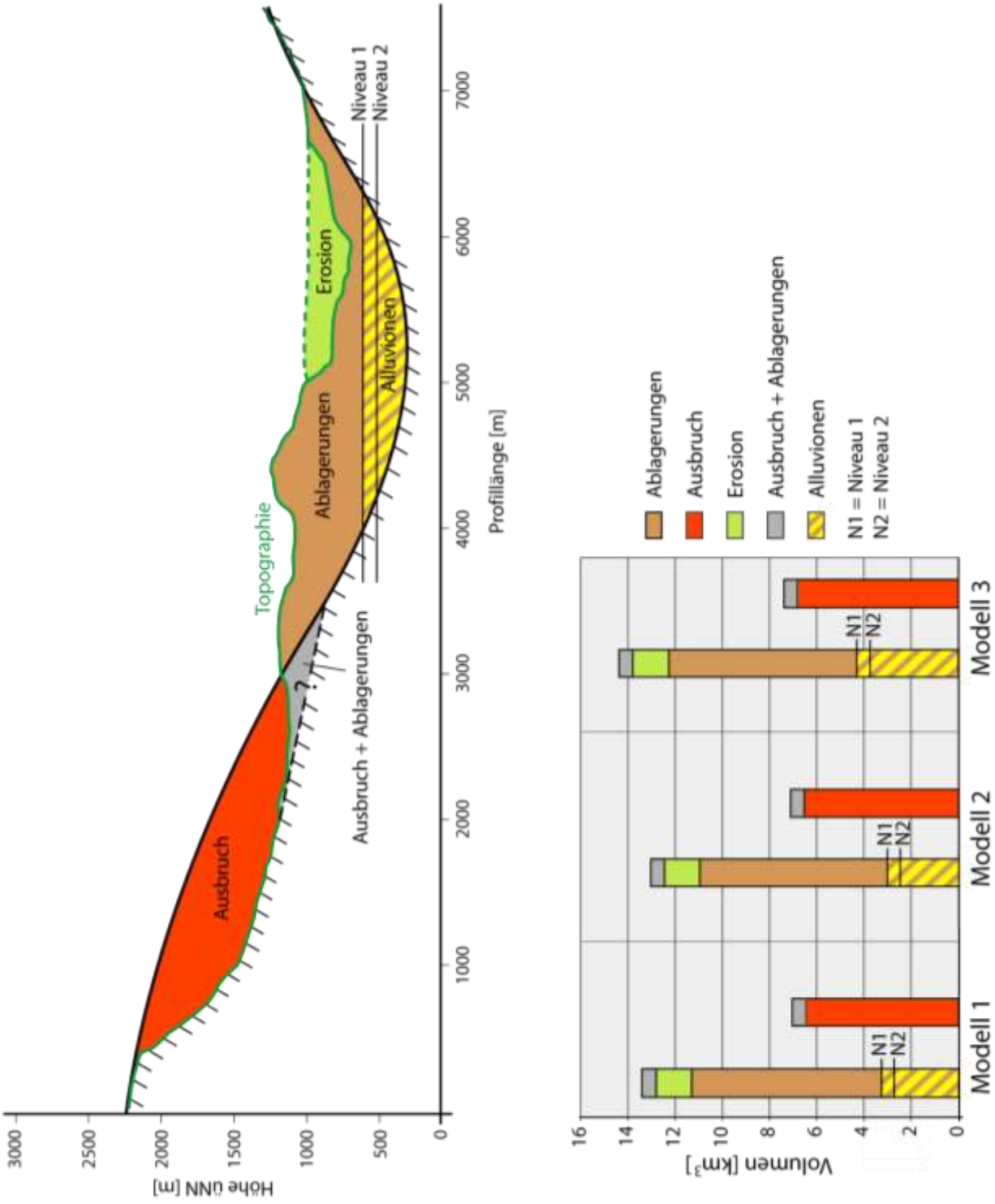


Abbildung 40: Volumenberechnungen

Querprofil mit Bezeichnung der verschiedenen Volumenkörper und Darstellung der unterschiedlichen Modellszenarien.

Tabelle 2: Volumenangaben zum Flimser Bergsturz
(Ergebnisse dieser Arbeit, beruhend auf den Geländerekonstruktionen der einzelnen Szenarien)

Raumeinheit	Volumen (km^3) **Szenario 1**	Volumen (km^3) **Szenario** 2	Volumen (km^3) **Szenario 3**
Ausbruch	6.44	6.50	6.78
Ablagerungen Niveau 1	8.11	7.95	8.02
Ablagerungen Niveau 2	8.65	8.48	8.60
Alluvionen Niveau 1	3.23	2.99	4.28
Alluvionen Niveau 2	2.69	2.46	3.70
Erosion	1.48	1.48	1.48
Ausbruch + Ablagerungen	ca. 0.6	ca. 0.6	ca. 0.6
Bonaduzer Schotter (nach Pavoni, 1968; Kippel, 2002)	ca. 0.7	ca. 0.7	ca. 0.7

Für die Berechnung des Rauminhaltes der Trümmermasse im Ablagerungsraum reicht es nicht aus, nur die Topographie der heutigen Oberfläche zu betrachten. Vielmehr müssen Überlegungen zur Bergsturzdynamik miteinbezogen werden. Durch fluviale Erosion ist ein beträchtlicher Teil der ehemaligen Ablagerungen erodiert, verlagert und grösstenteils aus dem Untersuchungsgebiet entfernt worden. Für einen Vergleich der Volumenwerte im Abriss- und im Ablagerungsbereich muss dieser Umstand berücksichtigt werden. Ein weiterer entscheidender Faktor stellt die beim Bergsturzereignis mobilisierte Talfüllung dar. Leider können bisher keine Angaben darüber gemacht werden, wie tief die Bergsturzablagerungen im Akkumulationsraum reichen.

Die Modellierung der "Prä-Sturz"-Geländeoberfläche definiert ein mögliches, plausibles Niveau der Talfüllung zur Zeit des Bergsturzniedergangs (vgl. Kap. 4.4). Das Volumen der "Ablagerungen" definiert das absolute Minimum des Rauminhalts der Trümmermassen, unter der theoretischen Annahme, dass die Sturzmasse direkt auf die vorhandenen Talfüllung aufgeglitten ist und sich darauf abgelagert hat. Es muss jedoch davon ausgegangen werden, dass ein Teil der Alluvionen beim Niedergang des Bergsturzes ausgeschürft wurde (vgl. Kap. 2.4.3). Pavoni (1968) beziffert das Volumen der Bonaduzer Schotter zum Zeitpunkt ihrer Genese auf 0.7 - 0.85 km^3. Kippel (2002) schätzt das Volumen anhand seiner sehr vereinfachten Rechnung auf 0.6 km^3 und liegt damit in einem

ähnlichen Grössenbereich wie Pavoni. Dieses Volumen entspricht dem Äquivalent der ausgeschürften Alluvionen, die durch die Trümmermassen substituiert wurden. In dieser Arbeit wird ein gemittelter Wert von 0.7 km^3 verwendet.

Die Gesamtvolumina des Rauminhaltes der Trümmermassen im Ablagerungsbereich sowie des Hohlvolumens im Ausbruch setzen sich folgendermassen zusammen (vgl Abb. 40):

Hohlvolumen Ausbruch (HA) = "Ausbruch" + "Ausbruch + Ablagerungen"

- ➔ Für Szenario 1**: HA =** 6.44 + ~0.6 = **~ 7.04 km^3**
- ➔ Für Szenario 2: **HA =** 6.50 + ~0.6 = **~ 7.10 km^3**
- ➔ Für Szenario 3: **HA =** 6.78 + ~0.6 = **~ 7.33 km^3**

Rauminhalt Trümmermasse (RT) = "Ablagerungen (bez. Niveau)" + "Erosion" + "mobilisierte Alluvionen" + "Ausbruch + Ablagerungen"

- ➔ Für Szenario 1/N1: **RT (Niveau 1) =** 8.11 + 1.48 + ~0.7 + ~0.6 = **~ 10.89 km^3**
- ➔ Für Szenario 1/N2: **RT (Niveau 2) =** 8.65 + 1.48 + ~0.7 + ~0.6 = **~ 11.43 km^3**
- ➔ Für Szenario 2/N1: **RT (Niveau 1) =** 7.95 + 1.48 + ~0.7 + ~0.6 = **~ 10.63 km^3**
- ➔ Für Szenario 2/N2: **RT (Niveau 2) =** 8.48 + 1.48 + ~0.7 + ~0.6 = **~ 11.16 km^3**
- ➔ Für Szenario 3/N1: **RT (Niveau 1) =** 8.02 + 1.48 + ~0.7 + ~0.6 = **~ 10.80 km^3**
- ➔ Für Szenario 3/N2: **RT (Niveau 2) =** 8.60 + 1.48 + ~0.7 + ~0.6 = **~ 11.38 km^3**

5.2 Diskussion der Resultate

Die auf den rekonstruierten Geländemodellen basierenden Volumenberechnungen zum Flimser Ereignis lassen folgende Aussagen zu:

1. Die drei Modellszenarien führen zu sehr ähnlichen Resultaten der Volumenberechnung, sowohl für das Hohlvolumens des Ausbruchs, als auch für den Rauminhalt der Trümmermasse. Dies liegt in erster Linie daran, dass sich die Kubaturen der Raumeinheiten "Ausbruch" und "Ablagerungen" in den drei Szenarien nur geringfügig unterscheiden (zwischen 6.44 und 6.78 km^3, resp. 7.95 und 8.11 km^3).

2. Das Ergebnis zum effektiven Rauminhalt der Trümmermasse hängt stark davon ab, wie tief die Sturzmassen im Ablagerungsraum reichen. Unter Annahme, dass sich diese direkt auf dem damaligen Talboden abgelagert haben und die Talfüllung dabei nicht mobilisiert und verlagert wurde, ergeben sich Volumenwerte von 7.95 km^3 (Szenario 2) bis 8.11 km^3 (Szneario 3) bezüglich einer Talfüllung mit Niveau 1 und 8.48 m^3 (Szenario 2) bis 8.65 km^3 (Szenraio 3) bezüglich Niveau 2. Da jedoch davon ausgegangen werden darf, dass eine teilweise Mobilisierung der quartären Talfüllung stattgefunden hat, muss dieser Betrag berücksichtigt und addiert werden.

3. Die Berechnungen zum Gesamtvolumen der "Alluvionen" bezüglich der beiden vorgeschlagenen Talfüllungs-Niveaus zeigen auf, dass die von Pavoni und Kippel angegeben Werte über das Volumen der Bonaduzer Schotter (0.6 - 0.85 km^3) deutlich geringer sind als diejenigen der kompletten Talfüllung im Ablagerungsraum (für das Niveau 1: 3.0 - 4.1 km^3; für das Niveau 2: 2.5 - 3.7 km^3). Dies lässt den Schluss zu, dass nur etwa ein Fünftel der Talfüllung zwischen Sagens und Bonaduz mobilisiert und durch die Bergsturztrümmer substituiert wurde. Der Grossteil der quartären Sedimente dürfte demnach heute noch unter den Bergsturzablagerungen zu finden sein.
   Der in dieser Arbeit gemachte Vorschlag, das geschätzte Volumen der Bonaduzer Schotter als Referenz für das Volumen der verdrängten Talfüllung zu nehmen, darf kritisch hinterfragt werden. Einerseits basieren die von Pavoni (1968) und Kippel (2002) gemachten Volumenangaben nicht auf analytischen Methoden und sind daher nur Schätzwerte, andererseits ist die Bergsturzdynamik viel komplexer als sie in dieser schematischen und statischen Abbildung dargestellt werden. Es

ist nicht auszuschliessen, dass die Sturzmassen tiefer reichen als in dieser Arbeit postuliert wird.

4. Die Differenz zwischen dem berechneten Rauminhalt der Trümmermasse und dem Hohlvolumen im Ablagerungsbereich ist beträchtlich. Auch wenn mit einer Differenz aufgrund der Volumenzunahme durch Auflockerung gerechnet werden muss, so erscheint ein Faktor von 1.5 eher zu hoch. Ein Faktor von 1.2 wäre durchaus im Rahmen bisheriger Erfahrungen (siehe oben). Unter Berücksichtigung eines Auflockerungsfaktors von 1.2 würde immer noch ein Volumenüberschuss von ca. 2.5 km^3 im Ablagerungsraum bestehen. Der Volumenüberschuss der Trümmermasse im Ablagerungsraum gegenüber dem Hohlvolumen des Ausbruchs könnte wie folgt erklärt werden:

- Das rekonstruierte Geländemodell unterschätzt die ursprüngliche Felsmasse im Ausbruchraum. Es ist allerdings schwierig, einen spezifischen Ort dieses möglichen Massendefizits zu lokalisieren. Möglicherweise reichte die Talflanke des ehemaligen Felskörpers weiter ins Vorderrheintal als in den konstruierten Modellen.
- Die hier postulierten Niveaus der Talfüllung liegen tiefer als das tatsächliche Niveau zum Zeitpunkt des Flimser Ereignisses. Dadurch würde sich das Volumen im Ablagerungsraum reduzieren. Allerdings nicht um den Betrag, der für einen vollständigen Ausgleich des Volumendefizits im Ausbruchraum notwendig wäre.
- Ein beträchtlicher Teil der Trümmermasse könnte anderen Ursprungs sein und somit nicht in ein direktes Verhältnis zum Ausbruchmaterial gesetzt werden. Dies betrifft allfällige ehemalige Schuttfächer, Moränenwälle und andere denkbare Akkumulationsformen im ehemaligen Vorderrheintal, die beim Flimser Ereignis von der Sturzmasse überdeckt oder mit ihr vermengt wurden und somit zu einer scheinbaren Volumenzunahme der Bergsturzablagerungen geführt haben.
- Realistisch oder gar wahrscheinlich ist eine Kombination der aufgeführten Erklärungen. Es bleibt indes schwierig abschätzbar, wie gross der Einfluss der jeweiligen Unsicherheiten tatsächlich ist.

Schlussendlich ist ein direkter Vergleich der Volumen im Ausbruch- und Ablagerungsraum nur bedingt möglich und die hier dargestellten Verhältnisse sind sehr schematisch und modellhaft. Ausserdem sind Volumendifferenzen zwischen Ausbruch- und Ablagerungsmasse bei Fels- und Bergstürzen aller Grössenordnung zu beobachten und nehmen teilweise sogar viel extremere Ausmasse an. Bei der Modellierung des Fidazer Felssturzes durch Cabernard et al. (2003) beispielsweise wird ein Ausbruchvolumen von

ca. 100‘000 m^3 und ein Ablagerungsvolumen von 723‘000 m^3 berechnet. Ein Teil davon wird der Mobilisierung von Felsturzschurf zugeordnet (293‘000 m^3). Trotzdem findet sich nur schwerlich eine hinreichende Erklärung für derart grosse Volumendifferenzen. Bei einem Ereignis mit dem Ausmass wie in Flims erscheinen die Verhältnisse zudem ungleich schwieriger und viel komplexer, wodurch eine Erklärung der Umstände zusätzlich erschwert wird.

6 Weitere Fragestellungen

6.1 Die Stauseen

Basierend auf der Geländerekonstruktion im Raum der erodierten Sturzmasse, insbesondere der Rheinschlucht, können mögliche maximale Pegelstände für die, in der Folge des Bergsturzereignisses aufgestauten Seen, angenommen werden. Abbildung 41a zeigt die maximale Ausdehnung des Ilanzer-, des Versamer- und des Muliner Sees. Die dargestellten Pegelstände haben nicht gleichzeitig bestanden, da sich die Stauseen unabhängig voneinander aufgefüllt und entleert haben (vgl. Poschinger, 2005, S. 39).

Die visualisierten maximalen Seepegelstände basieren auf der Oberflächen-rekonstruktion im Modell "Post-Sturz". Die Resultate und die damit verbundenen Interpretationen können mit bisherigen Theorien über die maximalen Seespiegel der Bergsturzseen, insbesondere des Ilanzer Sees, verglichen werden. Dadurch lassen sich im optimalen Fall zusätzlich Aussagen über die Plausibilität der gemachten Annahmen machen.

6.1.1 Zum Ilanzer See

Unter Berücksichtigung des post-Sturz-Georeliefs beträgt der maximale Pegelstand des Ilanzer Sees 894 m ü.M. Der natürliche Staudamm befand sich dabei im Raum der heutigen Isla Casty, zwischen Conn und Lengwald. Dieser Pegelstand liegt im Rahmen des von Poschinger (2005, S. 38) postulierten Höhenbereichs von 870 - 920 m ü.M. Damit würde seine Annahme bestätigt, dass beim Pass von Carnifels (936 m ü.M.) kein Überfluss stattgefunden haben kann. Der von Wassmer et al. (2004) postulierte minimale Pegelhöchststand von 1175 m ü.M. scheint dagegen unwahrscheinlich. Es darf davon ausgegangen werden, dass sich der Ausfluss des Ilanzer Sees an der Stelle behauptete, an welcher der erste Überlauf stattgefunden hat. Die Topographie der rekonstruierten Geländeoberfläche spricht dafür, dass dieser erste Dammbruch im Raum Isla Casty stattgefunden haben muss. Folglich darf die Annahme eines Überflusses im Raum Staderas, welcher bedeuten höher liegt, angezweifelt werden. Im Falle eines Überflusses im Raum Staderas müsste der natürliche Staudamm zwischen Conn und Lengwald mindestens 150 m höher gewesen sein, als es das rekonstruierte Georelief in dieser Arbeit vermuten lässt. Dies scheint höchst fragwürdig.

6.1.2 Zum Versamer See

Die rekonstruierte Morphologie im Raum Versam wirft bezüglich des maximalen Pegelstands des Versamer Sees wichtige Fragen auf, die an dieser Stelle geklärt werden müssen. Der visualisierte Seespiegel (siehe Abb. 32c) bezieht sich auf ein Niveau von 908 m ü.M.. Im dargestellten Fall hätte der Überlauf beim Kotenpunkt 908 in Richtung Westen stattfinden müssen. Da Poschinger jedoch davon ausgeht, *„…dass von hier aus in Richtung der Senke von Hüschera kein nennenswerter Abfluss stattgefunden hat“* (Poschinger, 2005, S.40), ist ein Pegelstand von 908 m ü.M. oder mehr, nur unter bestimmten Umständen möglich. Darauf wird anschliessend noch eingegangen. Lässt man einen westwärts gerichteten Ausfluss ausser Betracht, so hätte ein nordwärts gerichteter Überlauf des natürlichen Staudamms bei Kotenpunkt 918 stattgefunden, wobei in diesem Fall der Seespiegel auf 918 m ü.M. gelegen hätte. Folgende Schlussfolgerungen lassen sich ableiten:

1. Das rekonstruierte Geländemodell im Bereich des Kotenpunkts 918 ist zu hoch gegenüber den tatsächlichen Gegebenheiten zur Zeit der Seeentleerung. Senkt man den Riegel an dieser Stellen um mindestens 10 m, so wäre der Ausfluss in Richtung Norden erfolgt und nicht in Richtung Westen über den Kotenpunkt 908. Das interpolierte Gelände weist an der Stelle der vermeintlichen Bresche eine Breite von 1.4 km auf. Eine Abweichung von etwas mehr als 10 m in der Vertikalen liegt daher durchaus im Rahmen der Unsicherheiten, die aufgrund der Oberflächeninterpolation über einen entsprechenden Geländeabschnitt zu erwarten sind.

2. Es ist nicht auszuschliessen, dass das Gelände beim Kotenpunkt 908 erst nachträglich eine Eintiefung durch Erosion erfahren hat. Vor dem Seeausbruch könnte dieser Geländeabschnitt folglich um einige Meter höher gelegen haben. Damit wäre ein nordwärts gerichteter Ausfluss bei einem Pegelstand von 918 m ü.M. denkbar. Allerdings müssten für die Bestätigung dieser These im betreffenden Gebiet weitere Untersuchungen durchgeführt werden. Bis dahin scheint die erste These naheliegender zu sein.

6.1.3 Zum Muliner See

Basierend auf der Oberflächenrekonstruktion können zwei mögliche Höchststände für den Muliner See angegeben werden. Nach einem ersten Überfluss beim Kotenpunkt 817, entleerte sich der Muliner See möglicherweise vorerst ins Becken von Ransun und staute sich erneut bis auf eine Höhe von ca. 833 m ü.M., bevor der ostwärts gerichtete, zweite Überfluss bei Kotenpunkt 833 erfolgte. Der zweite Muliner See war nur unwesentlich höher als der erste, hatte aber eine bedeutend grössere Ausdehnung in südlicher Richtung. Das Becken von Ransun wurde nach seiner Entleerung, in Folge des grossen Dammbruchs des Ilanzersees, mit Flutsedimenten gefüllt und anschliessend wieder durch den Vorderrhein und den Flem teilweise erodiert.

6.1.4 Ablauf der Ereignisse

Ein möglicher Ablauf der hydrologisch induzierten Prozesse nach dem Niedergang des Bergsturzes stellt sich folgendermassen dar (siehe Abb. 41a):

1. Niedergang des Flimser Bergsturzes. Die Bergsturzmassen schnüren im Ablagerungsraum jegliche Zuflüsse des Vorderrheins ab. Dies führt zur zeitgleichen Aufstauung verschiedener grösserer und kleinerer Seen. Nebst den hier weiterführend betrachteten Bergsturzseen betrifft dies insbesondere die Stauseen des Lag Plaun und eines kleineren Beckens im Raum Murschetg. Ebenfalls sind das Bargis- und das Segnestal in Folge der Abriegelung durch die Bergsturztrümmer zwischenzeitlich aufgestaut worden.

2. Aufstau des Muliner Sees bis auf ein Niveau von 817 m ü.M. und anschliessender Dammbruch bei Kotenpunkt 817 (siehe Abb. 41d). Ausfluss des Muliner Sees in das Becken von Ransun mit anschliessendem Aufstau des zweiten Muliner Sees bis auf ein Niveau von ca. 833 m ü.M (siehe Abb. 41e). Überlauf beim Kotenpunkt 833 in Richtung Osten und Einsetzen der fluvialen Erosion der Sturzmasse. Zu dieser Zeit waren der Ilanzer und der Versamer See wohl noch in der Aufstauphase. Diese dürfte für den ersten und den zweiten Muliner Sees mehrere Wochen bis wenige Monate gedauert haben.

3. Überlauf des Versamer Sees in nördlicher Richtung in das Becken von Ransun. Der maximale Pegelstand ist bei 908 m ü.M. anzunehmen (siehe weiter oben), müsste jedoch leicht tiefer gewesen sein. Die Entwässerung des Versamer Sees dürfte dabei der bereits durch den Ausbruch des Muliner Sees geschaffenen

Rinne gefolgt sein. Der Versamer See hat sich wohl allmählich entleert, wobei sich die Rabiusa in die Bergsturzsedimente eingeschnitten und dadurch schliesslich zur Ausbildung der heutigen Schlucht geführt hat.

4. Anstieg des Ilanzer Sees bis auf ein Niveau von 894 m ü.M. mit anschliessendem Überlauf bei Kotenpunkt 894 (siehe Abb. 41b). Bei diesem katastrophalen Dammbruch wurden die Flutsedimente in Form einer konstant geneigten Ebene im Vorfeld der durchbrochenen Bergsturzbarriere über ein ausgedehntes Gebiet abgelagert. Diese Ablagerungen sind heute an unterschiedlichen Stellen des Vorderrheintals ersichtlich, so bei Ransun, Zault und Dabi. Vermutlich wurde der Damm beim Ausbruch an der Stelle des Überlaufs bis auf eine Höhe von ca. 820 m ü.M. eingeschnitten, bevor der Dammbruch zum Stillstand kam.

5. Nach dem katastrophalen Ausbruch fand anschliessend ein langsames aber kontinuierliches Einschneiden der Sedimente durch den Vorderrhein, bis auf das heutige Niveau auf ca. 620 m ü.M. im Vorderrheintal, statt. (vgl. Poschinger, 2005, S. 19).

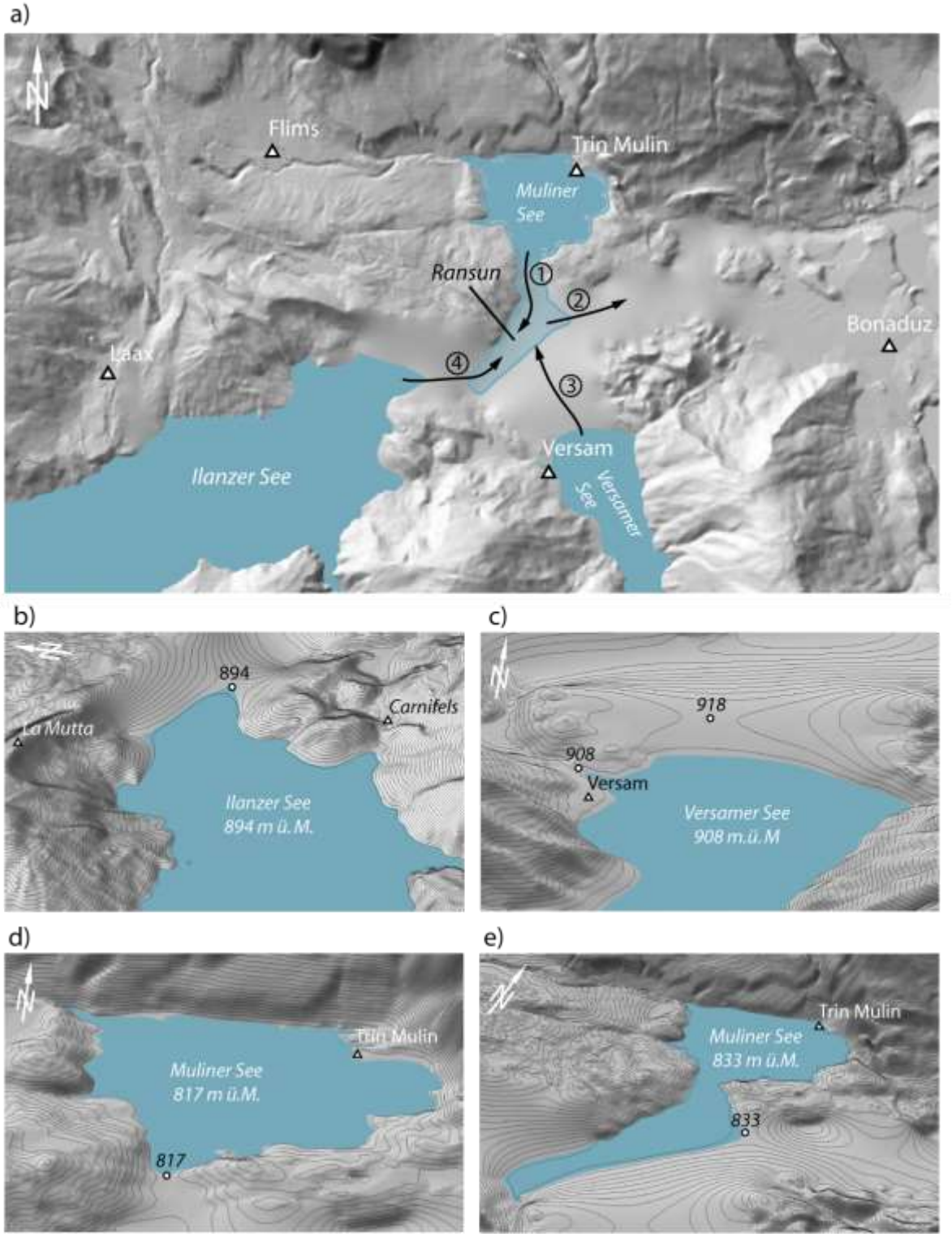


Abbildung 41: Die Bergsturzstauseen

a) maximale Pegelstände der Stauseen und zeitliche Abfolge der Überlauf-Prozesse (1-4) b) maximale Ausdehnung des Ilanzer Sees kurz vor dem Überlauf bei Kotenpunkt 894 c) maximale Ausdehnung des Versamer Sees d) Höchststand des ersten Muliner Sees e) Höchststand des zweiten Muliner Sees (Abb. b bis e sind Schrägansichten)

7 Diskussion der Ergebnisse

7.1 Kritische Beurteilung der Methodik

Die in dieser Arbeit gewählten Methoden für die 3D-Geländerekonstruktion beruhen nur teilweise auf bereits existierenden Ansätzen. Da sich die Fragestellung spezifisch auf das Flimser Bergsturzereignis als Untersuchungsgegenstand bezieht, mussten insbesondere die lokalen Gegebenheiten und Umstände berücksichtigt und geeignete Methoden für die jeweiligen Problemstellungen gesucht und angewendet werden.

Eine grosse Herausforderung bestand darin, die Grundannahmen und Geländebefunde bei der Auswahl der Methoden vollumfänglich zu berücksichtigen, ohne dabei zu sehr auf subjektive Eindrücke einzugehen. Diese Problematik stellte sich insbesondere bei der Auswahl der Stützpunkte für die Oberflächeninterpolation. Da diese die Resultate der Geländerekonstruktion und der Volumenberechnungen stark beeinflussen, muss deren Auswahl und die zu Grunde liegende Methodik jeweils kritisch betrachtet und beschrieben werden. Dies garantiert zumindest die Nachvollziehbarkeit der gemachten Annahmen, sagt aber noch nichts über ihre Plausibilität aus.

Die Konstruktion der Querprofile im Vorderrheintal hängt nicht nur vom Polynomgrad ab, sondern auch von der Auswahl der Referenzpunkte für die Regression. Werden zusätzliche oder unterschiedliche Referenzpunkte berücksichtigt, ändert sich die Kurvatur der rekonstruierten Querprofile und somit auch die darauf basierende Oberflächenrekonstruktion. In den meisten Fällen sind die Unterschiede allerdings nicht gravierend. Es ist jedoch möglich, dass sich aufgrund der Berücksichtigung oder eben Nichtberücksichtigung weniger Referenzpunkte beträchtliche Unterschiede in den Resultaten ergeben. Die Entscheidung über die definitive Auswahl der Referenzpunkte bleibt somit eine Ermessensfrage, welche auf die Resultate einen nicht zu unterschätzenden Einfluss haben kann.

7.2 Die 3D-Gelädemodelle im Vergleich

Die rekonstruierten Paläo-Geländeoberflächen erscheinen zumindest optisch plausibel. Es ergeben sich bei der Betrachtung der unterschiedlichen Bereiche im Bergsturzraum keine direkten Widersprüche oder offensichtliche Unzulänglichkeiten hinsichtlich der modellierten Paläogeländeoberflächen.

Unterschiede in den Geländemodellen, die durch die Verwendung der verschiedenen Polynomgrade zur Rekonstruktion der Talquerprofile entstehen, sind vorwiegend nur für die Modellierung des Felsuntergrundes im Vorderrheintalabschnitt zwischen Sagens und Bonaduz ersichtlich. Der Felskörper des ehemaligen Flimsersteins weist in allen

Modellszenarien eine fast identische Form auf und zeigt auch in der Kubatur nur geringfügige Differenzen. Die Rekonstruktion der Paläogeländeoberfläche zeichnet ein homogenes und gleichzeitig konservatives Bild des ehemaligen Flimsersteins. Es deutet nichts darauf hin, dass im Bereich des nördlichen Abrissgebiets mit einer erheblich grösseren Mächtigkeit der Felsmasse gerechnet werden muss. Ganz auszuschliessen ist diese Vermutung dennoch nicht. Die Nachbildung der prä-Sturz Geländeoberfläche zeichnet trotz allem nur ein generalisiertes Bild eines möglichen Paläoreliefs. Kleinräumige geomorphologische Formen wie Abflussrinnen, Senken, Erhebungen oder Felsklippen, die in Realität sicherlich existierten, können für einen solch grossen Perimeter unmöglich rekonstruiert werden. Deshalb erscheinen alle interpolierten Oberflächen geglättet und weisen, im Gegensatz zur realen Oberfläche im DGM, keine kleinräumigen Unebenheiten, respektive detailierten Geländestrukturen auf.

8 Fazit

Das Ziel dieser Arbeit war es, die Paläogeographie im Raum Flims vor dem prähistorischen Bergsturzereignis vor ca. 9400 Jahren dreidimensional zu rekonstruieren und zu modellieren. Basierend auf den Modellen der Geländerekonstruktion wurde anschliessend das Volumen des Flimser Ereignisses berechnet, wobei eine Unterscheidung zwischen dem Hohlvolumen im Ausbruchraum und des Rauminhaltes der abgelagerten Trümmermasse gemacht wurde.
In den nachfolgenden Abschnitten wird nochmals erläutert, welche Ziele im Rahmen dieser Arbeit erreicht wurden, welche Erkenntnisse daraus gezogen werden können und wo sich mögliche zukünftige Forschungsfelder befinden.

8.1 Erreichtes

- Die für eine umfassende und integrierte Betrachtung der Fragestellung relevanten geologischen und geomorphologischen Erkenntnisse wurden mittels wissenschaftlicher Quellen und Feldanalysen zusammengetragen und aufgeführt.
- Erstmals wurde eine auf breit abgestützten Erkenntnissen und Annahmen beruhende Rekonstruktion des Flimser Bergsturzereignisses mittels eines GIS vorgenommen. Die Resultate der 3D-Geländerekonstruktion konkretisieren die Vorstellungen über die Erscheinung der Landschaft im Raum Flims vor dem Bergsturzereignis im frühen Holozän und leisten einen Beitrag zum Verständnis dieses äusserst komplexen Naturereignisses.
- Die Rekonstruktion der Paläogeländeoberfläche im Raum Flims erlaubt erstmals eine Betrachtung der prä-Sturz Situation unter vorgegebenen Bedingungen. Deren Berücksichtigung konnte mittels der gewählten Methodik zufriedenstellend realisiert werden, insbesondere die Fortsetzung der Felsstruktur nördlich von Trin/Tamins in den Raum Flims. Die Rekonstruktion des Segnestals und der Val Turnigla führt zu einem plausiblen Bild der prä-Sturz Verhältnisse an den Rändern des prä-Sturz Flimsersteins.
- Die gemachten Berechnungen zum Bergsturzvolumen sind differenzierter als bisher und basieren auf nachvollziehbaren Modellszenarien. Die Resultate definieren je ein Minimum und ein Maximum in bezug auf die jeweiligen Grundannahmen. Anhand zukünftiger neuer Erkenntnisse, insbesondere hinsichtlich der Bergsturzdynamik, können die aufgeführten Annahmen neu bewertet und somit auch die Resultate der Volumenberechnungen den Erkenntnissen entsprechend überprüft und angepasst werden.

- Die Oberflächenrekonstruktion im Bereich der erodierten Bergsturzablagerungen, insbesondere im Raum der Rheinschlucht, führt zu neuen Thesen bezüglich der Ausdehnung der Bergsturz-Stauseen von Ilanz, Versam und Trin Mulin. Bisherige, teilweise kontroverse Ansichten können dadurch neu bewertet, gestützt oder angezweifelt werden.

8.2 Erkenntnisse

- **Grundannahmen:** Die Festlegung der Grundannahmen stellte sich als sehr entscheidender Faktor für die spätere Geländerekonstruktion dar. Das grosse Untersuchungsgebiet mit seinen vielfältigen Oberflächenformen und seiner umfangreichen geomorphodynamischen Vergangenheit stellt diesbezüglich grosse Anforderungen, bietet relativ viel Spielraum für Unsicherheiten und führt folglich auch zu Lücken bei der Festlegung der wesentlichen Parameter. Solange viele noch ungeklärte Fragen zum Flimser Ereignis bestehen bleiben, lässt sich über die Gültigkeit der getroffenen Annahmen keine abschliessende Beurteilung machen.

- **Konstruktion von Talprofilen mittels Polynomregression:** Die Konstruktion von Talquerprofilen mittels polynomischer Regression liefert unter günstigen Voraussetzungen sehr plausible Resultate. Zu diesen Voraussetzungen gehören insbesondere Referenzpunkte, welche die jeweiligen Form der Talflanken gut repräsentieren und vorzugsweise eine stetige Hangneigung wiedergeben. Bei inhomogenen Talflanken mit zerrütteten Felspartien ergeben sich leicht unrealistische Kurvaturen für die Querprofile. Polynome zweiten Grades eignen sich nicht für die Konstruktion der Querprofile, dasselbe gilt für Polynome sechsten Grades und höher. Hingegen liefern die polynomischen Regressionen dritten bis fünften Grades plausible und vergleichbare Resultate. Allerdings können ohne weitere Erkenntnisse über die tatsächlichen Verhältnisse im Untergrund keine Aussagen darüber gemacht werden, welcher Polynomgrad die tatsächlichen Begebenheiten am besten wiederzugeben vermag.

- **Geländemodelle:** Die Geländerekonstruktionen in dieser Arbeit beantworten die Frage nach der ursprünglichen Gestalt des ehemaligen Flimsersteins nicht abschliessend. Die Differenzen der berechneten Volumina im Ausbruch- und Ablagerungsraum lassen sich nicht gänzlich erklären und lassen Spielraum für Spekulationen über die prä-Sturz Verhältnisse im Raum Flims offen. Allerdings muss die Tatsache akzeptiert werden, dass die Darstellung der damaligen Wirklichkeit, insbesondere die natürliche Gestalt des ursprünglichen Flimsersteins,

unter keinen Umständen, auch nicht mittels aller wünschenswerten Informationen, präziser rekonstruiert werden kann. In dieser Hinsicht bieten die Modelle in dieser Arbeit eine, den Umständen und Voraussetzungen entsprechend, vertretbare und nachvollziehbare Darstellung der Verhältnisse im Raum Flims vor dem Bergsturzereignis.

8.3 Ausblick

Das Flimser Bergsturzereignis gibt seine Geheimnisse nur spärlich preis und jede neue Erkenntnis führt zu neuen Fragen. Diverse Forschungsarbeiten der letzten Jahre haben verschiedene Aspekte untersucht und neue Einsichten in das komplexe Thema geliefert. Im Zuge dieser Arbeit sind viele neue und altbekannte Fragen aufgetreten, die im Rahmen dieser Arbeit leider nicht beantwortet werden konnten. Zukünftige Forschungsarbeiten könnten insbesondere die Frage nach der Genese und Verbreitung der Bonaduzer Schotter zu klären versuchen. Diese scheinen nicht nur hinsichtlich der zeitlichen Abläufe der unterschiedlichen Prozesse im Untersuchungsgebiet, sondern auch in bezug auf die Volumenberechnung der Bergsturzmasse von zentraler Bedeutung zu sein.

Weitere Erkenntnisse, besonders über die Verhältnisse im Untergrund, könnten Tiefbohrungen liefern. Die bisherigen Bohrungen im Untersuchungsgebiet wurden meist zur Klärung anderweitiger Fragen durchgeführt und waren nicht spezifisch auf das Flimser Bergsturzereignis ausgerichtet. Leider gibt es bis heute keine Bohrungen im zentralen Ablagerungsraum, die bis auf den Felsuntergrund reichen und entscheidende Hinweise auf die Mächtigkeit der Sturzmassen liefern könnten. Entsprechende geophysikalische Erkundungen könnten zur Bewertung der in dieser Arbeit gemachten Annahmen herbeigezogen werden. Vorzugsweise könnten zur Tiefenbestimmung seismische Untersuchungen und Kernbohrungen entlang der Rheinschlucht vorgenommen werden, so zum Beispiel bei der Bahnstation Versam.

Einen Unsicherheitsfaktor bei der Volumenberechnung stellt die Gleitfläche im Raum der nördlichen Ablagerungen dar. Auch hier könnten insbesondere Bohrungen Hinweise zu deren Gefälle und Verlauf liefern. Nicht nur für die Volumenfrage sondern auch für die Validierung der in dieser Arbeit dargestellten prä-Sturz Erscheinung des Vorderrheintals könnten dadurch zusätzliche Informationen gewonnen werden.

Die Erforschung des Flimser Bergsturzereignisses wird auch in Zukunft weitergehen. Es bleibt zu hoffen, dass die verborgenen Fragen und Antworten stückweise zu Tage treten und damit weiter zum Verständnis dieses aussergewöhnlichen Naturereignisses beitragen werden.

Literaturverzeichnis

ABELE, G. (1974). Bergstürze in den Alpen. *Wissensschaftliche Alpenvereinshefte, 25* , S. 230.

ABELE, G. (1970). Bergstürze und Flutablagerungen im Rheintal westlich Chur. *Der Aufschluss, 21, 11* , S. 345-359.

ABELE, G. (1991). Durch Bergstürze mobilisierte Muren und durch Muren transportierte Bergsturzmassen. *Österreichische Geographische Gesellschaft, Jahresbericht 1989/90* , S. 33-39.

ABELE, G. (1997). Rockslide movement supported by the mobilisation of groundwater-saturated vally floor sediments. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 41/1* , S. 1-20.

BILL, R., & FRITSCH, D. (1999). *Grundlagen der Geoinformationssysteme.* Karlsruhe: Wichmann.

BILL, R. & ZEHNER, M. L. (2001). *Lexikon der Geoinformatik.* Heidelberg: Wichmann

BLUMENTHAL, M. (1911). Geologie der Ringel-Segnesgruppe. In *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz NF 33* (S. 71).

CABERNARD, V., STOFFEL, M. & MONBARON, M. (2003). Der Fidazer Bergsturz von 1939. Analyse und Simulation. *Turbulenzen in der Geomorphologie, Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld* , S. 1-12.

CRUDEN, D. M. & VARNES, D. J. (1996). Landslide types and processes. *Landslides - Investigation and Mitigation* , S. 36-75.

DEPLAZES, G. (2005). Seesedimente auf der Flimser Bergsturzmasse: Ein neuer Ansatz zur Datierung der grössten Massenbewegung der Alpen. *Diplomarbeit* . ETH Zürich.

DEPLAZES, G., ANSELMETTI, F. & HAJDAS, I. (2007). Lake sediments deposited on the Flims rockslide mass: the key to date the largest mass movement of the Alps. *Terra Nova, Vol 19, No. 4* , S. 252–258.

DOORNKAMP, J. C. & KING, C. A. (1971). *Numerical Analysis in Geomorphology.* London: Edward Arnold.

ERISMANN, T. & ABELE, G. (2001). *Dynamics of Rockslides and Rockfalls.* Berlin, Heidelberg: Springer.

ESRI (2008). *ArcGIS 9.2 desktop help.* Abgerufen am 23. 2. 2008 von http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=welcome

FURRER, G., BURGA, C., GAMPER, M., HOLZHAUSER, H.-P. & MAISCH, M. (1987). Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. *Geographica Helvetica, Nr.2* , S. 61-91.

GREENWOOD, M. C. & HUMPHREY, N. F. (2002). Glaciated Valley Profiles: An Application of Nonlinear Regression. *Computing Science and Statistic, 34* , S. 452-460.

GRUNER, U. (2004) Klima und Sturzereignisse in Vergangenheit und Zukunft. *Bull. angew. Geol. 9/2*, S. 23- 37.

GRUNER, U. (2006). Bergstürze und Klima in den Alpen - gibt es Zusammenhänge? *Bull. angew. Geol. 11/2* , S. 25-34.

GSELL, R. (1976). Beitrag zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. *Jahrbuch der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden, 58* , S. 127-202.

HADLEY, J. B. (1964). Landslides and related phenomena accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959. U.S. Geological Survey Professional paper.

HEIM, A. (1932). *Bergsturz und Menschenleben.* Zürich.

HEIM, A. (1891). Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. In *Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz,25* (S. 233 ff., 448).

HEIM A. (1882). Über Bergstürze. *Neujahrsblatt der natruforschenden Gesellschaft Zürich* , S. 31.

HENGL, T. & EVANS, I. S. (2007). Mathematical and Digital Models of Land Surface. In T. Hengl, & H. I. Reuter, *Geomorphometry*. 19-37: Institute for Environment and Sustainability.

HUTCHINSON, M. (1988). Calculations of hydrologically sound digital elevation models. *Proceedings third internat. symposium on spatial data handling* (S. 117-133). Syndey: Internat. Geogaphical Union.

JAMES, L. A. (1996). Polynomal and Power Functions for Glacial Valley Cross Section Morphology. *Earth Surface Processes and Landforms, 21* , S. 413-432.

JEANNIN, P.-Y. & HÄUSELMANN, P. (2007). *Hydrogeologie des Gebietes von Flims und insbesondere des Lag la Cauma (Flims, GR).* La Chaux-de-Fonds: Schweizerisches Institut Für Speläologie und Karstforschung (SISKA).

JORDI, U. (1986). *Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch.* Bern: Geographica Bernensia.

KIPPEL, T. (2002). *Die Kiese in der Bonaduzer Fazies.* Diplomarbeit a.d. ETH Zürich.

LESER, H. (2003). *Geomorphologie.* Braunschweig: Westermann Schulbuchverlag.

LI, Y., LIU, G. & CUI, Z. (2001). Glacial Valley Cross-Profile Morphology, Tian Shan Mountains, China. *Geomorphology, 38* , S. 153-166.

LOUIS, H. & FISCHER, K. (1960). *Lehrbuch der allgemeinen Geographie - Allgemeine Geomorphologie.* Walter de Gruyter.

MAISCH, M. (1982). Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica* , S. 93-104.

MAISCH, M. (1984). Zur Gletschergeschichte Graubündens. *Übersicht zur spät- und postglazialen Klima-, Gletscher- und Vegetationsgeschichte Graubündens, Diss. Bot. 72 (Festschrift Welten)* , S. 90-100.

NABHOLZ, W. (1975). Geologischer Überblick über die Schiefersackung des mittleren Lugnez und über das Bergsturzgebiet Ilanz-Flims-Reichenau-Domleschg. *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., 42, 101, 37-54* .

OBERHOLZER, J. (1933). *Geologie der Glarneralpen. Beitrag zur Geologischen Karte der Schweiz NF 28,29.* Bern.

PATTYN, F. & VAN HUELE, W. (1998). Power Law or Power Flaw? *Earth Surface Prosesses and Landforms, 23* , S. 761-767.

PAVONI, N. (1968). Über die Entstehung der Kiesmassen im Bergsturzgebiet von Bonaduz-Reichenau (Graubünden). *Ecl. Geol. Helv., 61/2, S. 494-500* .

PENCK, A. (1901/1909). *Die Alpen im Eiszeitalter 2.*

PFIFFNER, O., HEITZMANN, P., LEHNER, P., FREI, W., PUGIN, A. & FELBER, M. (1997). Incision and backfilling of Alpine valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes. In O. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzmann, S. Mueller, & A. Steck, *Deep Structures of the Swiss Alpes - Results of the NRP 20* (S. 265-288). Basel: Birkhäuser.

POLLET, N. (2004). *Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses: Apports des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et dépôt. Application aux cas de La Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Austria).* Thèse. École Nationale des Ponts et Chaussées.

POSCHINGER, A. v. (2005). Der Flimser Bergsturz als Staudamm. *Bull. angew. Geol., Vol 10/1* , S. 33-47.

POSCHINGER, A. v. & HAAS, U. (1997). Der Flimser Bergsturz, doch ein warmzeitliches Ereignis? *Bull. angew. Geol., 2, 1, 35-46* .

POSCHINGER, A. v., MAISCH, M. & WASSMER, P. (2005). The Flims Rockslide: History of interpretation and new insights. *In: Evans, S.G., Sacarascia-Mugnozza, G., Strom, A. & Hermanns, R.L. (eds.), Massive Rock Slope Failure.Kluwer Academic Publishers* , S. 341-369.

PRAGER, C., ZANGERL, C., BRANDNER, R. & PATZELT, G. (2007). *Increased rockslide activity in the Middle Holocene? new Evidences from the Tyrolean Alps (Austria).*

SCHELLER, E. (1970). Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes. *Diss. Nr. 4560* . Zürich: ETH.

SCHMITTER-VOIRIN, C. (2000). Effects of the internal structure of a rock–avalanche dam on the drainage mechanism of its impoundment, Flims sturzstrom and Ilanz paleo-lake, Swiss Alps. *Mémoire de DEA, Univ. de Strasbourg* , 80.

SCHNEIDER, J.-L., POLLET, N., CHAPRON, E., WESSELS, M. & WASSMER, P. (2004). Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failure in Holocene sediments of Lake Constance. *Sedimentary Geology, 169* , S. 75-91.

SCHROTT, L., HUFSCHMIDT, G., HANKAMMER, M., HOFFMANN, T. & DIKAU, T. (2003). Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology, 55* , S. 45-63.

STAUB, R. (1938). Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. *Verh. Schweizer Naturforschende Gesellschaft Chur* , S. 60-85.

STAUB, W. (1910). Die Tomalandschaft im Rheintal von Reichenau bis chur. *Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft Bern, 22* , S. 1-28.

SVENSSON, H. (1959). Is the cross-section of a glacial valley a parabola? *Journal of Glaciology, 39* , S. 362-363.

VAN HUSEN, D. & FRITSCH, A. (2007). Der Begsturz von Wildalpen (Steiermark). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 147, 1+2* , S. 201-213.

VISSER, W. (1980). *Geological Nomenclature.* Den Haag, Boston, London: Royal Geological and Mining Society of the Netherland.

WAHBA, G. (1990). Spline models for Observational data. *Paper presented at CBMS-NSF Regional Conference Series in Applied Mathematics.* Philadelphia: Soc. Ind. Appl. Maths.

WASSMER, P., SCHNEIDER, J., POLLET, N. & SCHMITTER-VOIRIN. (2004). Effects of the internal structure of a rock-avalanche dam on the drainage machanism of its impoundment, Flims sturzstrom and Ilanz paleo-lake, Swiss Alps. *Geomorphology, Vol. 61* , S. 3-17.

WHEELER, D. A. (1984). Using Parabolas to Describe the Cross-Sections of Glaciated Valleys. *Earth Surface Processes and Landforms, 9* , S. 391-394.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: *Übersichtskarte des Vorderrheintalabschnitts zwischen Ilanz und Chur* *7*

Abbildung 2: *Übersichtskarte des Ausbruchgebiets und der Ablagerungsbereiche* *8*

Abbildung 3: *Raum Platta* *9*

Abbildung 4: *Raum Nagens - La Crappa* *10*

Abbildung 5: *Übersichtskarte des Raums Fidaz - Bargis* *11*

Abbildung 6: *Das Bargistal* *12*

Abbildung 7: *Übersicht des Hauptablagerungsraums mit der Rheinschlucht und den Bergsturzseen.* *13*

Abbildung 8: *Die Rheinschlucht* *14*

Abbildung 9: *Tektonische Übersicht im Untersuchungsgebiet* *15*

Abbildung 10: *Geologische Profilschnitte im Untersuchungsgebiet* *17*

Abbildung 11: *Geologische Karte des Rheintals Chur-Ilanz* *18*

Abbildung 12: *Quartärgeologie des Vorderrheintalabschnitts Tavanasa-Ems im Längsprofil.* *20*

Abbildung 13: *Karte der Gletscherstände im Raum Flims-Trin* *28*

Abbildung 14: *Flowchart der Vorgehensweise zur 3D-Geländerkonstruktion* *36*

Abbildung 15: *Beispiel eines Querprofils mit ausgewählten Referenzpunkten für die Regressionsgleichung* *39*

Abbildung 16: *Querprofil mit den durch polynomische Regression generierten Kurven für Polynome 3. bis 5. Grades* *39*

Abbildung 17: *Auswahl der Querprofile im Vorderrheintal* *40*

Abbildung 18: *Beispiel der Erstellung von zusätzlichen Referenzpunkten für die Polynomregression* *41*

Abbildung 19: *Herleitung zusätzlicher Referenzpunkte* *42*

Abbildung 21: *Schematische Darstellung der Generierung von Profilpunkten in Querprofilen des Segnestals* *44*

Abbildung 22: *3D-Darstellung der konstruierten Profilpunkte im Bereich des ehemaligen Segnestals* *45*

Abbildung 23: *Gerüst aus Stützpunkten für die Rekonstruktion des Segnestals* *46*

Abbildung 24: *Schematische Rekonstruktion der Val Turnigla* *47*

Abbildung 25: *3D-Darstellung der Stützpunkte für die Modellierung der Val Turnigla* *47*

Abbildung 26: *Raum Fil de Cassons* *49*

Abbildung 27: *Raum Murschetg* *50*

Abbildung 28: *Profil Val Buglina* *51*

Abbildung 29: *3D-Darstellung der Stützpunkte für die Geländerekonstruktion im Raum Murschetg* *51*

Abbildung 30: *3D-Darstellung digitaler Geländemodelle* *54*

Abbildung 31: Oberflächenrekonstruktion im Raum der erodierten Bergsturzablagerungen 58
Abbildung 32: Geländerekonstruktion im westlichen Teil der Rheinschlucht 59
Abbildung 33: Geländerekonstruktion im östlichen Teil der Rheinschlucht 60
Abbildung 34: Modell " Felsoberfläche" 62
Abbildung 35: Modell "Prä-Sturz" 64
Abbildung 36: 3D-Geländerekonstruktion des Prä-Flimsersteins 65
Abbildung 37: Geländekonstruktion im Raum Fil de Cassons: 66
Abbildung 38: Geländerekonstruktion im Raum Bargis 67
Abbildung 39: Geländerekonstruktion im Raum des ehemaligen Segnestals 68
Abbildung 40: Volumenberechnungen 71
Abbildung 41: Die Bergsturzstauseen 81
Abbildung 42: Prä-Flimserstein und relative Lage zur heutigen Topographie 97
Abbildung 43: Modell "Pos-Sturz" im Vorderrheintal 98
Abbildung 44: Modellierter Höchststand des Ilanzer Sees 99

Tabelle 1: Volumenangaben verschiedener Autoren zum Flimser Ereignis 70
Tabelle 2: Volumenangaben zum Flimser Bergsturz 72

Anhang

Digitale Daten

Der in dieser Arbeit verwendete Datensatz steht dem Geographischen Institut der Universität Zürich in einzelnen Abteilungen zur Verfügung. Das in dieser Arbeit verwendete DHM25 des Bundesamtes für Landestopographie ***swisstopo*** ist aus der Landeskarte 1:25'000 abgeleitet und basiert im Wesentlichen auf deren Genauigkeit. Vergleiche von "Modellhöhen" mit photogrammetrisch bestimmten Kontrollpunkten zeigen, dass im Mittelland und Jura die mittlere Abweichung 1.5 m beträgt, in den Voralpen und im Tessin 2 m und in den Alpen 3 m.

Verwendete Bohrdaten

Sondierbohrung Tavanasa (Kläranlage)

Auftraggeber: Gemeinde Brigels

Ort: Tavanasa, Koordinaten: ca. R: 725.300 / H 179.800

Datum: Bericht v. 21.10.1985

Firma der geologischen Aufnahme: Baugeologie Chur, Ausführung: Stump Bohr AG

Bohrtyp: Rammkernbohrung

Endtiefe: 4 Bohrungen B 1- B 4: 31,5 m, 40 m, 42,50 m, 32 m

Ausbau: Keine Angaben

Sondierbohrungen Rueun:

Bezeichnung: BJ 4"

Auftraggeber: Gemeindeverband Surselva

Ort: Rueun, Koordinaten: R 731.555 / H 181.751

Datum: 1983

Firma der geologischen Aufnahme: Büchi und Müller AG, Bericht Nr. 1547

Bohrtyp: keine Angaben

Endtiefe: 53 m

Ausbau: Keine Angaben

Tiefenbohrung Bonaduz

Auftraggeber: Amt für Gewässerschutz GR,

Ort: Bonaduz , Koordinaten: R 749.346 / H 187.244

Datum: 25.1 – 03.04.1980

Firma der geologischen Aufnahme: Büchi und Müller AG

Bohrtyp: Keine Angaben

Ausbau: Piezometerrohr

Grafiken

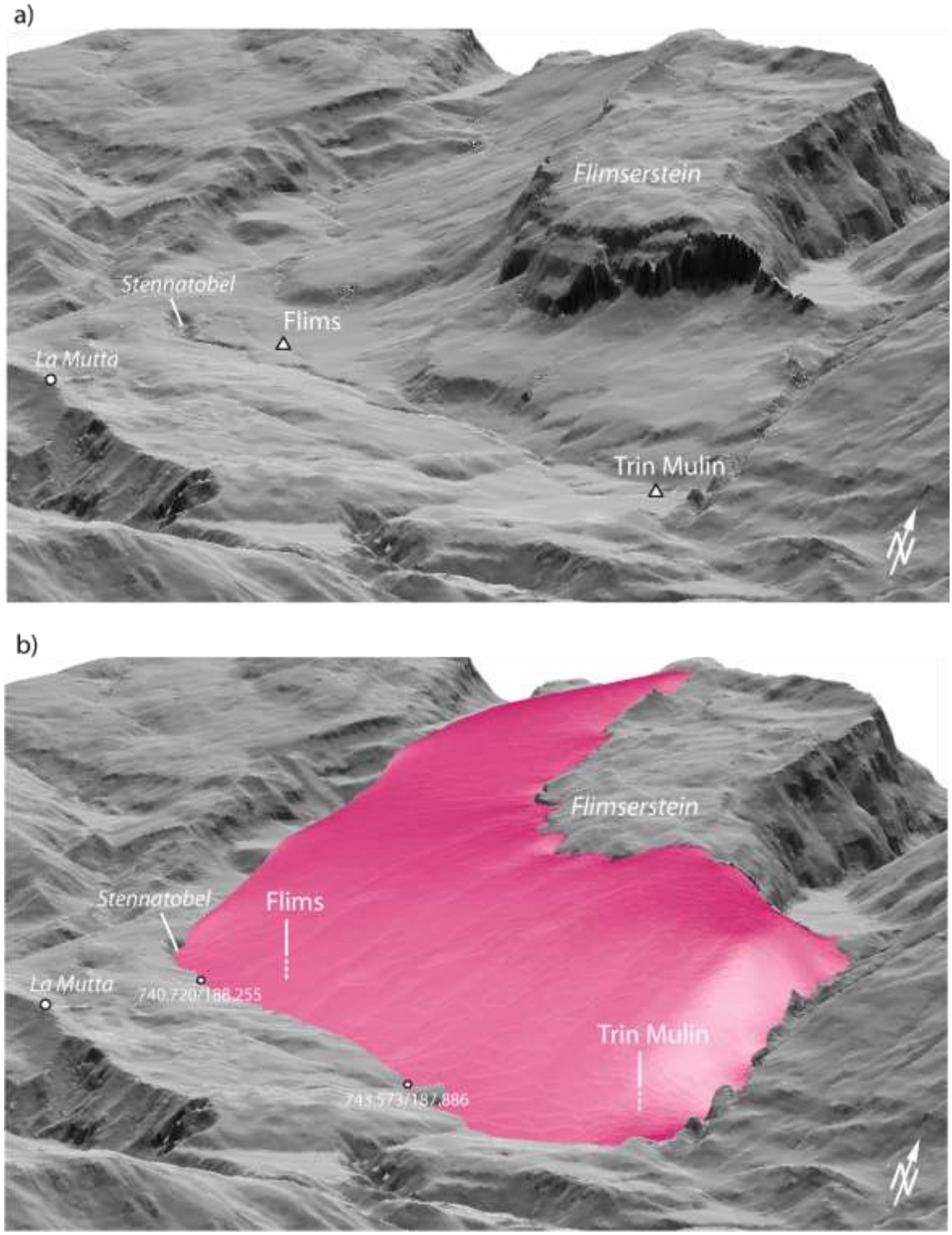


Abbildung 42: Prä-Flimserstein und relative Lage zur heutigen Topographie
a) DGM der heutigen Geländeoberfläche b) Prä-Flimsertstein mit dem mobilisierten Felskörper (rot), dargestellt im DGM des Modells "Heute".

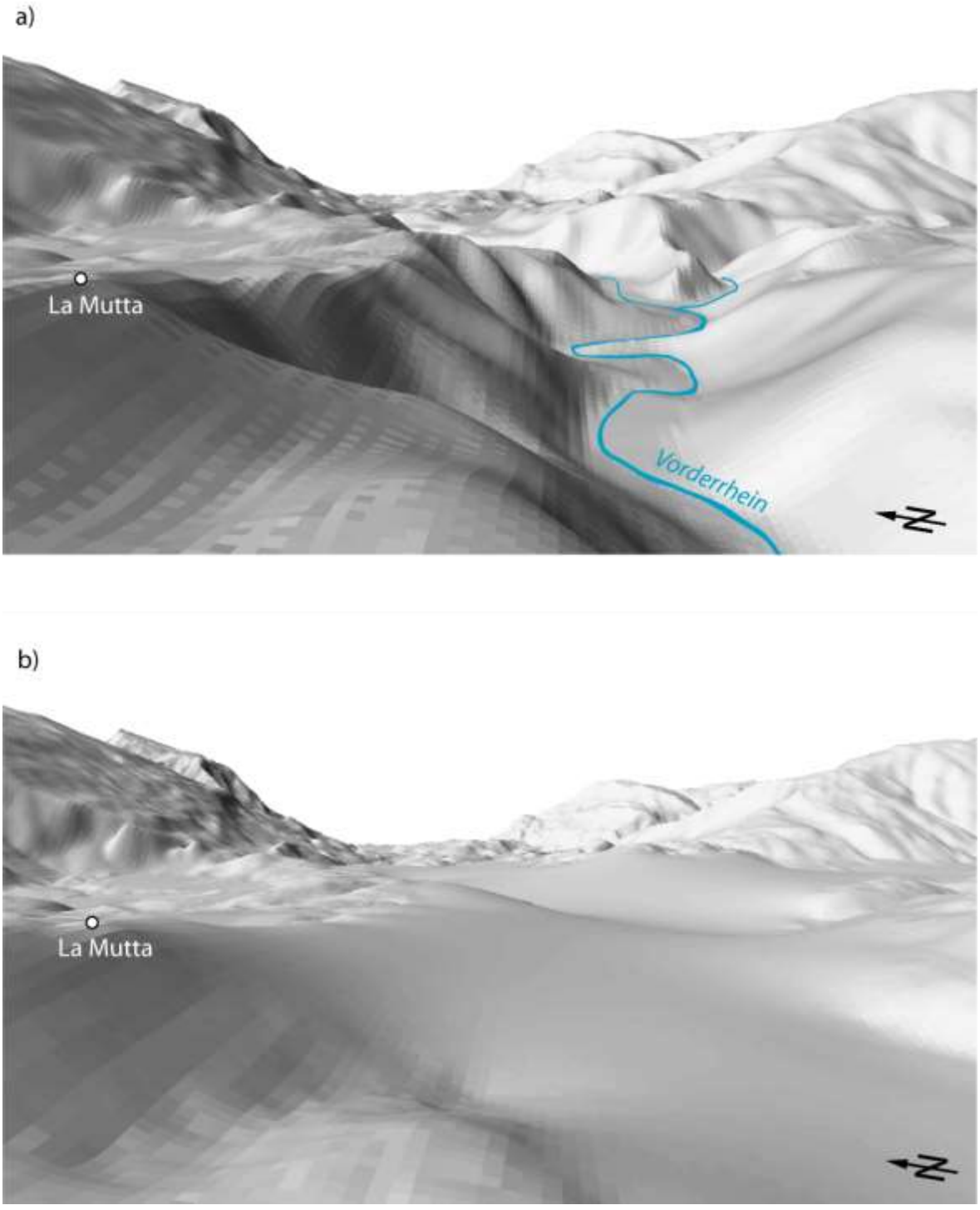


Abbildung 43: Modell "Post-Sturz" im Vorderrheintal

a) Geländeoberfläche im Modell "Heute" (geglättet) b) Geländeoberfläche im Modell "Post-Sturz". In diesem Abschnitt des Vorderrheintals erfolgte die grösste Erosionseinwirkung.

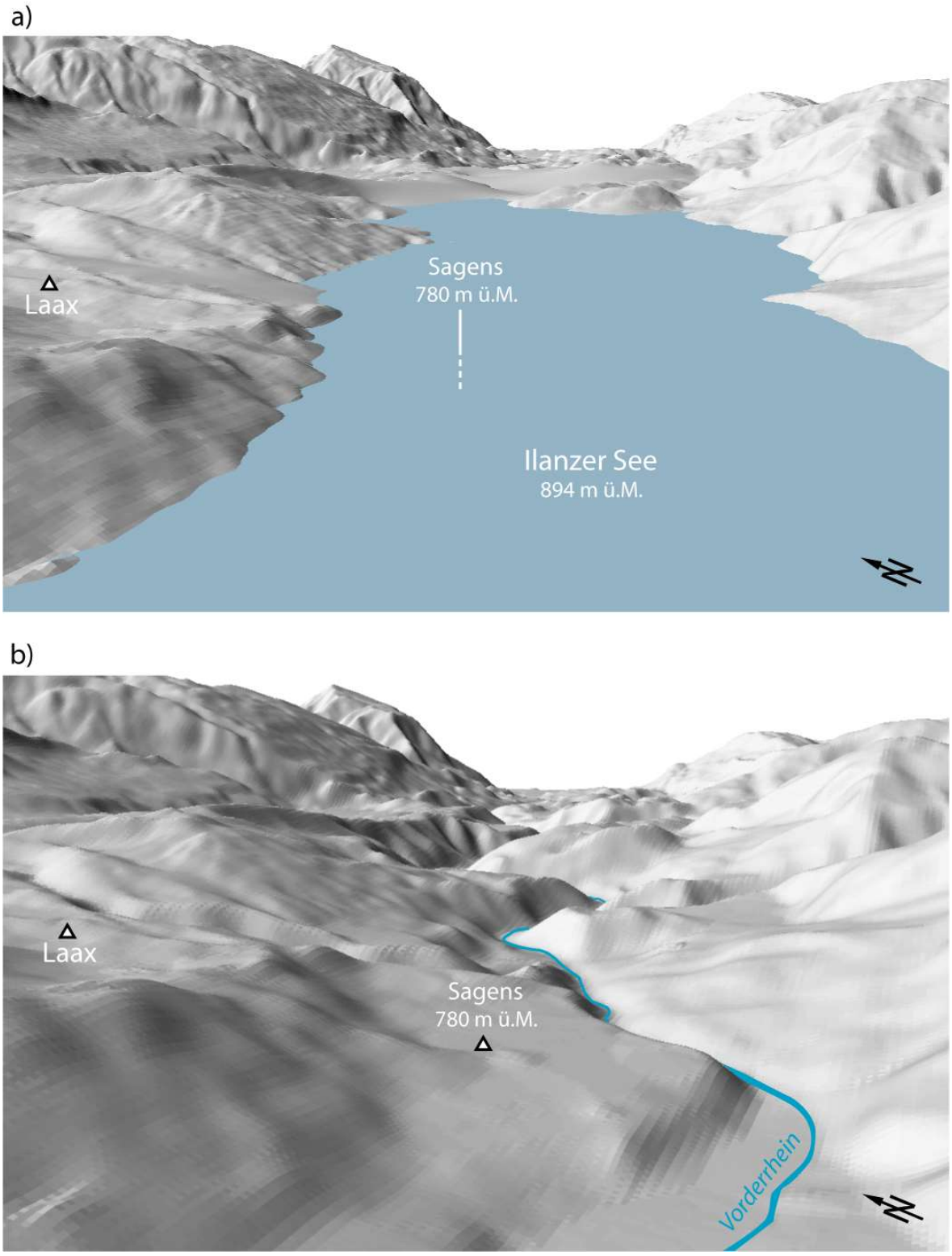


Abbildung 44: Modellierter Höchststand des Ilanzer Sees
a) Ausdehnung des Ilanzer Sees beim hypothetischen Höchstpegelstand von 894 m ü.M. b) DGM der heutigen Geländeoberfläche (geglättet)