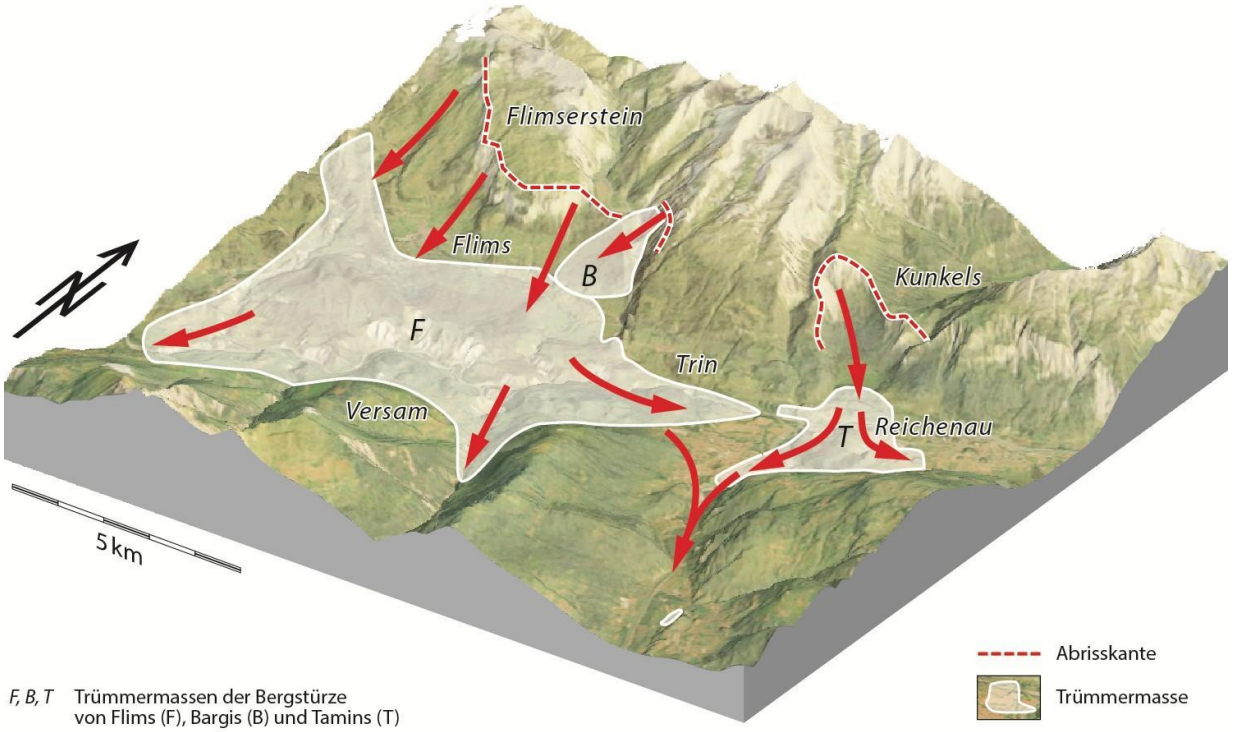
Die Bergstürze von Flims und Tamins

O. Adrian Pfiffner

Bergstürze und ihre Folgeerscheinungen prägen die Landschaft zwischen Chur, Ilanz/Glion und Thusis nachhaltig. Die Gletscher der letzten Eiszeit hatten das Tal ausgehobelt und vertieft, sodass die feste Felsunterlage auf etwa Meereshöhe zu liegen kam. Mit dem Abschmelzen der Gletscher wurde der Taltrog mit Lehm, Sand und Kies aufgefüllt. Es entstand ein ebener Talgrund auf etwa 500 m ü. M. [1, 2].

Die Bergstürze von Tamins (T) und Flims (F) lagerten gewaltige Mengen von Schutt im Talboden ab und stauten den Vorderrhein und Hinterrhein kurzzeitig. Die geografische Lage der beiden Bergstürze sowie des Nachsturzes von Bargis (B) sind im Blockdiagramm der Abb. 1 zu entnehmen.

Abb. 1 Blockdiagramm der Bergsturzregion



F, B, T Trümmermassen der Bergstürze von Flims (F), Bargis (B) und Tamins (T)

Taminser Bergsturz

Der älteste Bergsturz, jener von Tamins, baute einen Riegel quer durchs Rheintal bei Reichenau (Abb. 2). Dieser staute den Vorderrhein und den Hinterrhein bei Reichenau zum Bonaduzersee, welcher damals bis Ilanz/Glion und Thusis reichte und heute nicht mehr existiert. Der Seespiegel muss auf mindestens 680 m ü.M. gewesen sein. Die hufeisenförmige Abrissnische ist südöstlich des Kunkelspasses von Vogelstein-Säsagit-Garschlikopf leicht erkennbar. Abgestürzt sind hauptsächlich Malmkalke (unterer und oberer Quinten-Kalk), untergeordnet Sandsteine des Doggers, Triasdolomit (Röti-Dolomit) und permische Vulkanite. Diese Gesteinstypen lassen sich in der Bergsturztrümmermasse mühelos wiedererkennen [1, 2]. Das Gesamtvolumen der Trümmermasse unten im Tal beträgt etwa 1.2 km^3 [2]. Gemäss Datierung der Expositionsdauer einiger Felsblöcke durch kosmische Nuklide beträgt das Alter des Bergsturzes etwa 9420 Jahre, mit einer relativ grossen Unsicherheit von ±880 Jahren [2].

Geländebefunde zeigen dass der Taminser Bergsturz eindeutig älter ist als der Flimser Bergsturz [1. 2, 4]. Im Profilschnitt der Abb. 3 ist die Unterkante der Trümmermassen sowie deren Unterlage zu erkennen. Durch glazial bedingte Erosion kam die Felsoberfläche im Rheintal auf etwa das Meeresniveau zu liegen.Sedimente des Gletscherumfeldes füllten den Taltrog noch während das Eis schmolz bis auf etwa 500 m ü. M. wieder auf.

An der heutigen Erdoberfläche sind im Ablagerungsgebiet deutliche Geländeformen zu erkennen. Der grösste Hügelzug, Ils Aults, verläuft Nord-Süd in Richtung des Sturzes. Bei Tamins sind zwei quer zur Sturzrichtung verlaufende Rücken zu beobachten (Rascheu und Cartschitscha). Diese entstanden vermutlich durch ein Zerreissen der Sturzmasse während des Ereignisses, als sich der hintere (proximale) Teil der Sturzmasse verlangsamte [2]. Beim Aufprall auf den Gegenhang im Süden teilte sich die Sturzmasse auf. Ein Teil floss nach Osten, ein Teil nach Westen. Durch den Aufprall und den Fliessprozess wurde die Sturzmasse viel mobiler und breitete sich unter der Wirkung der Schwerkraft aus. Gegen Osten entstanden dabei durch weiteres Zergleiten des abgelenkten Trümmerstroms mehrere kleinere Nord-Süd verlaufende Rücken (die heutigen Hügel Crest'Aulta, Tuma Calchera und Tuma Lunga). Die Situation im Westen ist unklar, da hier die Wucht des nachfolgenden Flimser Bergsturzes die ursprüngliche Oberfläche der abgelenkten Trümmermasse vollständig überprägt hat.

Abb. 2 Der Taminser Bergsturz im digitalen Geländemodell

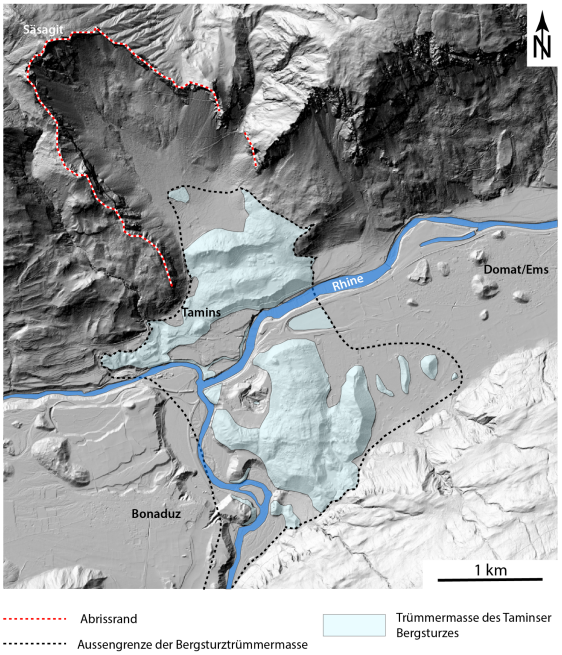
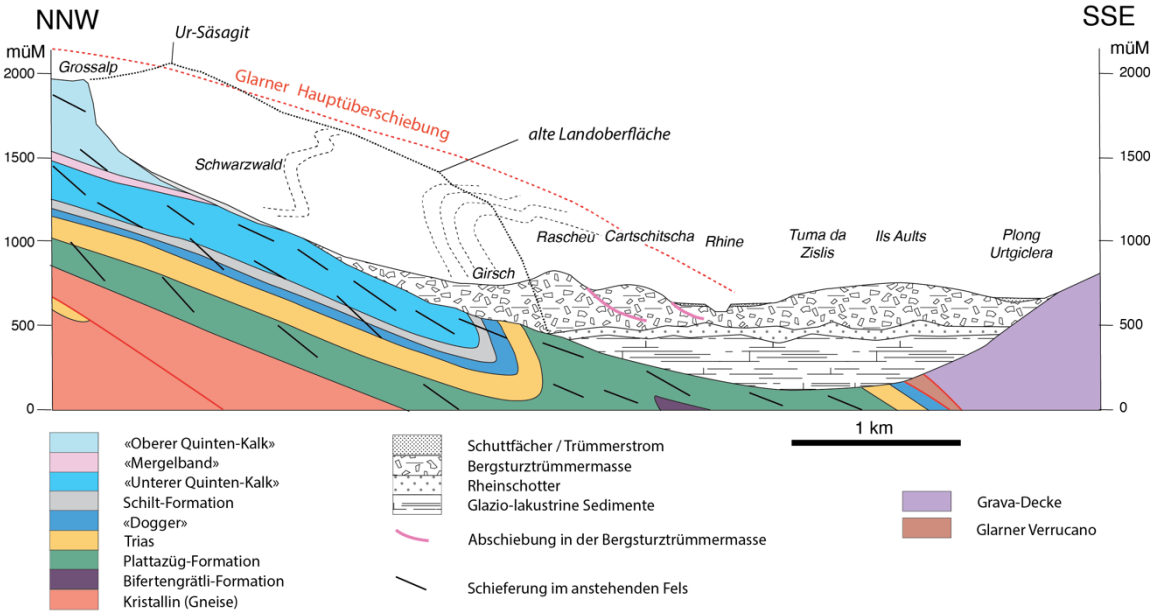


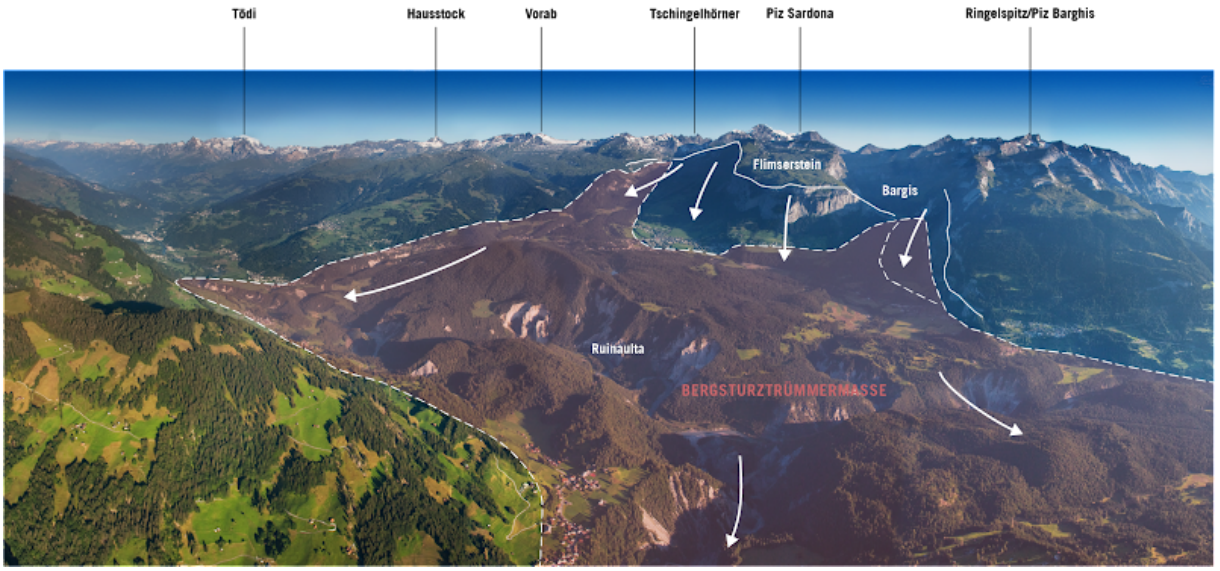
Abb. 3 Profilschnitt durch den Taminser Bergsturz



Flimser Bergsturz

Vor ca. 9400 Jahren stürzte der Bergsturz von Flims in die wassergetränkten Sedimente am Seeboden des damals existierenden Bonaduzersees und mobilisierte diese zu einem Brei. Der Brei ergoss sich nach Süden bis nach Thusis [1], prallte auch an die bereits abgelagerte Trümmermasse des Taminser Bergsturzes und schlug eine Bresche in diesen Riegel [2], der bis anhin den Bonaduzersee aufgestaut hatte. Dabei wurden grössere, noch kompakte Bergsturzpakete talabwärts mitgerissen und kamen bei Domat/Ems, Felsberg und Chur zuliegen. Diese Bergsturzpakete sind heute als Tumas (=Hügel) gut sichtbar. Andere Bergsturzpajkete wurden bis 10 km talwärts länges des Hinterrheins transportiert.

Abb. 4 Panoramaansicht des Flimser Bergsturzes



Die Flutwelle wälzte sich noch weiter talabwärts und kann heute sogar im Bodensee nachgewiesen werden [3]. Der Gesteinsbrei transportierte zudem grössere Bergsturzpakete des Taminser Bergsturzes nach Süden ins Domleschg bis Rodels/Realta.

Der Flimser Bergsturz staute seinerseits den Vorderrhein und den Glenner (ein Zufluss des Vorderrheins bei Ilanz) zum Ilanzersee. Dieser reichte bis nach Zignau resp. Peiden Bogn und war somit über 20 km lang und wurde seitlich durch Bäche teilweise mit Schutt gefüllt. Der Seespiegel lag längere Zeit auf 820 m ü.M. Der Ilanzersee füllte sich rasch und der Überlauf floss zuerst über den natürlichen Damm südlich von Flims zwischen den heutigen Bahnstationen Versam/Safien und Valendas/Sagogn, schnitt sich dann aber rasch in diesen ein [4]. Dadurch ergaben sich mehrere Ausbruchereignissse, bei welchen grosse Wasser- und Geröllmassen Richtung Reichenau und Chur flossen.

Der größte Bergsturz in den Alpen, der Flimser Bergsturz, bedeckt eine Fläche von gut 50 km^2 (vgl. Karte). Die Mächtigkeit des Trümmerstroms variiert naturgemäss. Sie dürfte im Zentrum maximal mehrere Hundert Meter betragen (vgl. Profilschnitt in Fig. 3). Das Gesamtvolumen des abgelagerten Trümmerstroms kann auf gut 11 km^3 geschätzt werden [4, 5].

Der Bergsturz löste sich vorne und seitlich vom Flimserstein und ergoss sich südwärts in das Vorderrheintal. Der Trümmerstrom prallte auf den Gegenhang und drängte sich in das gegenüberliegende Safiental. Im Vorderrheintal teilte sich der Trümmerstrom und ergoss sich sowohl nach Westen (Richtung Glion/Ilanz) wie auch nach Osten (Richtung Reichenau). Die Sturzmasse besteht zur Hauptsache aus jurassischen und kretazischen Kalken, untergeordnet aus Verrucano [4]. Diese Zusammensetzung widerspiegelt jene des Flimsersteins. Klar ersichtlich im Gelände ist die Abrisskante als prominente Felswand am Flimserstein, welche eine Höhe von bis zu 500 Metern aufweist. Die Gleitfläche an der Basis ist an einzelnen Stellen bei Flims direkt sichtbar. Sie folgt lokal der Schichtung im Quinten-Kalk, bildet aber lokale Stufen, so dass die Gleitfläche nach Süden fortlaufend in ein tieferes Niveau unter die Trümmermassen abtaucht und nicht mehr sichtbar ist [4].

Die Unterkante des Trümmerstroms ist meistenteils im Untergrund verborgen. Ausnahmen finden sich in der Rabiusaschlucht am Ausgang des Safientals sowie in der Val da Mulin („Laaxertobel“). In der Rabiusaschlucht wurden vom Trümmerstrom überfahrene Holzstücke gefunden, welche eine Datierung des Bergsturzereignisses erlaubten [6]. Datierungen wurden auch in den Sedimenten der Seen, die sich auf der Bergsturzmasse bildeten, gemacht [7]. Nach neuesten Berechnungen ereignete sich der Flimser Bergsturz im Zeitfenster vor 9475 bis vor 9343 Jahren, also kurz nach dem Taminser Bergsturz [8] und lange nachdem die Gletscher des Haupttales abgeschmolzen waren. Numerische Modellierungen deuten darauf hin, dass es sich in beiden Fällen um Einzelereignisse handelte. Die beiden Bergstürze sind wohl mit Geschwindigkeiten bis über 50 m/s und innerhalb weniger Minuten hinuntergestürzt [9].

Die Höhenlage der Unterkante der Haupttrümmermassen der beiden Bergstürze ist nicht einfach abzuschätzen. Aus Bohrungen und Reflexionsseismik wissen wir, dass die Felskante des Rheintales weiter talabwärts auf Meereshöhe und darunter liegt. Eine Extrapolation dieser glazialen Erosionsbasis in Richtung Flims ergäbe eine Unterkante von etwas über Meereshöhe (vgl. Profilschnitt in Fig. 3). In Anbetracht der langen Zeitspanne nach dem Abschmelzen der eiszeitlichen Gletscher aus dem Haupttal (ca. 15’000 Jahre vor heute) bis zu den beiden Bergsturzereignissen nimmt man an, dass das Tal zum Zeitpunkt der Bergstürze bereits wieder mit Sedimenten verfüllt war. Beim Niedergang der Sturzmasse wurden die noch weichen Sedimente aufgeschürft und weggepflügt [4]. Die im Profilschnitt in Abb. 5 angenommene Lage trägt diesen Überlegungen Rechnung, ist jedoch mit Unsicherheit behaftet.

Die Oberfläche der Sturzmasse ist durch zahlreiche trichterartige Vertiefungen und längliche Wälle gekennzeichnet. Einzelne Findlinge von Kristallin wurden früher als Beweis für ein nachträgliches Überfahren des Trümmerstroms durch einen spätglazialen Gletschervorstoss interpretiert. Das Fehlen jeglichen Moränenmaterials in den natürlichen Mulden und die Erhaltung von kleinmassstäblichen Oberflächenformen der Wälle sprechen jedoch dagegen. Die Findlinge dürften vor dem Niedergang des Bergsturzes auf der damaligen Oberfläche in einer Höhe von rund 2000 m ü.M. gelegen haben. Auf dieser Höhe finden sich auch im umliegenden Gebiet Findlinge aus demselben Gestein der Letzten Vergletscherung [1, 4].

Die Trümmermasse selbst besteht zu grossen Teilen aus zerrütteten Kalken, Der Grad der Zerrüttung ist aber beträchtlichen lokalen Unterschieden unterworfen [4]. Totale Zerrüttung verursachte ein weißliches Aussehen der Kalke, und beim Anschlagen mit dem Hammer zerfällt der Kalk in Gesteinssand und -staub. Solche Gesteine wurden auch als Bergsturzbrekzien angesprochen. An anderen Stellen sieht man an Felswänden von Weitem noch eine deutliche interne Struktur mit Schichtung und Falten. Solche wenig zerrütteten Gesteine können Bergsturzpakete von mehreren hundert Metern Durchmesser ausmachen.

Offenbar ist der Trümmerstrom beim Niederfahren nicht in ein allgemeines turbulentes Fliessen geraten. Vielmehr ist anzunehmen, dass sich die Trümmermasse als grössere Bergsturzpakete und Schollen bewegte, lokal aber vollständig zerbrach und anschliessend unter dem eigenen Gewicht kollabierte. Als Folge flossen Trümmermassen nach Westen Richtung Ilanz/Glion und nach Osten bis Bonaduz.

Nahe der Oberfläche war die Sturzmasse freier sich zu bewegen. Es entstanden Wälle und lokale Vertiefungen. Infolge der fehlenden Gesteinsüberlast konnten sich hier größere Gesteinsblöcke von mehreren Metern Durchmesser frei bewegen und rotieren. Diese Blöcke bilden eine bis 20 m mächtige Schicht oder Schale zuoberst in der Trümmermasse (ein sogenannter «carapace», siehe Abb. 5).

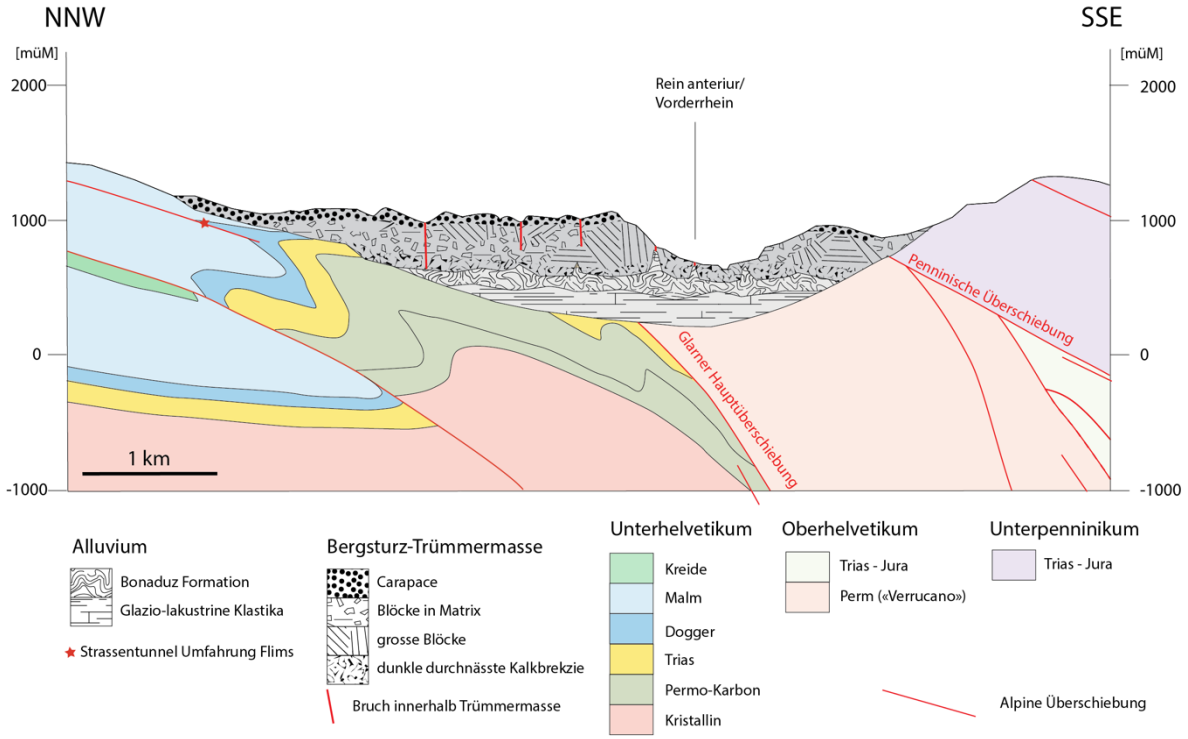
Es stellt sich die Frage nach den Ursachen dieser und anderer Bergstürze. Der Flimser Bergsturz ereignete sich lange nachdem das Eis der letzten Vergletscherung im Haupttal geschmolzen war. Das Verschwinden des seitlichen Haltes durch den Gletscher, welcher einst das ganze Tal ausfüllte, kann deshalb nicht der Grund für die Auslösung des Sturzereignisses gewesen sein. Das labile Gleichgewicht der Gesteine im Abrissgebiet kann durch mehrere Faktoren gestört worden sein: (1) Bereits bestehende Zerrüttung des Felsuntergrundes durch die Alpenbildung, (2) heftige Erdbeben und/oder Bergwasser aus niederschlagsreichen Perioden, (3) Belastungs- und Entlastungs Bewegungen hervorgerufen durch die Eismassen und deren Abschmelzen. Bei historischen Bergstürzen, wie etwa jener von Derborance (VS) im Jahre 1714, ist bekannt, dass sie durch Erdbeben ausgelöst wurden. Für diese zwei hier besprochenen viel älteren Ereignisse ist jedoch ein solcher Zusammenhang schwierig zu beweisen.

Auch für den Fall von Reibungsverminderung infolge erhöhter Wasserzirkulation und Wasserdruck gibt es historisch belegte Beispiele. Sehr gut dokumentiert ist dies für den Bergsturz von Arth-Goldau im Jahre 1806. Für ältere Bergstürze können paläoklimatische Daten Indizien liefern. Das Abschmelzen der Gletscher nach der letzten Eiszeit erfolgte im Laufe von sich ablösenden Kalt- und Warmphasen. Vor knapp 15'000 Jahren setzte eine Warmzeit ein (Bølling-Allerød), gefolgt von einer Kaltphase (Jüngere Dryas), und schliesslich setzte vor knapp 12'000 Jahren wieder eine Warmzeit ein, welche vor etwa 8’200 Jahren durch ein Kaltereignis unterbrochen wurde [10]. Die Temperaturwechsel und die damit einhergehende Belastung und Entlastung der Talflanken zermürben und schwächten den Felsuntergrund. Die Zirkulation von Wasser und Luft in sich öffnenden Spalten verstärkten diesen Effekt. Mehrere Bruchsysteme wurden schon zur Zeit der Alpenbildung angelegt. Zwei solcher Bruchscharen verlaufen parallel zur Abrissnische des Flimser Bergsturzes im Osten und Westen. Diese schon vor dem Sturzereignis bestehenden Bruchscharen waren sozusagen bereits existierende Schwächezonen, welche die Auslösung des Bergsturzes begünstigten und kontrollierten.

In der Zeit vor 9'800 bis vor 9'200 Jahren, kurz nach dem Einsetzen der Warmphase vor knapp 12'000 Jahren, gingen in den Zentralalpen mehrere größere Bergstürze nieder (Tamins, Flims und Köfels in den benachbarten Ostalpen), sodass ein gewisser Zusammenhang angenommen werden kann. Ein Erdbeben mag den letzten Anstoss für den Taminser Bergsturz gegeben haben und der Bergsturz selbst hat selbst wohl auch ein beträchtliches Beben ausgelöst.

Der Flimser Bergsturz ging kurz nach dem Taminser Bergsturz nieder. Die relative Abfolge der beiden Bergsturzereignisse ist gesichert, obschon der zeitliche Abstandgering ist. Für einen direkten Zusammenhang der beiden Bergstürze fehlen jedoch zwingende Hinweise.

Abb. 5 Profilschnitt durch den Flimser Bergsturz



Ruinaulta / Rheinschlucht

Als Folge des Flimser Bergsturzes stauten sich flussaufwärts Vorderrhein und Glenner und bildeten den Ilanzersee. Beim Überfliessen des vollen natürlichen Stausees schlängelte sich der Vorderrhein zunächst durch die Bergsturz-Trümmermasse. Schon bald vertiefte er eine Kerbe in die Trümmermasse, worauf ein Ausbruch erfolgte. Die Flutmasse ergoss sich als Trümmerstrom («debris flow») flussabwärts und hinterliess einen Schuttfächer, dessen Ablagerungen bis Reichenau verfolgt werden können. Auf diesem Schuttfächer wurden bei Tamins (Crestis) Mittelsteinzeitliche (mesolithische) Artefakte gefunden, die 9500 bis 9000 Jahre alt sind [11]. Dieses Alter ist nur unwesentlich jünger als der ca. 9400 Jahre alte Flimser Bergsturz. Offenbar hatte der Ilanzersee ein kurzes Leben bis zu seinem Ausbruch.

Abb. 6 Die Rheinschlucht / Ruinaulta (Quelle: Ruedi Homberger)



Die feineren Partikel der ausgebrochenen Flutmasse erreichten sogar den Bodensee und hinterliessen dort eine zweite Anomalie in den Ablagerungen. Diese im Bodensee ungewöhnlichen Ablagerungen wurden auf ein Alter von ca. 9400 Jahren datiert [3].

Der Vorderrhein schnitt sich im Laufe der Jahrtausende stufenweise in die Trümmermasse des Flimser Bergsturzes und kreierte dabei die grossartige Landschaft der Ruinaulta (Abb. 6). Heute weist der Vorderrhein ein Längsprofil auf, welches einen Gleichgewichtszustand anzeigt, weshalb keine weitere bedeutende Tiefenerosion zu erwarten ist. In weniger als 9000

Jahren entstand eine 300 Meter tiefe Schlucht, was einer durchschnittlichen Abtragungsrate von 3.3 cm pro Jahr entspricht. Das Vorhandensein von älteren Flusskiesen über dem heutigen Niveau des Vorderrheins weist darauf hin, dass die Tieferlegung des Flussbettes wahrscheinlich schrittweise erfolgte. Die seitliche Erosion des Vorderrheins ist immer noch im Gange. Man erkennt dies am seitlichen Einschneiden des Vorderrheins in den Prallhängen des mäandrierenden Flusses. An jenen Stellen vermag die natürliche Bewaldung nicht Schritt halten mit der Erosion. Die Anlage dieser Mäander dürfte auf den ursprünglichen, sich schlängelnden Verlauf des Vorderrheins während des ersten Überfliessens zurückzuführen sein.

Zitationsvorschlag:

Pfiffner, O.A. Die Bergstürze von Flims und Tamins (2023), UNESCO-Welterbe Tektonikarena Sardona

Literatur:

[1] Pfiffner, O.A. & Wyss, R. Geologischer Atlas 1:25'000 Blatt Reichenau, mit Erläuterungen (im Druck).

[2] Pfiffner, O.A., Ivy-Ochs, S., Mussina, Z., Aaron, J., Steinemann, O., Vockenhuber, Ch., Akçar,N. (2022) The Tamins rock avalanche (eastern Switzerland): timing and emplacement processes. Landslides, DOI 10.1007/s10346-022-02004-4.

[3] Schaller, S. et al. (2022) Postglacial evolution of Lake Constance: sedimentological and geochemical evidence from a deep-basin sediment core. Swiss J. Geosciences, 115/7, doi.org/10.1186/s00015022-00412-1.

[4] Pfiffner, O.A. (2022) The Flims Rock Avalanche: Structure and consequences. Swiss J. Geosciences, 115/24. https://doi.org/10.1186/s00015-022-00424-x
.

[5] Caprez, J. (2008) Das Flimser Bergsturzereignis: 3D-Geländekonstruktion und Volumenberechnung mit Huilfe von GIS. Unpubl. Master thesis, University of Zurich. 96 pp.

[6] v. Poschinger, A. & Haas, U. (1997) Der Flimser Bergsturz, doch ein warmzeitliches Ereignis? Bull. Angew. Geol., 2/1, 35-46.

[7] Deplazes, G., Anselmetti, F.S. & Jajdas, I. (2007) Lake sediments deposited on the Flims rockslide mass: the key to date the largest mass movement of the Alps. Terra nova, 19, 252-258. doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00743.x.

[8] Nicolussi, K., Spötl, C., Thurner, A. & Reimer, P.J. (2015) Precise radiocarbon dating of the giant Köfels landslide (Eastern Alps, Austria). Geomorphology, 243, 87-91. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.001.

[9] Aaron, J. Wolter, A., Löw, S. & Volken, S. (2020) Understanding Failure and Runout Mechanisms of the Flims Rockslide/Rock Avalanche. Front. Earth Sci., 8, 224. doi: 10.3389/feart.2020.0022.

[10] Stuiver, M., Grootes, P.M. & Braziunas, T.F. (1995) THE GISP2 ∂^{18}O Climate Record of the Past 16,500 Years and the Role of the Sun, Ocean, and Volcanoes. Quaternary Res. 44, 341-354.

[11] Seifert, M. (2013) Den Jägern auf der Spur – Mittelsteinzeit bei Tamins, Crestis. Archäologie Graubünden, 123-127.