



Bergstürze in Bayern



geologie



Bergstürze in Bayern

Bearbeiter:
Dr. Andreas von Poschinger

54 Seiten, 39 Abbildungen, Augsburg 2021

UmweltSpezial
Geologica Bavarica 121

Impressum

Bergstürze in Bayern

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160
86179 Augsburg
Tel.: 0821 9071-0
E-Mail: poststelle@lfu.bayern.de
Internet: www.lfu.bayern.de

Text:

LfU, Dr. Andreas von Poschinger

Bildnachweis:

LfU, Anna Feldtkeller: Abb. 14;
LfU, Dr. Stefan Glaser: Abb. 16;
LfU, Rosemarie Loth: Abb. 30;
LfU, Dieter Plass: Abb. 11;
LfU, Dr. Andreas von Poschinger: Abb. 2, 8–10, 18–29;
LfU, Iris Weigert: Abb. 1, 3–7, 12, 13, 15, 17, 31–39

Karten und Datenquellen:

Geobasisdaten:

© Bayerische Vermessungsverwaltung:
- Digitale Topographische Karte 1:50 000 (DTK50), 2018
- Digitale Topographische Karte 1:100 000 (DTK100), 2020
- Digitales Geländemodell 1 m Rasterweite (DGM1), 2018

Titelbild:

Der größte Bergsturz Bayerns hatte seinen Ursprung nahe dem heutigen Gipfel der Zugspitze. Die Ablagerungen reichen von oberhalb des Eibsees bis ins Tal rund um Grainau. Foto: Sabine Schulte/unsplash

Stand:

Oktober 2021

Diese Publikation wird kostenlos im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit der Bayerischen Staatsregierung herausgegeben. Jede entgeltliche Weitergabe ist untersagt. Sie darf weder von den Parteien noch von Wahlwerbern oder Wahlhelfern im Zeitraum von fünf Monaten vor einer Wahl zum Zweck der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für Landtags-, Bundestags-, Kommunal- und Europawahlen. Missbräuchlich ist während dieser Zeit insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken und Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist gleichfalls die Weitergabe an Dritte zum Zweck der Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die Publikation nicht in einer Weise verwendet werden, die als Parteinahme der Staatsregierung zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden könnte. Den Parteien ist es gestattet, die Publikation zur Unterrichtung ihrer eigenen Mitglieder zu verwenden.

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Alle Rechte sind vorbehalten. Die publizistische Verwertung der Veröffentlichung – auch von Teilen – wird jedoch ausdrücklich begrüßt. Bitte nehmen Sie Kontakt mit dem Herausgeber auf, der Sie – wenn möglich – mit digitalen Daten der Inhalte und bei der Beschaffung der Wiedergaberechte unterstützt.

Diese Publikation wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Für die Inhalte fremder Internetangebote sind wir nicht verantwortlich.



BAYERN|DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung. Unter Tel. 089 122220 oder per E-Mail unter direkt@bayern.de erhalten Sie Informationsmaterial und Broschüren, Auskunft zu aktuellen Themen und Internetquellen sowie Hinweise zu Behörden, zuständigen Stellen und Ansprechpartnern bei der Bayerischen Staatsregierung.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	5
Abstract	5
1 Einleitung	6
2 Über Bergstürze	7
2.1 Was ist ein Bergsturz?	7
2.2 Gibt es heute noch Bergstürze?	7
2.3 Weshalb gibt es Bergstürze?	8
2.4 Sind Bergstürze vorhersagbar?	8
2.5 Wie weit reichen Bergstürze?	9
2.6 Was passiert im Umfeld eines Bergsturzes?	10
2.7 Was für ein Erbe hinterlässt ein Bergsturz?	11
2.8 Wo kann man mehr zum Thema Bergstürze erfahren?	12
3 Die Bergstürze in Bayern	13
3.1 1 Eibsee-Grainau	15
3.2 2 Marquartstein	17
3.3 3 Hallthurm	20
3.4 4 Hintersee	22
3.5 5 Beim Steingerümpel	25
3.6 6 Tumuluslandschaft	27
3.7 7 Himmelschrofen	29
3.8 8 Graswang	31
3.9 9 Im Boschet	33
3.10 10 Soiernsee	35
3.11 11 Ruhpoldinger Märchenwald	37
3.12 12 Vordere Blaue Gumppe	39
4 Fragliche Bergstürze in Bayern	41
4.1 13 Hirschberg	41
4.2 14 Padingeralm	42
4.3 15 Schwarzbachwacht	43
4.4 16 Steinklammern	44
4.5 17 Moosebnetgraben	45
4.6 18 Teufelstättkopf	46
4.7 19 Rauschberg	47
4.8 20 Auracher Köpferl	48
5 Fazit zu Bergstürzen in Bayern	50
6 Literaturverzeichnis	52

Kurzfassung

Bergsturz ist ein komplexer Begriff, der zunächst erläutert werden muss. Nur sehr große und hoch dynamische Ereignisse können tatsächlich als Bergsturz bezeichnet werden. Die vorwiegenden Ursachen für einen Bergsturz liegen in den lang anhaltenden Prozessen Lastumlagerung und Verwitterung. Auch langdauernde Klimaveränderungen mit Änderungen des Permafrostregimes in größeren Höhen werden als Ursachen von Bergstürzen diskutiert. Der Auslöser ist hingegen ein spontaner Anlass wie beispielsweise ein Starkregen oder ein Erdbeben. Mit möglichst guter Kenntnis der Mechanismen können oftmals Prognosen zum Eintreten und zur Reichweite von Bergstürzen gemacht werden. Dabei sind die sekundären Folgeprozesse wie beispielsweise Überflutungen oder durch Bergsturz ausgelöste Murströme zu berücksichtigen, die den eigentlichen Ablagerungsbereich um ein Vielfaches übertreffen können.

Als Beispiele aus Bayern werden zwölf weitgehend gesicherte Bergstürze jeweils kurz vorgestellt. Es folgen noch acht weitere, die möglicherweise einen Bergsturz darstellen, deren Entstehung aber nicht eindeutig gesichert ist. Der größte Bergsturz in Bayern liegt um den Eibsee, der jüngste im davon nicht weit entfernten Reintal.

Abstract

Large rockslides are not common in Bavaria, but there are some examples in the northern Calcareous Alps. The largest rockslide (Eibsee) has a source on the north face of Zugspitze Mountain, and the most recent one, sourced at Reintal East of Zugspitze, happened about 200 years ago. After a general introduction providing context, the primary and secondary effects of rockslides in the Bavarian Alps are described and their causes discussed. Improved knowledge of these potentially disastrous landslides is crucial for forecasting future events, not only in Bavaria but also in other mountainous regions.

1 Einleitung

Die Gebirgsbildung hat die Alpen erst in geologisch junger Zeit aufgeschoben und die Alpen heben sich noch immer leicht an. Daher sind Abtragungsprozesse unausweichlich und als ganz natürliche Vorgänge zu sehen. Bergstürze leisten hierzu ihren Beitrag. Sie sind in Bayern ein sehr seltenes Phänomen, aber offensichtlich geht von Ihnen eine besondere Mystik aus. Menschen sind von Bergstürzen grundsätzlich beeindruckt, wohl insbesondere wegen der Bedrohlichkeit dieser gigantischen Naturgewalten. Bergstürze sind auf ihrem Weg technisch nicht aufhaltbar und somit weit jenseits aller menschlichen Schutzmöglichkeiten. Die Ohnmacht des Menschen gegenüber großen Naturkatastrophen wird dadurch – wieder einmal – offenbart.

Die Ablagerungen von früheren Bergstürzen bilden allerdings auch ganz besondere Landschaftsformen. In den lokal als Zauberwald oder Märchenwald bezeichneten Blocklandschaften mit ihren Höhlen und Spalten gedeihen die Mythen und Sagen über Elfen und Feen, über Riesen und Zwerge, über Kobolde, Berggeister und Hobbits. Die in Bayern meist gut zugänglichen Bergstürze haben zudem eine hohe wissenschaftliche Bedeutung. Nur anhand des Studiums der bereits abgelauften Prozesse und Mechanismen können Prognosen über zukünftige Ereignissen erfolgen. Damit kann ein alter, schon lange überwachsener Bergsturz in Bayern möglicherweise mit dazu beitragen, dass morgen in ganz anderen Teilen der Welt durch eine gute Prognose Menschenleben gerettet werden.

2 Über Bergstürze

2.1 Was ist ein Bergsturz?

Wenn man den Begriff „Bergsturz“ verwendet, übertreibt man eigentlich maßlos. Heim (1932) hatte schon darauf hingewiesen, dass es nicht ein ganzer Berg ist, der da abstürzt, sondern nur Teile davon. Es ist auch nicht immer ein Sturzprozess, der da abläuft, sondern meistens eine Kombination der mechanisch zu unterscheidenden Prozesse Stürzen, Gleiten und Fließen, wobei das Stürzen ganz untergeordnet sein kann. Der Begriff Bergsturz hat sich allerdings eingebürgert, wenn er auch nicht immer korrekt verwendet wird. Nach einer inzwischen weithin anerkannten Definition von Abele (1974) sind Bergstürze *„Fels- und Schuttbewegungen, die mit hoher Geschwindigkeit (in Sekunden oder wenigen Minuten) aus Bergflanken niedergehen und im Ablagerungsgebiet ein Volumen von über 1 Mio. m³ besitzen oder eine Fläche von über 0,1 km² bedecken“*.

In der englischsprachigen Literatur gibt es keine direkte Übersetzung zum Begriff Bergsturz. Man würde von einem „large rockslide“ oder auch „large rock slope failure“ sprechen. „Rock avalanche“ hingegen würde nur solche Bergstürze betreffen, die auch eine erhebliche turbulente Bewegung erfahren haben. Für Ereignisse mit besonders ausgeprägter Fließbewegung hat Heim (1932) den Begriff „Sturzstrom“ eingeführt. Typisch für einen Sturzstrom ist das von Heim detailliert beschriebene Ereignis von Elm im Jahr 1881. Dabei hat die stark aufgelockerte Sturzmasse einen trockenen Fließprozess erfahren und die Ablagerungen zeigten entsprechende Fließformen.

Um eine bildliche Vorstellung von der Dimension eines Bergsturzes mit über 1 Mio. m³ zu haben, kann man sich einen Würfel mit 100 m Kantenlänge bzw. von je 1 Hektar Oberfläche vorstellen. Als anschaulicher Volumensvergleich könnte die Allianz-Arena in München dienen, die insgesamt ein Volumen von etwa 3 Mio. m³ hat.

Der größte in den Alpen bekannte Bergsturz, der inzwischen recht genau auf rund 9.450 Jahre vor heute datierte Flimser Bergsturz, hat ein Volumen von etwa 10 km³, also 1×10^{10} m³ bzw. Zehntausend mal das Mindestvolumen eines Bergsturzes von 1 Mio. m³ (Poschinger et al. 2020). Dies entspricht etwa dem Volumen des gesamten Matterhorns.

2.2 Gibt es heute noch Bergstürze?

Bergstürze sind aufgrund der riesigen Dimensionen und der damit verbundenen Zerstörungskraft gefürchtete Prozesse. Alpenweit sind sie nicht einmal selten. Rein statistisch gesehen kommt etwa alle fünf Jahre ein Bergsturz in den Alpen vor. Die letzten Bergstürze in den Alpen waren:

- Piz Cengalo, Bondo (Schweiz), 2017, Volumen 3 Mio. m³
- Dent du Midi, Val d’Illiez (Schweiz), 2006, Volumen 1 Mio. m³
- Punta Thurwieser, Val Zebrú (Italien), 2004, Volumen 2,5 Mio. m³
- Brenva, Mont Blanc Massiv (Frankreich), 1997, Volumen 2 Mio. m³, teils Eissturz
- Sandalp, Tödistock (Schweiz), 1996, Volumen 1,75 Mio. m³
- Val Pola, Veltlin (Italien), 1987, Volumen 40 Mio. m³.

Der nicht ganz zutreffend oft auch als Bergsturz bezeichnete Felsabgang in Randa (CH) 1991 mit einem Volumen von 40 Mio. m³ war eine Abfolge etlicher großer Felsstürze. Sie bildeten einen steilen Kegel am Hangfuß und haben nicht, wie bei Bergstürzen aufgrund der hohen Dynamik üblich, das ganze Tal durchquert.

2.3 Weshalb gibt es Bergstürze?

Die erste Ursache eines Bergsturzes ist grundsätzlich in der Gebirgsbildung zu suchen, die infolge der Heraushebung der Gebirge die potentielle Energie für einen Absturz bereitgestellt hat. Die Erosion hat dann die notwendig steilen Hänge geschaffen, wobei sowohl Gletscherschurf, als auch Flusserosion ihren Beitrag geleistet haben. Die notwendige Energiemenge konnte sich jedoch nur in eher kompakten, weitgehend stabilen Gesteinen anstauen. Mürbe Gesteinseinheiten verwittern so stark, dass seltener mit Bergstürzen zu rechnen ist. Der kleinstückig verwitternde Hauptdolomit formt beispielsweise Berge, die in ihrem eigenen Schutt ertrinken, aber seltener große Abstürze produzieren.

Die nächste Ursache ist Materialentspannung und Lastumlagerungen. Wie nahezu jeder Feststoff unterliegt auch harter Fels einem unmerklich langsamen Kriechprozess. Nach der Eiszeit vor etwa 15.000 Jahren blieben durch den Gletscherschurf gebildete frische Talflanken zurück, entlang derer sich Spannungen erst langsam abbauen. Typischerweise entstehen dabei sogenannte Talklüfte, also nicht-tektonische Entspannungsklüfte, die etwa parallel zur Hangoberfläche verlaufen. Bei Tunnelbauten wurden solche Talklüfte bis in etliche Zehnermeter Tiefe angetroffen. Auch die früheren eiszeitlichen Permafrostbedingungen können zu Kluftöffnungen geführt haben. Diese langsamen Kriechprozesse bereiten Wege für die Verwitterung im Bergesinneren. Durch Kalklösung oder Mineralumwandlungen werden dabei bisher stabile Materialbrücken geschwächt. Dieser schleichende Prozess verläuft unmerklich in Jahrhunderten bis Jahrtausenden. Die von Natur aus nur geringen Stabilitätsreserven gehen als Folge irgendwann gegen Null. Dann bedarf es oftmals nur eines geringen Anlasses, um einen Absturz auszulösen.

Als Anlass oder Auslöser kommen kurzfristige Laständerungen in Frage. Dies kann ein Erdbeben sein, was bei uns in Südbayern jedoch selten die erforderliche Intensität erbringt. In Frage kommen auch starke Niederschläge oder Schneeschmelze, die zum Aufbau eines höheren Kluft- oder Porenwasserdruckes im Untergrund führen.

Das oft von Medien zitierte Auftauen des Permafrosts durch die Klimaerwärmung kann in Einzelfällen in sehr hohen Lagen zur Auslösung eines Bergsturzes führen. In Bayern kommt Permafrost jedoch heute ohnehin nur noch ganz vereinzelt in den höchsten Regionen, also im Allgäuer Hauptkamm, im Zugspitz- und im Watzmanngebiet vor. Kritisch ist dabei wahrscheinlich weniger das Verschwinden von verbindenden Eisbrücken als die Veränderung der hydrologischen Verhältnisse im Inneren des Berges, die zum Aufbau eines Wasserdrucks führen kann.

2.4 Sind Bergstürze vorhersagbar?

Bergstürze kommen in vielen Fällen nicht unverhofft. Bei den meisten historischen Ereignissen wird von deutlichen Warnzeichen berichtet. Dies können vorausgehende erhöhte Steinschlagaktivitäten sein (Beispiel Piz Cengalo 2017) oder die Öffnung von Spalten und Rissen (Beispiel Val Pola 1987). Von den Bergstürzen von Elm (1881) und von Art-Goldau (1806) wird unter anderem von Heim (1932) berichtet, dass bereits tagelang vor dem Absturz laute Knallgeräusche zu hören waren. Es dürfte die Regel gelten, dass sich gerade sehr große Sturzmassen durch Vorbewegungen langsam aber merklich auf den Absturz vorbereiten müssen. Solche Anzeichen wurden jedoch sowohl in Elm, als auch in Art-Goldau aus Unkenntnis ignoriert, was 234 (in Arth-Goldau) bzw. 114 (in Elm) Menschen das Leben gekostet hat. Heute sollten solche Phänomene unbedingt Beachtung finden und sorgfältig überprüft werden. Allein schon eine ungewöhnliche Häufung von Steinschlag sollte Anlass zu einer Überprüfung des Anrissgebietes sein.

Wenn schon aufgrund von ersten Anzeichen ein Verdacht besteht, können heute mit modernen Messmethoden oftmals recht genaue Vorhersagen getroffen werden. Neben den vielfältigen geodätischen und geotechnischen Verfahren können außerdem geophysikalische Methoden wie Mikro-seismik und -akustik eingesetzt werden.

Nach dem Abgang eines Bergsturzes kommt es fast unweigerlich zunächst zu Nachbrüchen aus der frischen Ausbruchnische. In Elm hatte beispielsweise ein Zweitereignis die Rettungsmannschaft des kurz vorher abgegangenen Erstereignisses erfasst und getötet. Frische Anbruchnischen sind grundsätzlich zunächst instabil. Die Verwitterung muss dort erst wieder eine neue (Semi-) Stabilität herbeiführen. Zudem verbleiben oftmals noch Reste von bewegten Massen in der Anbruchnische hängen. Solche Relikte finden sich hinter sehr vielen Anbruchkanten von Bergstürzen. Sie sind durch Geländestufen oder hangparallele Rinnen, sogenannte Nackentäler gekennzeichnet. Auch liegen oft Spalten, sogenannte Bergzerreissungen hinter oder neben den Anbruchkanten. Weshalb diese Partien zwar angebrochen und bewegt, jedoch nicht mit abgestürzt sind, ist weitgehend unklar. Auch kann kaum eine Aussage über deren langfristige Stabilität gemacht werden.

2.5 Wie weit reichen Bergstürze?

Als Maß der Mobilität und somit der Reichweite von Bergstürzen hat Heim (1932) den sogenannten Fahrböschungswinkel eingeführt. Dies ist der Winkel, den die Verbindungslinie von der oberen Anbruchkante bis zum Ende der Ablagerung zur Horizontalen beschreibt, wobei die Linie dem möglicherweise gebogenen Lauf der Sturzmassen folgt (s. Abb. 1). Heim weist schon darauf hin, dass diese Linie nur eine ungenaue Annäherung an den Prozess liefert, da mechanisch gesehen die Verbindungslinie der Massenschwerpunkte vor und nach der Ablagerung gebildet werden müsste. Da diese aber kaum mehr festzustellen sind, ist der Fahrböschungswinkel ein vertretbares überschlägiges Hilfsmittel zur Bestimmung der Mobilität.

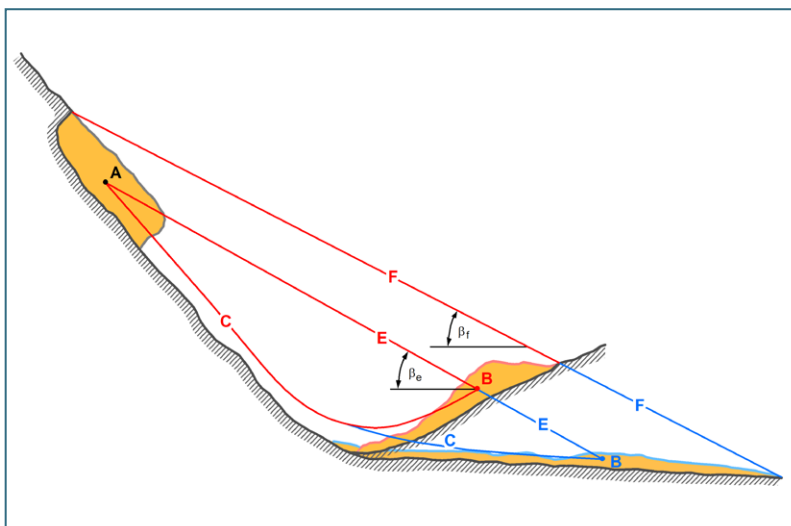


Abb. 1:
Die Fahrböschung F als Verbindungslinie zwischen oberer Anbruchkante und weitester Ablagerung bildet nach Heim (1932) eine Annäherung an die Energielinie E mit der Verlagerung des Massenschwerpunktes A über den Weg C nach B.

Die Reichweite als das Ergebnis einer bestimmten Mobilität wird zunächst durch das Material der Sturzmasse bestimmt. Sehr grobblockiges rigides Material hat eine geringere Mobilität. Beim Vorkommen von leichter zerbrechlichem Material, das einen höheren Feinanteil in der Sturzmasse liefern kann, steigt die Mobilität stark an. Ein klassisches Beispiel ist hierzu wieder der Bergsturz von Elm 1881, bei dem helvetische Schiefer abgestürzt sind und zum hochmobilen Sturzstrom wurden.

Solches mobilisierendes Material, das auch aus Eis bestehen kann, kann zudem auf dem Weg talwärts aufgeschürft und in die Sturzmasse integriert werden (Mitchell et al. 2020).

Mit zunehmendem Volumen erhöht sich ab etwa 100 Mio. m³ die Mobilität oftmals erheblich. Zunächst dürften der höhere Druck und die mechanische Belastung zu einem stärkeren Zerbrechen und somit zu höherem Feinanteil führen. Dies allein reicht als Erklärung jedoch nicht aus. Es bestehen mehrere Theorien, weshalb bei sehr großen Volumina so hohe Reichweiten erzielt werden können. Dabei könnte unter anderem Reibungshitze (Hu et al. 2019) oder sogar das am Beispiel des Bergsturzes von Köfels nachgewiesene Aufschmelzen von Gestein (Erismann & Abele 2001) eine Rolle spielen.

Neben dieser materialbedingten Mobilität ist die Reichweite auch durch die Form des Ablagerungsgebietes bestimmt. Ein Anprall an einem Gegenhang führt zwangsläufig zu einem Abbau von Energie, während ein freier Auslauf in einer Ebene oder entlang des Tales größere Reichweiten ermöglicht (siehe Abb. 1).

Die Geschwindigkeit der Sturzmassen ist wohl ebenso volumenabhängig. Nach Erismann & Abele (2001) sind rechnerisch maximale Geschwindigkeiten bis in eine Größenordnung von 100 m/s (= 360 km/h) möglich. Durch seismische Aufzeichnungen von den Erschütterungen während eines Sturzereignisses am Mt. Seller (Alaska) wurden etwas geringere Werte inzwischen auch messtechnisch bestätigt (Moretti et al. 2012).

2.6 Was passiert im Umfeld eines Bergsturzes?

Mit der Umgrenzung der Sturzablagerung ist der Gefährdungsbereich noch nicht ausreichend gekennzeichnet. Talwärts können Massen, die durch das Ereignis mobilisiert wurden, eine noch viel größere Ausdehnung haben. So sind die Schäden beim Bergsturz am Piz Cengalo im Tal in Bondo erst durch Muren entstanden, die der Bergsturz ausgelöst hat. Extrem waren die talauswärtigen Sedimenttransporte beim Flimser Bergsturz, bei dem in 20 Kilometer Entfernung von der Stirn der Sturzmassen noch Ablagerungen von murartigen Sedimentströmen in über 10 m Mächtigkeit zu finden sind.

Da ein typischer Bergsturz ein Tal abzuriegeln vermag, sind Bergsturzstauseen die Folge. Die Überflutung des flussaufwärts gelegenen Stauraumes ist dabei nur eines der auftretenden Probleme. Gefährlicher sind der dann mögliche Durchbruch des nicht konsolidierten Dammes und das Entstehen einer Flutwelle (Evans et al. 2011). Dann sind weite Talbereiche unterhalb der Ablagerung hoch gefährdet.

Ein weniger bekannter Sekundäreffekt ist der Windstoß, von Heim (1932) als Windschlag bezeichnet wurde. Bei einem Bergsturz werden große Massen von Luft verdrängt, die dann alles in ihrem Weg mitreißen können. Im Umfeld rezenter Bergstürze sind umgeworfene Bäume bekannt, für Menschen könnte allein schon die Druckwelle tödlich sein. Auch wurde eine Art Sandstrahleffekt beobachtet, bei dem die Luftmassen Sandpartikel mit hoher Geschwindigkeit transportieren. Dies führt zu Abrieb an weichen Hindernissen wie etwa Baumrinden, welche auch mit Sandkörnern regelrecht gespickt sein können. Der Feinanteil führt auch zu einer erheblichen Staubbildung. Bei den Felsstürzen von Randa hat die Staubablagerung im Umfeld eine Mächtigkeit von etwa einem Dezimeter erreicht und musste mit Schneepflügen von der Straße geräumt werden.

2.7 Was für ein Erbe hinterlässt ein Bergsturz?

Bergstürze sind nicht nur zerstörerisch. Ihre Ablagerungen mit den Blocklandschaften bilden auch ganz besondere Landschaftsteile. In Bayern sind der Lerchwald am Eibsee, der Hintersee bei Ramsau mit seinem Zauberwald sowie die Märchenwälder bei Ruhpolding und bei Fischbachau touristische Anziehungspunkte und ökologisch wertvolle Nischen. Natürlich können solche Blocklandschaften auch durch große Felsstürze (Beispiel Leonhardstein bei Kreuth) oder durch langsames Blockgleiten (Beispiel Tatzelwurm bei Oberaudorf) entstehen. Die buckeligen und oft blockigen Ablagerungen haben eine Bewirtschaftung erschwert. Die meisten Ablagerungsbereiche sind deshalb heute bewaldet. Eine besondere Landschaftsform stellen die Tomalandschaften dar. An der Typlokalität Domat/Ems in Graubünden spricht man auf Rätoromanisch von „Tuma“, was bereits Hügel bedeutet, so dass der Ausdruck Tomahügel ein Pleonasmus wäre. Als Toma werden inzwischen auch in englischer Sprache isolierte Hügel in einer weitgehend ebenen Talaue verstanden, die in ihrem Inneren ganz oder teilweise von Bergsturzmateriale aufgebaut werden. Während man früher annahm, dass die Toma nur die Spitzen eines einsedimentierten großen Bergsturzes seien, ist inzwischen nachgewiesen, dass die einzelnen Hügel keine Verbindung untereinander haben, sondern tatsächlich isoliert voneinander liegen. Es handelt sich also um große Teile der Sturzmateriale, die sich von der Gesamtmasse abgelöst haben und noch weiter transportiert wurden.



Abb. 2: Isolierter Bergsturzshügel bei Marquartstein, als Toma zu bezeichnen

2.8 Wo kann man mehr zum Thema Bergstürze erfahren?

Als weiter vertiefende allgemeine Literatur zu Bergstürzen sind insbesondere die drei nachfolgenden Arbeiten anzuraten. Die zitierte Literatur zu den Bergstürzen in Bayern ist in Kap. 6 aufgeführt.

- Albert Heim hat 1932 in „Bergsturz und Menschenleben“ eine Monographie zu Bergstürzen verfasst, wobei er sich vorwiegend auf solche in der Schweiz konzentriert. Der Schreibstil aus der Zeit der vorletzten Jahrhundertwende lässt heute teils schmunzeln, teils erschwert er das Lesen. Auch die Gliederung dient nicht dem einfachen Nachschlagen. Die Aussagen sind jedoch essentiell und in weitesten Bereichen heute noch genauso gültig und wegweisend und die Zeichnungen sind wunderbar anschaulich.
- Gerhard Abele (1974) hat in seiner Habilitationsschrift „Bergstürze in den Alpen“ eine Zusammenstellung von Bergstürzen in den gesamten Alpen erstellt. Er hat riesige Mengen an Literatur zusammengefasst und 279 Massenbewegungen ausgewertet. Zudem hat er den Großteil der Bergstürze selbst im Gelände untersucht. Er gliedert nach den Phänomenen und nach Folgen und Auswirkungen, was auch seine Arbeit nicht leicht lesbar macht. In Bayern hat er dabei 9 Bergstürze erfasst. Nicht alle davon können heute zweifelsfrei als Bergsturz anerkannt werden (s. Kapitel 3).
- Thomas Erismann (2001) hat kurz nach dem Tod von Gerhard Abele noch ein gemeinsames Werk über Bergstürze „Dynamics of Rockslides and Rockfalls“ herausgebracht. Als Physiker hatte sich Erismann schon lange mit den Mechanismen von Bergstürzen befasst. Auch dieses Buch ist aufgrund der speziellen Gliederung nicht ganz einfach zu lesen, bietet jedoch ganz wesentliche Informationen anhand sehr vieler Beispiele.

3 Die Bergstürze in Bayern

In Bayern sind echte Bergstürze nur aus den Alpen bekannt. In den Mittelgebirgen wird gelegentlich auch von einem Bergsturz gesprochen, doch erfüllt keiner davon tatsächlich die Kriterien eines Bergsturzes (siehe Kapitel 1). Solche negativen Beispiele wären der „Bergsturz von Gasseldorf“ bei Ebermannstadt und der „Bergsturz am Kalbenstein“ bei Karlstadt am Main. Auch im bayerischen Alpenbereich ist oftmals fälschlicherweise von einem Bergsturz die Rede. So ist der sogenannte Bergsturz von Hinterstein 1964 tatsächlich eindeutig eine Rutschung oder die angeblichen Bergstürze an der Gedererwand sind tatsächlich nur Felsstürze.

Im UmweltAtlas Bayern (www.lfu.bayern.de → Angewandte Geologie) sind derzeit 20 Georisk-Objekte als „Bergsturz“ klassifiziert. Davon entsprechen nach aktuellem Kenntnisstand allerdings nur 12 weitgehend eindeutig der Definition eines Bergsturzes (s. Abb. 3). Die übrigen haben zwar ein Gesamtvolumen von über 1 Mio. m³, der Ablagerungsprozess ist aber nicht sicher geklärt. Es könnte in diesen Fällen ein einmaliger hochdynamischer Vorgang gewesen sein, es ist aber auch eine Ablagerung als langsamere Rutschung oder in vielen Teilprozessen möglich. Diese nur möglichen aber nicht gesicherten Bergstürze werden gesondert am Ende kurz aufgeführt. Die Einzelfälle werden dem abnehmenden Volumen nach beschrieben.

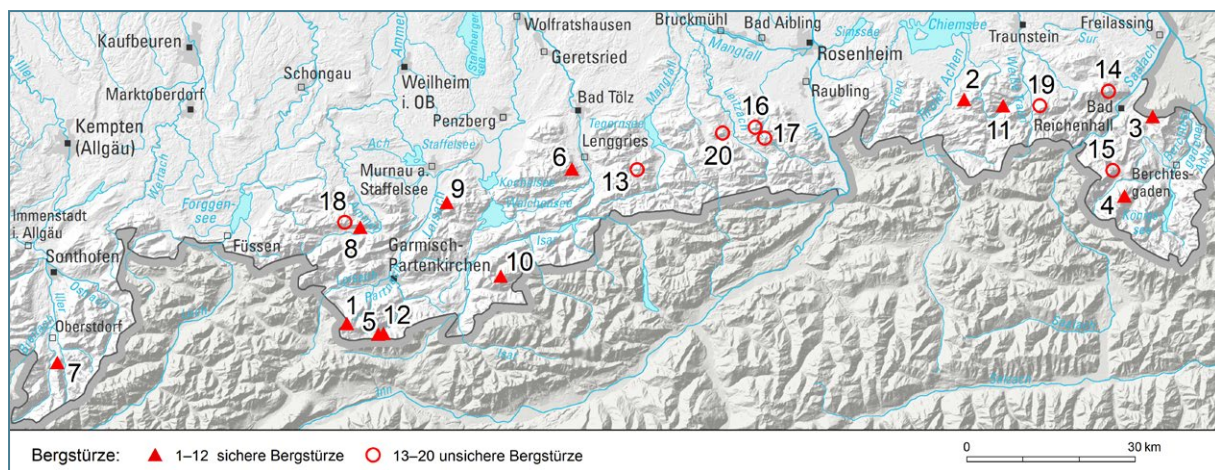


Abb. 3: Übersichtskarte der Bergstürze in Bayern:

1 Eibsee-Grainau	6 Tumulus	11 Ruhpoldinger Märchenwald	16 Steinklammern
2 Marquartstein	7 Himmelschrofen	12 Blaue Gumppe	17 Moosebnetgraben
3 Hallthurm	8 Graswang	13 Hirschberg	18 Teufelstättkopf
4 Hintersee	9 Im Boschet	14 Padingeralm	19 Rauschberg
5 Steingerümpel	10 Soiernsee	15 Schwarzbachwacht	20 Auracher Köpferl

Zu fünf der Bergstürze liegen Altersangaben vor, zu zwei weiteren eine sehr vage Einschätzung. Die übrigen sind undatiert und können nur als postglazial eingestuft werden. Die Datierungen zeigen, dass Bergstürze nicht wie früher angenommen ein rein spätglaziales Phänomen sind, das unmittelbar auf den Eisrückgang zurückzuführen wäre. Die datierten Ereignisse sind vielmehr unter ähnlich warmzeitlichen Bedingungen erfolgt, wie sie auch heute herrschen. Die Abkürzung yBP bezieht sich auf Jahre vor heute (years bevor present), wobei das „heute“ nach einer älteren Definition das Jahr 1950 bedeutet.

- Marquartstein: möglicherweise über 14.500 yBP
- Tumulus: Mindestalter von um 4.780 yBP
- Eibsee I + II: um 4.000 Jahre yBP
- Eibsee III: um 3.700 yBP
- Hintersee: um 3.520 yBP
- Vordere Blaue Gumpe I: um 1.000 yBP
- Steingerümpel 400 bis 600 yBP
- Vordere Blaue Gumpe II: um 200 yBP

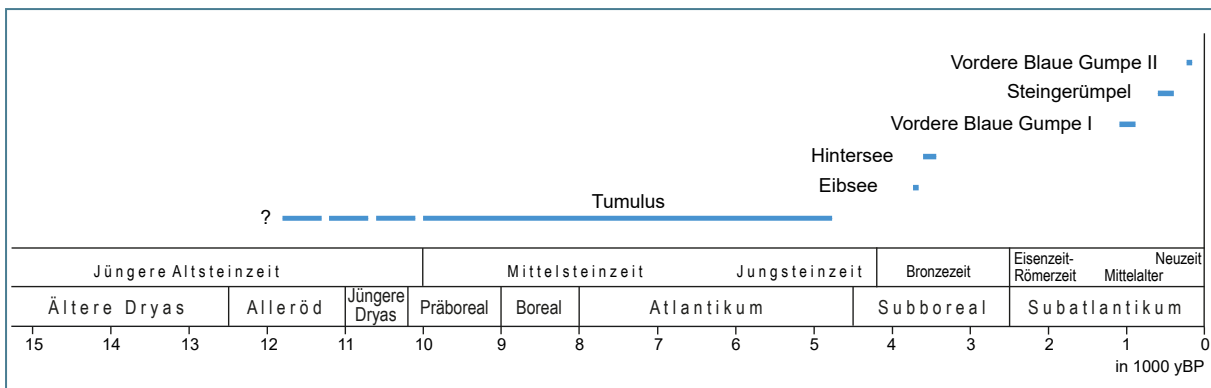


Abb. 4: Einstufung der datierten Bergstürze in Bayern

3.1 1 Eibsee-Grainau

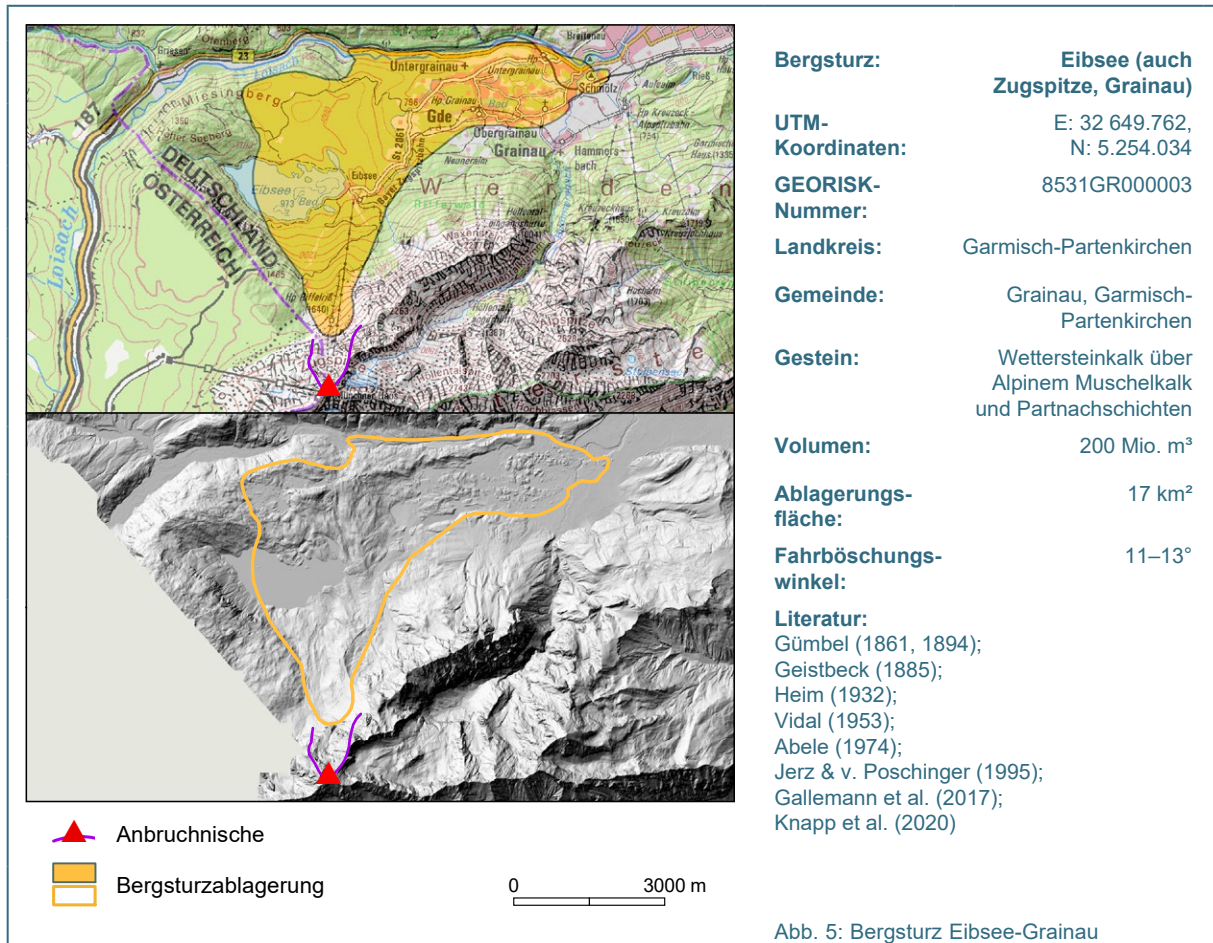


Abb. 5: Bergsturz Eibsee-Grainau

Das gesamte Gebiet zwischen den Garmischer Kasernen im Osten bis zum Eibsee im Westen ist von Bergsturزابlagerungen geprägt. Der Eibsee-Bergsturz ist der größte Bergsturz in den Bayerischen Alpen. Die teils riesigen Blöcke sind im Ortsgebiet von Grainau, um den Eibsee und im Lerchwald gut aufgeschlossen. Zwischen die Bergsturz Hügel sind kleine Seen (Badersee, Rosensee) eingelagert, was die touristische Attraktivität des Gebietes erhöht. Der Eibsee selbst ist nicht erst durch den Bergsturz entstanden, sondern existierte bereits vorher. Der Bergsturz hat nur den Ost- und den Nordteil des Sees betroffen, die Ereignisse spiegeln sich teilweise in den Seeablagerungen wider (Knapp et al. 2020).

Die Sturzmasse bedeckt eine Fläche von etwa 17 km². Die maximale Reichweite bis zu den Garmischer Kasernen beträgt nahezu 10 km. Die in Bohrungen nachgewiesene Mächtigkeit erreicht bis zu 46 m. Bei einer angenommenen durchschnittlichen Mächtigkeit von um 10 bis 15 m kann das Volumen an Hand des Digitalen Geländemodells (DGM) und GIS-Auswertungen auf ungefähr 200 Mio. m³ (= 0,2 km³) geschätzt werden. Die Volumenannahme hat sich im Laufe der Zeit immer wieder geändert. Zahlreiche Bearbeiter haben mit einem geringeren Volumen gerechnet, Abele war 1974 von einem Volumen von etwa 400 Mio. m³ ausgegangen. Die aktuelle Volumenberechnung ergibt, dass die abgelagerte Masse auch mit dem Ansatz eines Auflockerungsfaktors nur schwer in der aktuellen Nische unterzubringen wäre. Wahrscheinlich ist deshalb dem Bergsturz sogar ein dem Zugspitzgipfel vorgelagerter, noch höherer Gipfel zum Opfer gefallen. Knapp et al. (2020) konnten eine Mehrphasigkeit feststellen. Offensichtlich sind zwei Ereignisse in sehr kurzem Abstand erfolgt. Das erste hat die Hauptmasse mit einem geschätzten Volumen von wahrschein-

lich über 150 Mio. m³ geliefert. Das zweite und dann auch ein weiteres, drittes Ereignis waren mit jeweils um 20 Mio. m³ deutlich kleiner. Der dritte Absturz führte zu einer schuttstromartigen Ablagerung mit deutlichen seitlichen Wällen.

Der Bergsturz ist früher als spät- bis frühpostglazial eingestuft worden. Durch C¹⁴-Datierungen (Jerz & v. Poschinger 1995) an einem Holzfund in einer Bohrung nördlich des Zirmerskopfes konnte das Alter des Bergsturzes zunächst bereits als deutlich jünger (etwa 3.500 bis 5.000 Jahre vor heute) datiert werden. Eine Neudatierung vor allem an Sedimenten des Eibsees durch Knapp et al. (2020) ergab eine Präzisierung. Die Autoren erkennen ein zweigliedriges Ereignis im Zeitraum 4.089 bis 3.976 cal. yBP. Das nachfolgende dritte, schuttstromartige Ereignis wird auf etwa 3.700 yBP datiert.

Das Hauptanbruchgebiet ist im Bereich des Bayerischen Schneekar unterhalb des Zugspitzgipfels zu suchen. Das Zweitereignis könnte aus der gleichen Nische stammen, nach Knapp et al. (2020) möglicherweise auch etwas weiter östlich aus dem Bereich der Riffelspitzen. Das Dritt ereignis stammt wohl von der Hohen Riffel. In den Anbruchbereichen steht vorwiegend massiger Wettersteinkalk an. Untergeordnet betroffen sind die unterlagernden Gesteine: Partnachschiefer und Alpiner Muschelkalk, die tektonisch auf Kreide- und Juragesteine sowie Kössener Schichten, Plattenkalk und Hauptdolomit überschoben sind. Die Anbruchbereiche liegen weitgehend oberhalb der Überschiebung. Im Ablagerungsbereich finden sich um den Eibsee und im Ortsgebiet von Grainau unter der Sturzmasse teilweise Seeablagerungen, die aus dem früher größeren Eibsee stammen müssen und von dort mitgeschürft wurden.

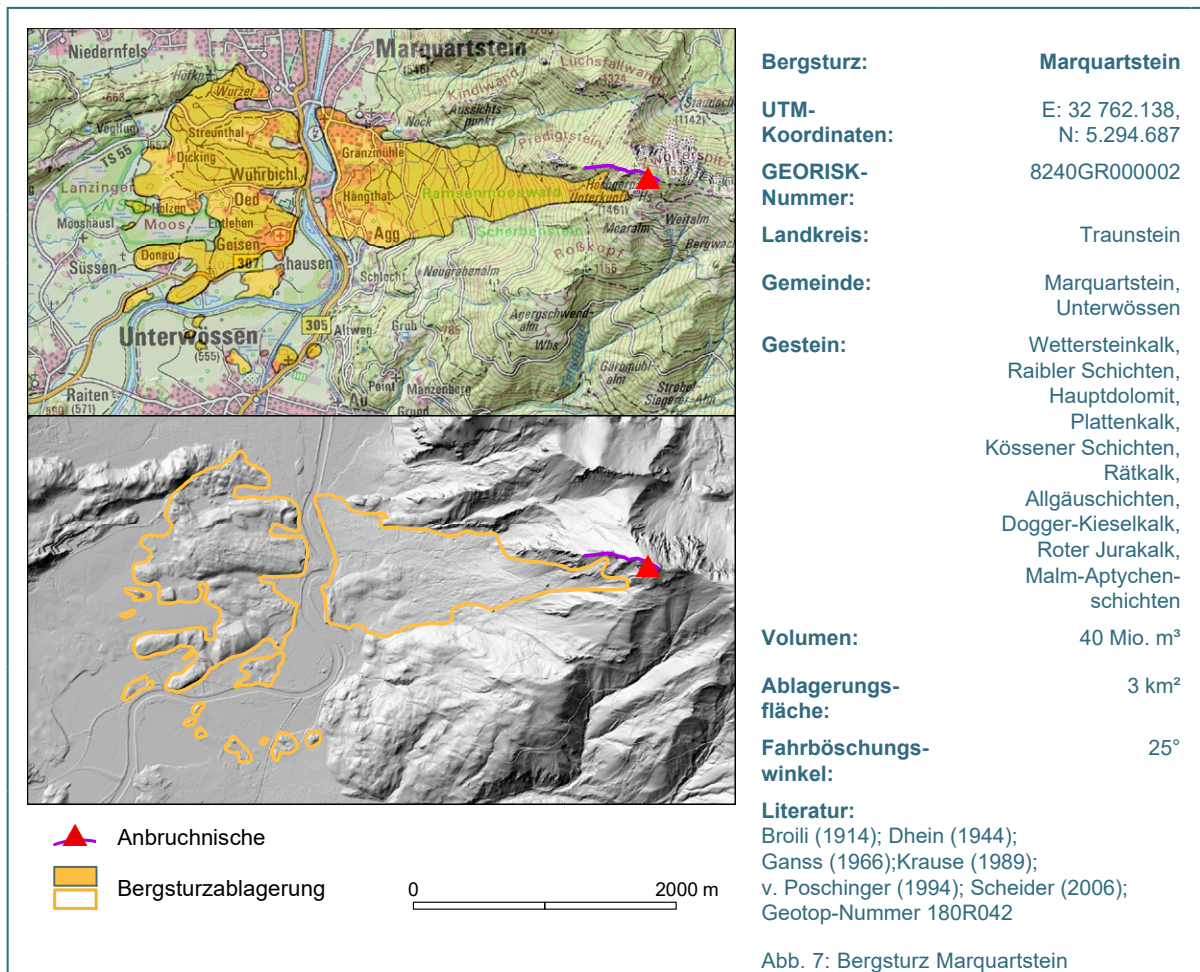


Abb. 6: Das Bayerische Schneekar unter dem Zugspitzgipfel ist Hauptanbruchbereich des Eibseebergsturzes. Von der Hohen Riffel kam ein späteres kleineres Ereignis

Die Bewegung erfolgte bei den beiden Hauptstürzen zunächst nach Norden in Richtung Eibsee/ Zirmerskopf. Der Zirmerskopf wurde umflossen und teils übersprungen. Einzelne Blöcke brandeten am Gegenhang jenseits der Loisach noch über 100 Höhenmeter auf. An der Ostseite der bewegten Massen wurde die frühere Stauschwelle östlich des Eibsees überströmt. Von dort floss das Material dann nach Osten Richtung Grainau und Garmisch ab. Hierbei dienten wohl auch die mitgerissenen Seetone als Gleitmittel.

Ob ein damaliges Auftauen von Permafrost als Auslöser für den Bergsturz in Frage kommt, wird immer wieder diskutiert, kann aber nicht klar beantwortet werden. Seit 2007 werden vom LfU in einer Bohrung am Gipfelkamm kontinuierliche Temperaturmessungen zum heutigen Permafrost durchgeführt (Galleman et al. 2017). Seither ist ein langsames Auftauen zu verzeichnen. Dies kann zu kleineren Felsstürzen in der Nordwand führen. Anzeichen für ein weiteres Großereignis sind jedoch nicht bekannt und ein solches ist derzeit auch nicht zu erwarten.

3.2 2 Marquartstein



Im Tal der Tiroler Achen zwischen Unterwössen und Marquartstein erheben sich aus der Ebene mehrere augenfällige Geländerrücken und Hügel. Es sind die Ablagerungen des Bergsturzes von Marquartstein, der vom Hochlerch auf der Ostseite des Achentales abgebrochen ist.

Im Anbruchbereich zeigt sich eine Ost-West-streichende Gesteinsabfolge, die von Nord nach Süd zunehmend jüngere Einheiten aufweist. Die Folge reicht von Wettersteinkalk, Raibler Schichten, Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten, Oberrhätalk, Allgäuschichten und Dogger-Kieselkalk bis zu Rotem Jurakalk und Ammergauschichten. Die Juraeinheiten sind intensiv verfaultet, die älteren Serien zeigen eine flache Lagerung. An Nord-Süd-streichenden Störungen erfolgte eine Abtreppung der Einheiten in Richtung des Tales. Nach Krause (1989) soll bei dem Ereignis ein früherer westlicher Vorgipfel des Hochlerch in mehreren Phasen abgebrochen sein. Aufgrund der hohen

Reichweite muss jedoch angenommen werden, dass es sich bei den Hauptablagerungen um ein einziges Großereignis gehandelt hat. Die Ursache für die Instabilität dürfte unter anderem im Vorhandensein von mergeligen Kössener Schichten sowie von lösungsanfälligen Raibler Rauhwacken im Untergrund zu suchen sein.

Die geologische Abfolge im Anbruchbereich mit älteren Gesteinen im Norden und jüngeren im Süden hat sich auch im Ablagerungsbereich weitgehend erhalten. Das Volumen der Ablagerungen wird heute auf etwa 40 Mio. m³ geschätzt, Abele (1974) war noch von 50 Mio. m³ ausgegangen. Die Reichweite beträgt nahezu 3,5 km bei einem Höhenunterschied von 950 m. Die durch die Sturzmassen überdeckte Fläche beträgt etwa 3 km², wobei die Kögel östlich der Achen bei Unterwössen noch als Ausläufer einzubeziehen sind. Der Tiefgang ist aufgrund geophysikalischer Untersuchungen mit etwa 40 m unter Talniveau anzusetzen. Die Rücken bilden nicht die Köpfe einer durch Alluvionen teilweise überdeckten zusammenhängenden Ablagerung, sondern liegen weitgehend isoliert auf den Talsedimenten. Damit ähneln sie den Toma, wie sie an der Typlokalität Domat-Ems vorkommen (siehe Kapitel 2).

Den größten und markantesten Rücken bildet der Wuhrbichl. Er ist etwa einen Kilometer lang, bis zu 50 m hoch und bedeckt eine Fläche von etwa 27 Hektar. Daneben sind weitere kleinere Rücken und Hügel zu beobachten. Die Längsachse der Rücken verläuft radial auf einen großen Schuttkegel zu, der von Osten her aus einer Nische an der Westseite des Hochlerch herabzieht. Diese fingerförmig-radiale Ablagerung der Rücken ist ungewöhnlich, sie zeigt Parallelen zu den Köcheln von Altenau (Poschinger 2020). Eine mit Altenau vergleichbare mutmaßliche Verminderung der Reibung durch ein Aufgleiten der Sturzmassen auf wassergesättigte Seesedimente könnte auch hier als Erklärung dienen.



Abb. 8:
Die Westflanke des Hochgern bildet das Herkunftsgebiet des Bergsturzes.

Der Absturz der Hauptmassen erfolgte nach heutiger Ansicht postglazial. Ganss (1966) meinte noch, die Morphologie als Toteislandschaft interpretieren zu müssen, was ein spätglaziales Alter bedeuten würde. Schneider (2006) postuliert ein Alter von über 14.500 Jahren. Er konnte Torfe im Lanzinger Moos mit diesem Alter datieren und sieht sie als Verlandungsprodukte im Stau des Bergsturzes. Da er in den Bohrungen eine ausschließlich ungestörte Torfentwicklung angetroffen hat, geht er davon aus, dass die Torfablagerungen nicht mehr durch den Bergsturz beeinflusst wurden,

also jünger sind als dieser. Dem könnte jedoch die Beobachtung entgegenstehen, dass am Rand der Sturzmasse schräg gestellte, also aufgeschürfte Seesedimente beobachtet worden sind. Das gemessene Alter liegt genau in dem Bereich, in dem die meisten nacheiszeitlichen Moore aufgewachsen sind und ist somit ein für die Situation absolut übliches Mooralter. Es ist somit nicht ganz auszuschließen, dass der Bergsturz in See- und Verlandungssedimente hineingefahren ist und somit doch jünger ist, als von Schneider angenommen. Ob zum Zeitpunkt des Ereignisses der früher weit größere Chiemsee noch bis hier ins Achental gereicht hat, ist nicht bekannt. Zumindest finden sich auf den Ablagerungen keine Seesedimente.

An und auf der Stirn der Bergsturzmassen treten gehäuft Gerölle aus nicht-karbonatischen Gesteinen auf. In einer vorwiegend karbonatischen Umgebung ist dies verwunderlich, denn die heutigen Gerölle in der Achen haben einen hohen Karbonatanteil. Das Vorwiegen von Nicht-Karbonatgeröllen auf der Ablagerung ist bisher ungeklärt.



Abb. 9:
Die Toma sind vorwiegend bewaldet, sie bilden separate Hügel in der Ebene.

3.3 3 Hallthurm

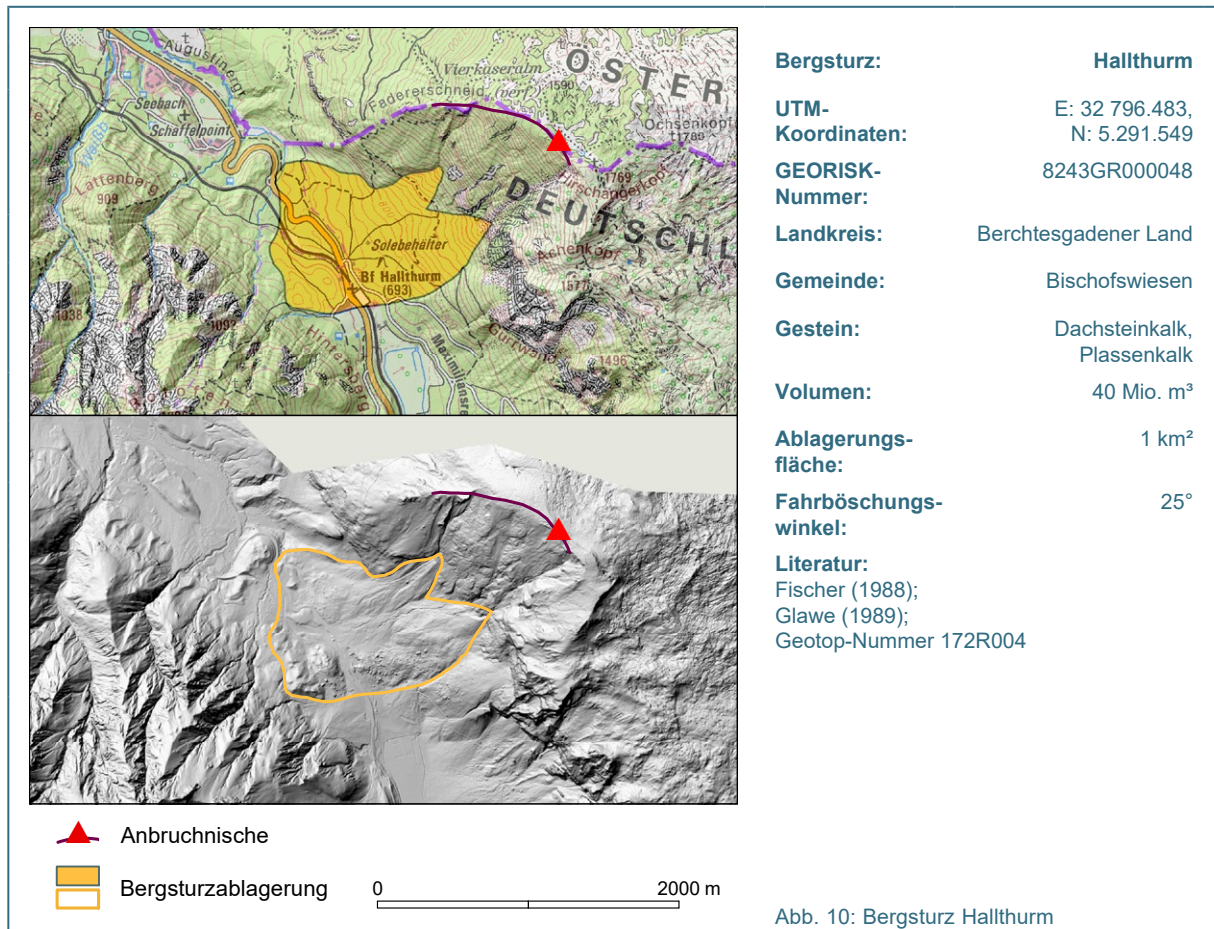


Abb. 10: Bergsturz Hallthurm

Die Passhöhe von Hallthurm (695 m ü. NHN) zwischen Bad Reichenhall und Bischofswiesen ist durch grobblockige Bergsturzablagerungen gekennzeichnet. Die Passhöhe selbst hat in etwas geringerer Höhe bereits vor den Sturzereignissen bestanden und wird von würmzeitlichen Moränen aufgebaut. Von Fischer (1988) werden diese in das spätglaziale Schlern-Stadium gestellt. Das mutmaßliche Anbruchgebiet der Sturzmassen liegt an der Westseite des Untersberg-Massivs unterhalb des Nordkammes des Hirschangerkopfes. Dieser als Fadererschneid bezeichnete Kamm erreicht hier eine Höhe von etwa 1.700 m ü. NHN. Ein früher auch diskutierter Absturzbereich vom Gipfel des Rotofens an der westlichen Talflanke konnte widerlegt werden.

Im Bereich der Anbruchnische steht Dachsteinkalk der oberen Trias an, der teils von Plassenkalken des oberen Jura überlagert wird. Der Dachsteinkalk ist dickbankig bis massig, der Plassenkalk hier eher dünnbankig. Das Schichteinfallen ist vorwiegend steil nach Nordnordwesten gerichtet, also nahezu senkrecht zur Anbruchrichtung. Eine ausgeprägte Hauptkluftrichtung verläuft jedoch steil nach Westsüdwest gerichtet und diente als Anbruchfläche. Beide Kalke weisen eine hohe mechanische Festigkeit auf, sind jedoch stark verkarstungsanfällig. So ist die Hochfläche des Untersberges von zahlreichen Dolinen und sonstigen Karststrukturen geprägt und der Untersberg ist für seine Karsthöhlen bekannt. Ob Karst für die Bergstürze mit verantwortlich war, ist nicht zu sagen.

Die Überlagerung der Sturzmassen auf Würmmoräne zeigt, dass es sich um nacheiszeitliche Ablagerungen handelt. Nach Fischer (1988) soll der Bergsturz bereits kurz nach dem Schlernstadium

(ungefähr um 13.000 bis 14.000 v. Chr.) erfolgt sein, da einige Sturzblöcke tiefe, erst nach der Ablagerung gebildete Karren aufweisen. Diese Einstufung muss inzwischen jedoch in Frage gestellt werden, nachdem ähnliche Karren an Ablagerungen des Hintersee-Bergsturzes (siehe Kapitel 3.4) vorliegen, der jedoch auf ein bronzezeitliches Alter datiert werden konnte.

Die von den Sturzablagerungen bedeckte Fläche beträgt etwa 1 km². Das gesamte Ablagerungsvolumen wird von Glawe (1989) auf 40 Mio. m³ geschätzt, was er in guter Übereinstimmung mit dem Volumen der mutmaßlichen Anbruchnische sieht. Er gibt eine Ablagerungshöhe von bis zu 40 m westlich und bis zu 20 m östlich der Talenge an. Glawe meint noch, vier einzelnen Ablagerungsbereichen auch vier Ereignisse zuordnen zu können, ohne dies jedoch konkret zu begründen. Sein Bereich I stimmt mit dem von Fischer (1988) auskartierten überein. Seine Bereiche III und IV liegen hangaufwärts davon. Hier dürfte es sich um Ablagerungen auf Geländestufen desselben, einzigen Ereignisses handeln. Allenfalls der nördlichste Ablagerungsbereich (II bei Glawe) könnte ein eigenes Ereignis darstellen, ebenso könnte dies jedoch auch ein seitlicher Ausläufer des Hauptereignisses gewesen sein. Nach dem Schattenbild des DGM wäre ein separater Anbruchbereich an der Fadererschneid bei etwa 1.400 m ü. NHN möglich, aber nicht zwingend. Die Frage der Mehrphasigkeit bleibt somit offen. Auf alle Fälle wurde der sehr grobblockige Schutt am mittleren Hang teilweise nachträglich durch Kegel aus kleinstückigeren Sturz- und Fließablagerungen überlagert.

Glawe beschreibt oberhalb der Anbruchkante mehrere Felsbereiche mit erheblicher Auflockerung, so um den Felskopf bei 1.392 m ü. NHN an der nördlichen Fadererschneid, zudem direkt westlich des Hirschangerkopfes sowie auch an den Felswänden südlich des Alpgrabenkendlis in Richtung Gurrwand. Im Zerreibungsfeld westlich des Hirschangerkopfes ist auch im Schattenbild eine Bergzerreißung von 50 m Länge zu erkennen und etwas weiter nördlich am Kamm ein Nackental von etwa 100 m Länge. Die dort aufgelockerten Massen betreffen teils Volumina von über 100.000 m³. Ein Absturz als großer Felssturz ist möglich, doch konnten bei einer Begehung 1989 keine konkreten Anzeichen junger Bewegungen beobachtet werden. Die Wahrscheinlichkeit kann deshalb als mäßig eingestuft werden. Mit dem Absturz von Felstürmen und -schwarten mit Volumina bis über 10.000 m³ muss jedoch gerechnet werden. An zwei jungen Beispielen wurde deren Reichweite verdeutlicht: Mitte der 1960er Jahre hatte sich ein Felssturz von etwa 50.000 m³ oberhalb des Blasihofs am Südrand von Hallthurm ereignet, dessen Ausläufer den Hof gerade noch erreichten. Anfang der 1980er Jahre erfolgte ein Felssturz mit 5.000 m³ Volumen, dessen Ablagerung nahe der Wand liegen blieben.

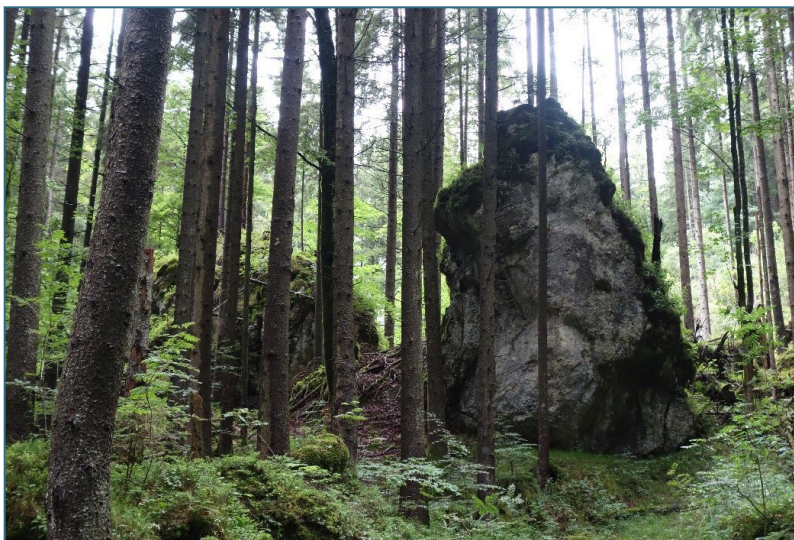
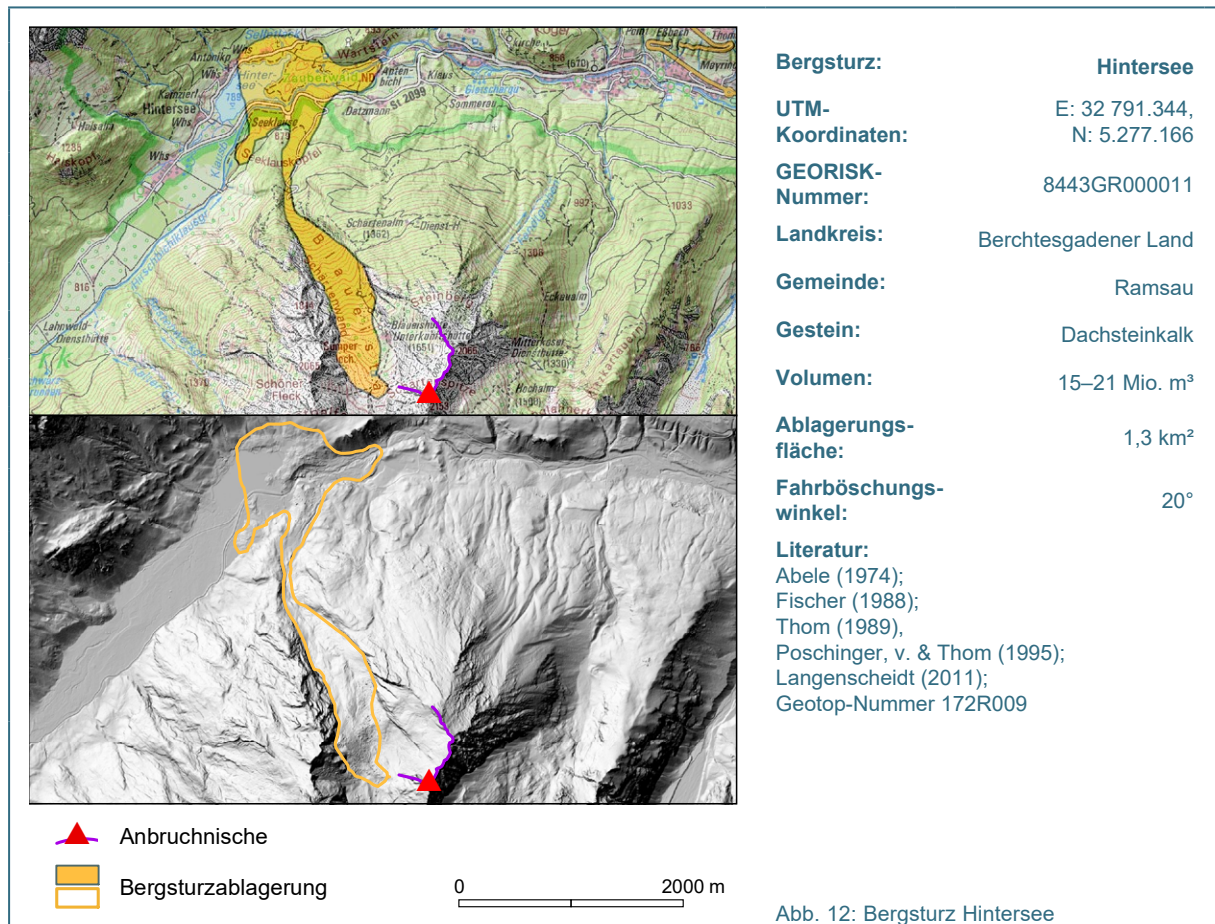


Abb. 11:
Große Sturzblöcke der Bergsturz-
masse

Unweit der alten Sperrmauer an der Passhöhe liegt das „Nixloch“, eine Höhle im Bergsturzmaterial. Aus ihr wurde früher Montmilch entnommen. Montmilch – auch Mondmilch oder Nix genannt – ist eine milchig-weiße, weiche Ablagerung aus Calciumcarbonat. Südlich der Bergsturzablagerung liegt die Fläche des verlandeten früheren Sees von Hallthurm, die heute eine Feuchtfäche, das Hallthurmmoos bildet. Die Entstehung wird nach Fischer auf die Schwelle durch die Moränenablagerungen und nicht auf den Bergsturz zurückgeführt. Das Moor wurde 1901/02 durch die Bayerische Salinenverwaltung mit einem 18 m tiefen Schacht entwässert.

3.4 4 Hintersee



Der Hintersee bei Ramsau ist durch die Ablagerung eines Bergsturzes aufgestaut worden. Die Sturzmasse hat sich dabei quer über das gesamte Tal gelegt. Der Ablagerungsbereich östlich des Sees ist mit seinen chaotischen Riesenblöcken als „Zauberwald“ bekannt. Er ist eine touristische Attraktion und zudem als Geotop ausgewiesen.

Die Anbruchnische des Bergsturzes liegt im Bereich der „Platte“, einer 400 m breiten, etwa 35 bis 45° steilen hangparallelen Schichtfläche im Dachsteinkalk nördlich der Schärtenspitze (siehe Abb. 14). Der gesamte Kamm oberhalb der Platte war vor dem Abbruch wohl um etwa 100 m höher als heute. Auf der Platte ist die Sturzmasse zunächst in Richtung Westen abgeglitten und muss dabei eine hohe Geschwindigkeit erreicht haben. Nach Durchquerung des Blauweistales ist sie am Gegenhang mindestens 160, wahrscheinlich über 200 m hochgebrandet. Ein kleiner Teil der Massen ist dort liegen geblieben. Er bedeckt das Sumperloch und bildet den Wall, auf dem die Blau-

eishütte steht. Der Großteil der Sturzmasse wurde jedoch am Gegenhang abgelenkt und hat eine Rechtskurve in Richtung Norden gemacht. Sie ist nun in das sich talwärts versteilende Blau-eistal eingetreten und hat dort wieder zunehmend Fahrt aufgenommen. Im Blau-eistal selbst sind dabei zwischen 1.450 und 950 m ü. NHN nahezu keine Ablagerungen erfolgt. Teile der Sturzmasse sind noch vor Erreichen des Tales linksseitig über den Rücken des Seeklausköpfels hinweggesprungen, während die Hauptmassen am Seeklausköpfel erneut nach rechts abgelenkt wurden und am Gegenhang in Richtung Reitalpe noch bis zu 45 m aufbrandeten. Der Riegel quer über das Tal führte nachfolgend zum Aufstau des Klausbaches zum Hintersee.

Die Ablagerungsfläche umfasst ein Gebiet von ungefähr 1,3 km². Eine 1991 im Bergsturz-bereich durchgeführte Bohrung hat bis in eine Tiefe von 37 m (758 m ü. NHN) nur Bergsturzmaterial angetroffen und dieses nicht durchteuft. Die Mächtigkeit liegt dort also noch höher. Das gesamte Volumen wird deshalb auf einen Betrag zwischen 15 und 21 Mio. m³ geschätzt. Davon liegen etwa 0,5 bis 3 Mio. m³ am Sumperloch und weitere 15 bis 18 Mio. m³ um den Hintersee. Die Anbruch-nische hat je nach angenommener Mächtigkeit der Gleitmasse ein Volumen von deutlich über 12 bis 16 Mio. m³. Bei einem üblichen Auflockerungsfaktor in der Sturzmasse von etwa 1,3 stimmt dies gut mit dem Ablagerungsvolumen überein.

Die Hauptursache ist zweifelsohne die hangparallele Schichtfläche, auf der die Masse abgefahren ist. Weshalb aber ist die Felsplatte nicht schon viel früher abgebrochen? Die letzte glaziale Unterscheidung muss wohl schon im Spätglazial erfolgt sein, also mehr als 10.000 Jahre vor dem Ereignis. Es könnte sich um eine Langzeitwirkung von Verwitterung, speziell in Form von Kalklösung gehandelt haben, die das Ereignis langsam vorbereitet hat. Im Anbruchbereich ist die Steinberghöhle bekannt und bildet einen Hinweis auf die starke Verkarstung des Dachsteinkalkes. Langsame

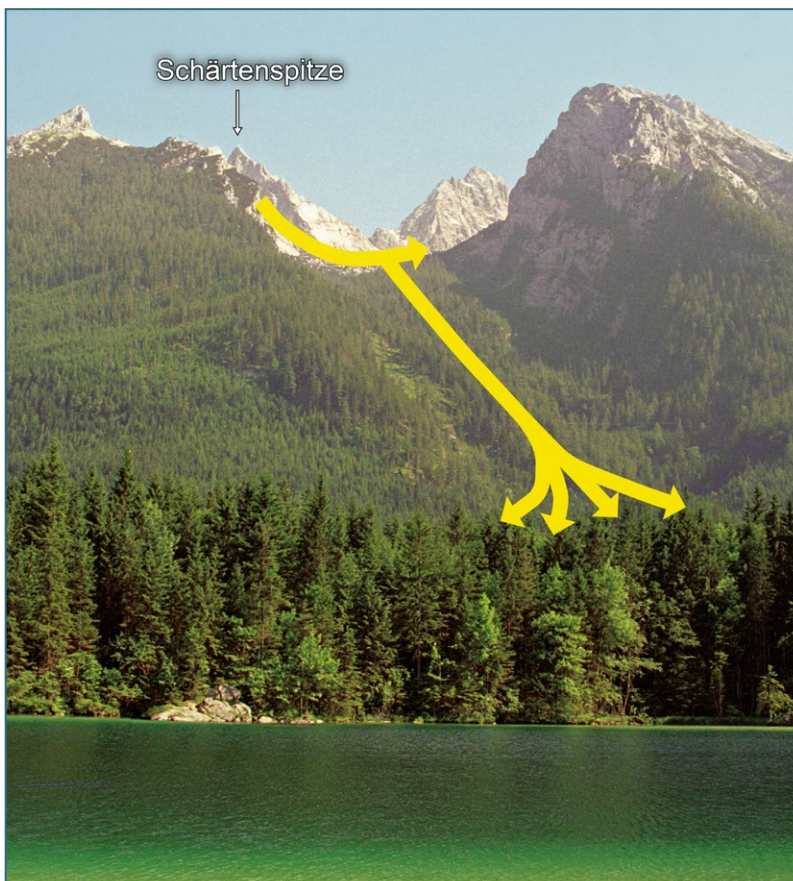


Abb. 13:
Blick vom Hintersee zum Anbruch-
gebiet an der Schärtenspitze: Die
Sturzmasse ist am Gegenhang
aufgebrandet und dann durch das
Blau-eistal niedergefahren, um sich
schließlich im Tal auszubreiten.
Dies hat zum Aufstau des Hin-
tersees geführt.

Karstprozesse oder auch der Einsturz von Karsthöhlräumen könnten mit destabilisierend gewirkt haben. Ein Erdbeben als letztendlicher Auslöser ist auch nicht ganz auszuschließen.

In der genannten Bohrung wurden in einer Tiefe von 11,5 m Holzstücke gefunden, die beim Ereignis in die Sturzmasse eingeschlossen wurden. Sie ermöglichten eine Datierung des Sturzereignisses auf ein Alter von etwa 3.520 yBP. Die früheren Annahmen eines glazialen Einflusses sind damit widerlegt.

Anzeichen für erneute Großereignisse oder auch bedeutende Nachbrüche sind am LfU nicht bekannt. Nach Langenscheidt (2008) erfolgte an der Schärtenspitze im Jahr 1963 der Absturz eines 40 m hohen Felspornes. Auch im weiteren Umfeld des Hochkalter sind einige größere rezente Felsstürze dokumentiert. Felsstürze sind bei dem hochalpinen Relief grundsätzlich auch weiterhin zu erwarten.

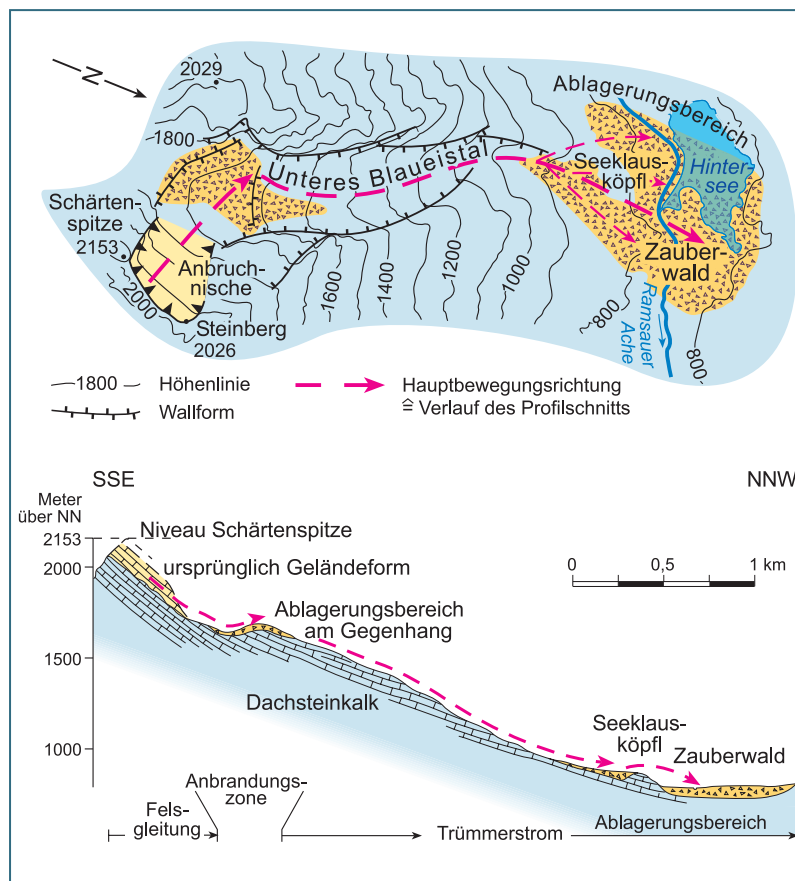


Abb. 14: Profil und Karte des Hintersee-Bergsturzes: In der Karte und ebenso im Profil ist unterhalb der Anbruchnische das Anprallen am Gegenhang mit anschließendem rechtsseitigem Abbiegen gut zu erkennen.

3.5 5 Beim Steingerümpel

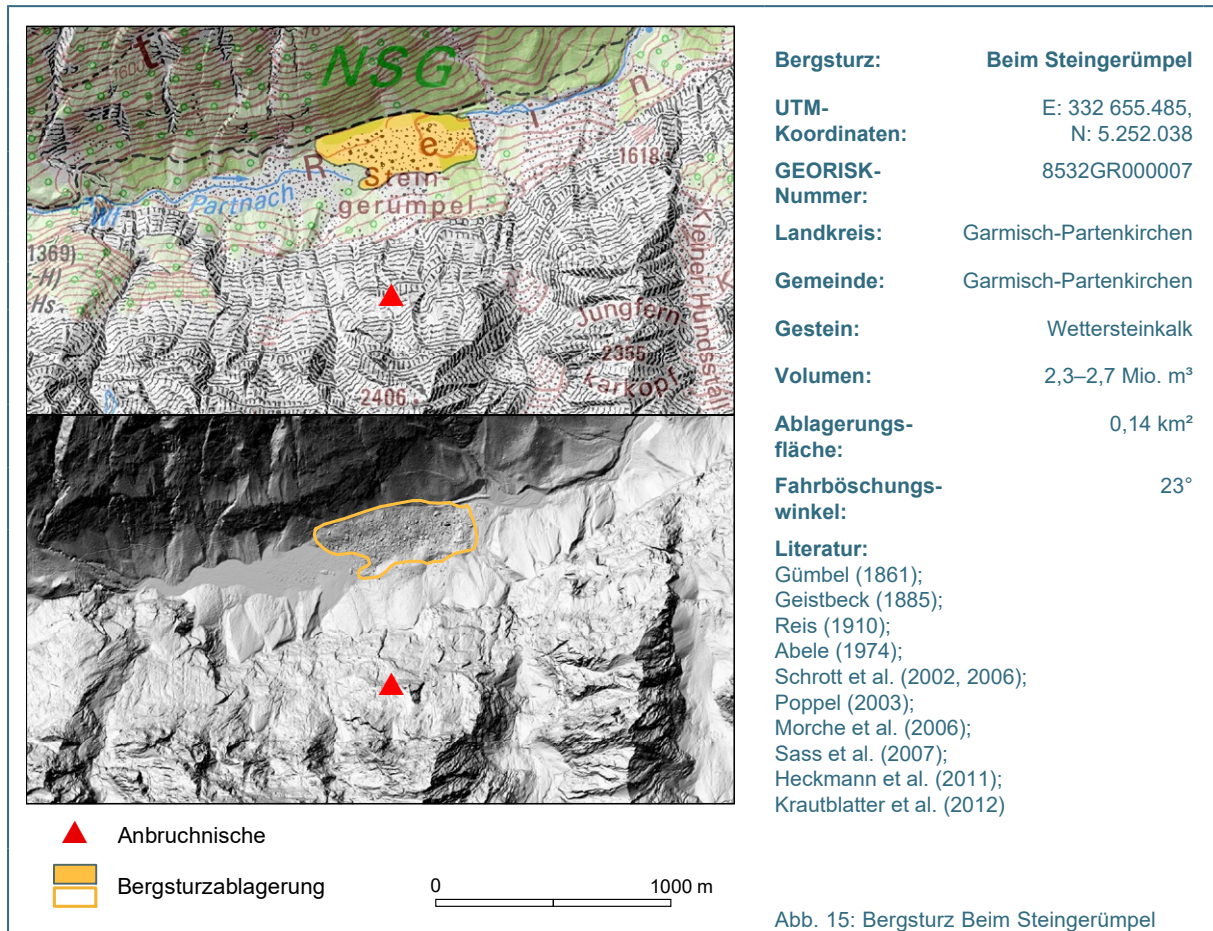


Abb. 15: Bergsturz Beim Steingerümpel

Die Partnach überwindet in ihrem Oberlauf im Reintal südlich von Garmisch-Partenkirchen mehrere Stufen, so auch zwischen 1.170 und 1.220 m ü. NHN. Diese Stufe wird durch die Ablagerung eines Bergsturzes aufgebaut. Die teilweise sehr großen Blöcke aus Wettersteinkalk weisen Kantenlängen bis über 30 m auf. Die Ablagerung hat ein Volumen von ungefähr 2,3 bis 2,7 Mio. m³ (Poppel 2003) und bedeckt eine Fläche von 0,14 km². Die Anbruchnische befindet sich am orographisch rechten Hang zwischen Hochwanner und Hinterreintalschrofen in einer Höhe von etwa 1.630 m ü. NHN. Die Ablösungen erfolgten nicht an den mittelsteil hangauswärts fallenden Schichtflächen, sondern an steilstehenden Klufflächen und Störungen. Wenig ober- und unterhalb der Anbruchkante werden in den Wettersteinkalken Überschiebungsflächen beschrieben (Reis 1910). Als Auslöser sehen Heckmann et al. (2011) die Verwitterung bzw. die Lösung von Materialbrücken in den Karbonaten. Die Bergsturzmassen wurden stürzend beziehungsweise auch gleitend bis zu 1 km weit transportiert.

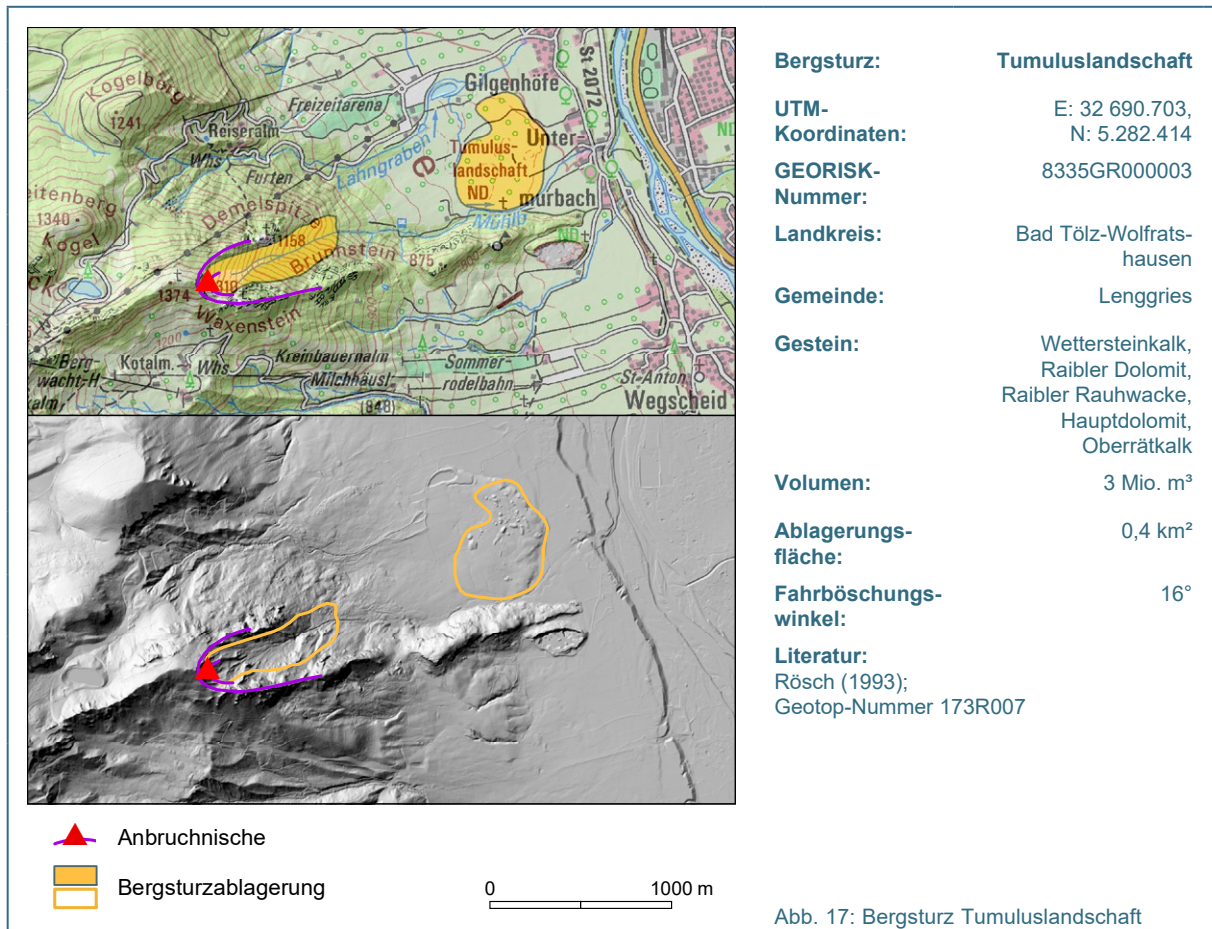
Mit einer C¹⁴-Datierung konnte das Alter durch Schrott et al. (2002) auf etwa 400 bis 600 Jahre (1440 bis 1660 n. Chr.) festgelegt werden. Durch eine Abdämmung des Tales durch die Sturزابlagerung ist zunächst ein See entstanden. In diesem Gebiet hat sich später der Verlandungsbereich der Hinteren Blauen Gumpe gebildet. Bei einem Unwetterereignis 2005 wurde die Blaue Gumpe vollständig zugeschüttet.

Im Jahr 2007 erfolgte aus der alten Anbruchnische ein erneuter Felssturz von 50.000 m³ Volumen (Heckmann et al. 2011). Eine weitere Felspartie von über 10.000 m³ in der Nische ist teilweise abgelöst und könnte nachfolgen.



Abb. 16: In Bildmitte ist die Ablagerung des Steingerümpel zu sehen, die stromaufwärts zu einem Sedimentanstau geführt hat.

3.6 6 Tumuluslandschaft



Westlich von Untermurbach bei Lenggries liegt die sogenannte Tumuluslandschaft, die durch die Ablagerung eines Bergsturzes entstanden ist. Der Begriff Tumulus leitet sich vom lateinischen Wort tumulus für Grabhügel ab. Es bestand früher die Legende, die Hügel seien als Grabhügel entstanden. Die Ablagerung ist auch als Geotop erfasst. Die Tumuluslandschaft nimmt eine Gesamtfläche von etwa 46 Hektar ein. Die Anbruchnische, aus der das Sturzmaterial stammt, reicht bis in eine Höhe von etwa 1.300 m ü. NHN. Die Sturzablagerungen selbst sind in geringem Maße in der anschließenden Rinne zu finden sowie, unterbrochen durch die Überlagerung durch jüngere Murseimente, vorwiegend im Tal zwischen etwa 800 m und 700 m ü. NHN. Unterhalb 730 m ü. NHN bilden die Bergsturzaflagerungen die Tumuluslandschaft, die eine Fläche von 22 Hektar einnimmt. Sie ist durch etwa 60 Hügel geprägt, die meist nur wenige Meter hoch sind, vereinzelt aber bis über acht Meter Höhe erreichen. Da sie wahrscheinlich im Untergrund zusammenhängen, handelt es sich hier wohl nicht um Tona (s. Kapitel 2). Die Senken zwischen den Hügeln sind in weiten Teilen von anmoorigem Boden bedeckt. Die gesamte Ablagerung bildet eine sehr ausgeprägte und insbesondere nach Osten zu scharf begrenzte Fließzunge. Bei Erkundungsbohrungen konnte festgestellt werden, dass die Sturzmasse im Tumulusbereich durchschnittlich 12 m mächtig ist und somit eine Kubatur von wohl über 3 Mio. m³ besitzt. Rösch (1993) hatte ein noch deutlich größeres Volumen von über 10 Mio. m³ postuliert.

Die Ablagerung besteht, korrespondierend mit der Geologie in der Anbruchnische, aus Material aus Wettersteinkalk, Dolomit und Rauhwaacke der Raiblerschichten, Hauptdolomit und Oberrätalk. Erstaunlich ist der hohe Feinanteil (Tonfraktion) der Ablagerung von 28–35 %. Die gröberen Blöcke

bestehen überwiegend aus Wettersteinkalk, während die Raiblerschichten nach Rösch (1993) über 70 % des Materials < 10 mm ausmachen.

Der Bergsturz muss aufgrund der Gesteinszusammensetzung der Ablagerungen und aus kinematischen Überlegungen aus der Nische zwischen Demelspitze und Waxenstein bezogen werden. Die Bergsturzmasse ist im unteren Bereich (Tumuluslandschaft) durch Verwitterung und im oberen durch jüngere Hangbewegungen teilweise stark überprägt. Der hohe Feinkornanteil weist auf ein trockenes Fließen nach Art eines Sturzstromes hin, wie ihn Heim (1932) am Beispiel von Elm beschreiben konnte. Die Feinkornmatrix wirkt dabei fast wie eine Flüssigkeit und ermöglicht dabei große Reichweiten und Ablagerungen mit Fließformen. Der geringe Fahrböschungswinkel von nur 16° zeigt die hohe Mobilität auf. Die Sturzmassen liegen auf postglazialen Schottern der Isar, wobei die älteste Terrassenkante noch überströmt wurde. Die Terrassenkanten wurden im früheren Postglazial angelegt, das maximale Alter kann somit auf ungefähr 12.000 bis 13.000 Jahre geschätzt werden. Durch C¹⁴ Analysen der Moorsedimente über den Ablagerungen konnte ein Mindestalter von etwa 4.780 Jahren vor heute festgestellt werden. Das Ereignis fand somit wohl im Boreal oder im Atlantikum statt.



Abb. 18: Bergsturzhügel der Tumuluslandschaft

3.7 7 Himmelschrofen

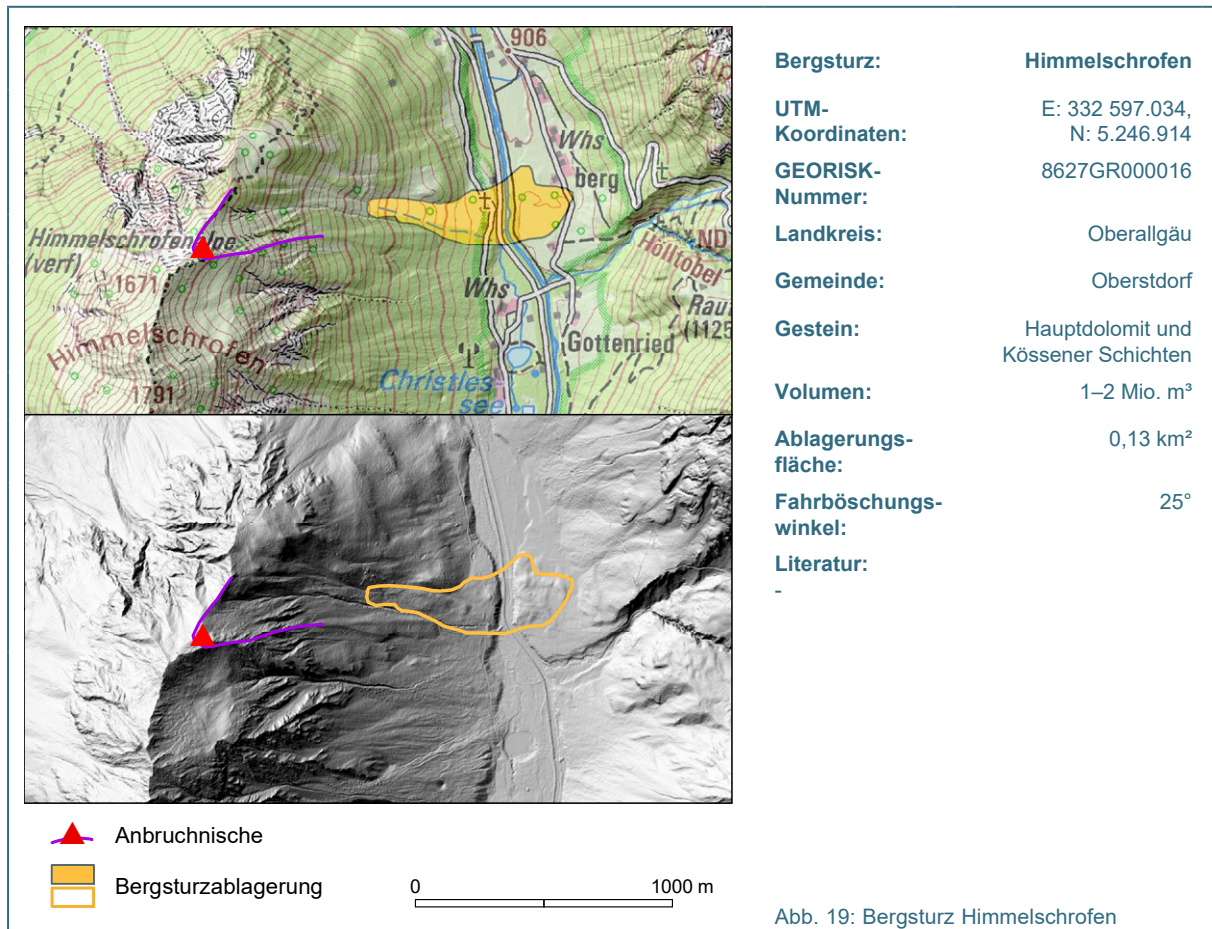


Abb. 19: Bergsturz Himmelschrofen

Die kuppige Morphologie entlang der Strasse von Oberstdorf nach Spielmannsau zwischen Dietersberg und Gottenried ist auf eine Bergsturzablagung zurückzuführen.

Die Ablagerung hat eine Breite von etwa 280 m und eine Längserstreckung vom mutmaßlichen Anbruchgebiet bis zur Stirn von 1.400 m. Die Ablagerung bedeckt eine Fläche von etwa 0,13 km². An der Trettach sind die Sturzmassen in einer Mächtigkeit von 25 m aufgeschlossen. Die wahrscheinlich bereits vor dem Bergsturz abgelagerten Terrassensedimente liegen auf einer Höhe von 907 m ü. NHN. Die Bergsturzablagerungen erreichen östlich der Trettach eine Höhe von 930 m ü. NHN, also über 20 m Mächtigkeit. Es ist nicht auszuschließen, dass die Sturzmassen auch noch unter das Niveau der Trettach reichen und in die alte Talebene eingeschürft wurden, so dass die Mächtigkeit noch größer sein könnte. Das Volumen kann somit auf etwa 1 bis 2 Mio. m³ geschätzt werden.

Das Blockmaterial mit bis zu kleinbusgroßen Blöcken in teils feiner chaotischer Matrix in den Aufschlüssen an den Straßenböschungen und entlang der Trettach bestätigen die Interpretation als Bergsturz. Im Schattenbild des DGM ist eine Nische am Nordosthang des Himmelschrofen zu erkennen, aus der die Massen stammen dürften. Dort stehen Kalke sowie auch Mergel der Kössener Schichten an, die von Hauptdolomit über- und unterlagert werden. Die Schichtung fällt nach Südosten schiefend mit dem ostexponierten Hang ein. Die Verteilung der Ablagerung weit über die Talmitte hinaus bis an den Gegenhang spricht für ein größeres Einzelereignis mit hoher Dynamik nach Art eines typischen Bergsturzes. Die Ablagerung liegt deutlich auf der Trettach-Terrasse

auf, die erst nach Abschmelzen der Gletscher entstanden ist. Das Ereignis muss deshalb eindeutig nach Ende der Würmvereisung erfolgt sein. Die Sturzmasse hat die Trettach aufgestaut und wahrscheinlich vorübergehend zur Entstehung eines Sees geführt. In der Verlandungsebene liegt heute der Christlessees, der nach derzeitiger Kenntnis allerdings nicht ein Relikt des Bergsturzstausees ist, sondern durch Gipsauslaugung im Untergrund entstanden ist. Die Trettach hat sich durch den Riegel auf das heutige Niveau eingeschnitten. Dies kann langsam und schrittweise erfolgt sein, es kann aber auch ein katastrophaler Seeausbruch stattgefunden haben. Weder vom Bergsturzstausee, noch von einem eventuellen Ausbruchereignis konnten bisher Sedimente als „stumme Zeugen“ gefunden werden.



Abb. 20: Ablagerung des Himmelschrofen-Bergsturzes, Blickrichtung Süd

3.8 8 Graswang

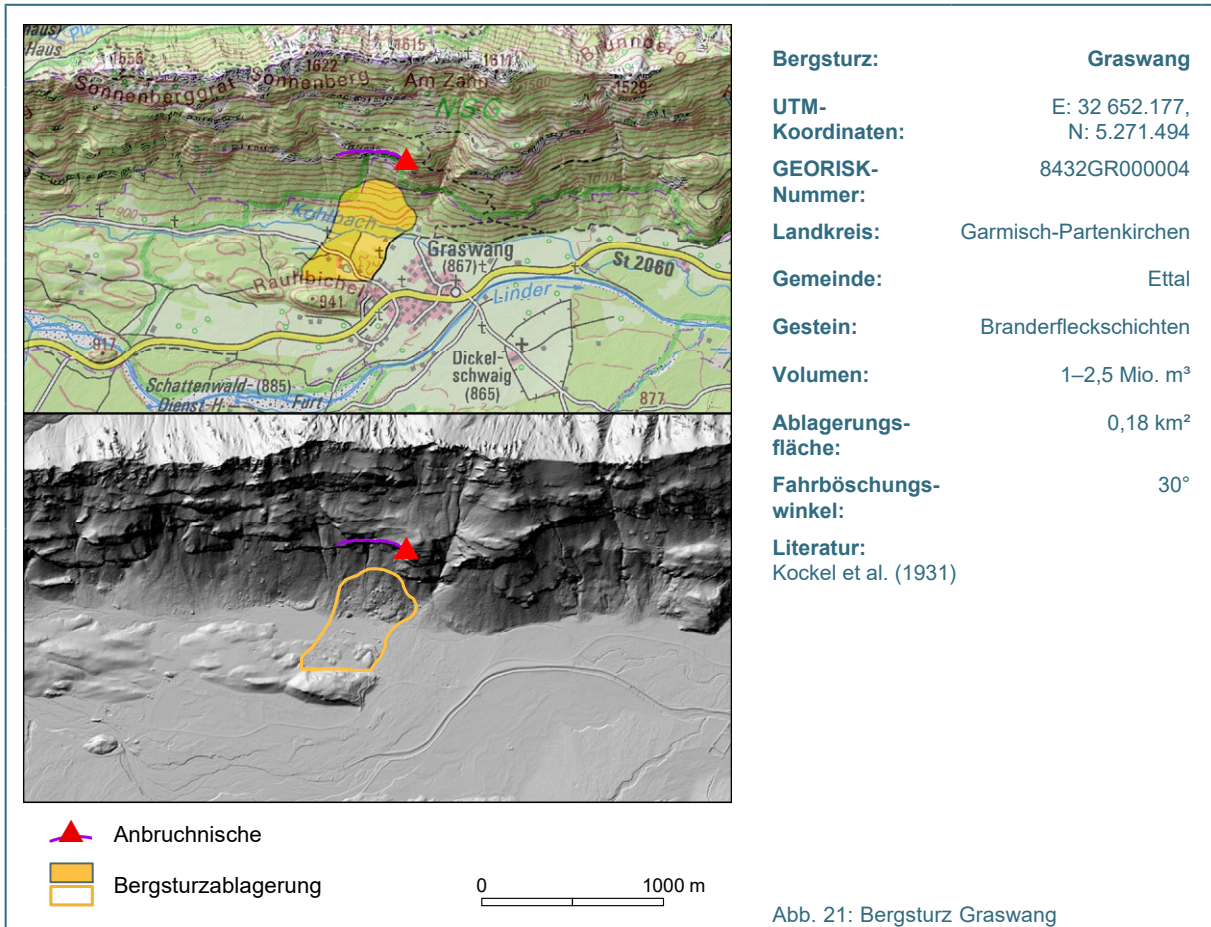


Abb. 21: Bergsturz Graswang

Nordwestlich von Graswang zeigen sich im Tal die Buckel und Blöcke einer Bergsturزابlagerung. Die Breite beträgt etwa 450 m, die Längserstreckung im Tal etwa 150 m. Die Ablagerungen im Tal wurden offensichtlich durch Bachsedimente des Kohlbaches teilweise überschüttet, so dass dort nur noch die höheren Teile der Ablagerung im südlicheren Bereich aus den Bachablagerungen heraussehen. Eine Fortsetzung unter den Bachsedimenten weiter nach Westen ist möglich. Am Hangfuß unterhalb der Hohen Wand setzt sich die Ablagerung mit dieser Unterbrechung dann weiter nach Norden fort, so dass die Gesamtlänge der Ablagerungen in Fallrichtung etwa 600 m beträgt. Das geschätzte Volumen beträgt nach Kockel et al. (1931) etwa 2,5 Mio. m³, was jedoch wahrscheinlich etwa um den Faktor 2 überschätzt sein dürfte. Durch die nachträgliche Überschüttung ist die Gesamtmächtigkeit kaum feststellbar. Da die Sturzhügel in einer Entfernung von bis zu 250 m vom Hangfuß zu finden sind, muss es sich um einen Abgang mit hoher Dynamik in einem Schlag und nicht um wiederholte kleinere Felsstürze gehandelt haben.

An der Hohen Wand steht Kalkstein der Branderfleckschichten an, die mit steilstehender Diskoranz an Dogger- und Lias-Kieselkalk lehnen. Die vertikal stehende Hohe Wand allein in ihrer Breite von ca. 300 m dürfte für das Volumen als Anbruchnische nicht ausgereicht haben. Auch die Breite der Ablagerung zeigt, dass die Anbruchnische noch weiter nach Westen gereicht hatte, wo heute keine so offensichtliche Anbruchwand mehr erkennbar ist. Hier hat demnach eine stärkere Überprägung durch jüngeren Hangschutt stattgefunden.

Direkt östlich der Anbruchnische setzt sich die Anbruchwand in großen vertikalen Spaltenbildung fort. Diese Spalten haben Öffnungsweiten im Meterbereich und eine erkennbare Tiefe von deutlich über 10 m. Sie erstrecken sich über eine Breite von über 100 m und trennen somit ein Felsvolumen von grob geschätzt 1 Mio. m³ ab. Diese Spalten sind möglicherweise bereits beim Absturz der Massen aus der Hohen Wand entstanden. Sie würden damit einen hängengebliebenen Teil der abgebrochenen Felsmasse abgrenzen. Weshalb dieser Teil nicht mit abgestürzt ist, ist unklar. Spaltenmessungen über einen längeren Zeitraum haben gezeigt, dass dort aktuell keine Bewegungen stattfinden. Langfristig kann eine Reaktivierung allerdings nicht ausgeschlossen werden, so dass auch zukünftig eine Beobachtung von eventuellen Veränderungen angebracht ist.



Abb. 22: Die Hohe Wand etwas links der Bildmitte ist die Rückwand der Anbruchnische. Der im Bild rechts anschließende bewaldete Felskopf ist durch tiefe Spalten abgetrennt.

3.9 9 Im Boschet

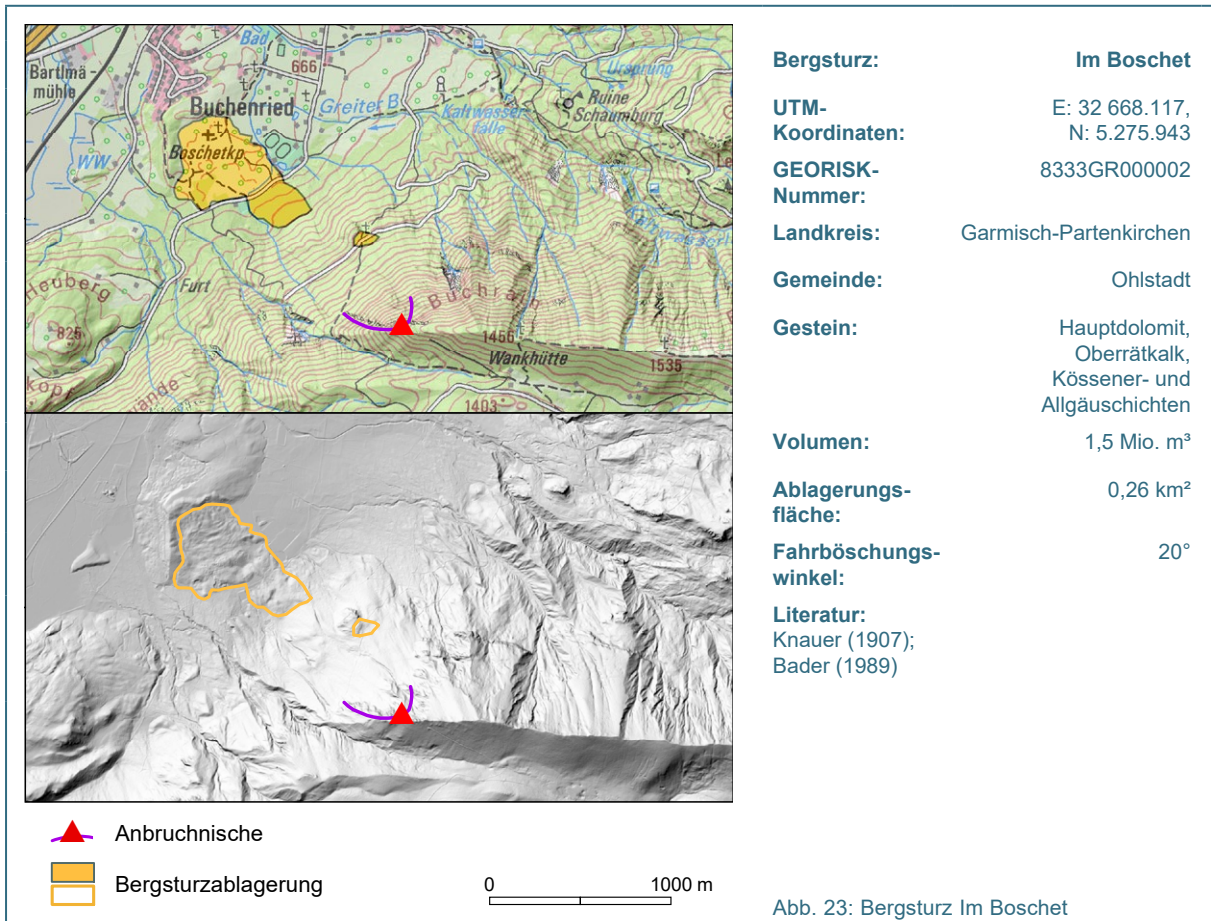


Abb. 23: Bergsturz Im Boschet

Im Boschet südlich von Ohlstadt zeigt sich am östlichen Hangfuß eine mächtigere Sturzablage- rung, weiter nach Westen zu ein nur leicht buckliges Gelände. Das Sturzmaterial ist von Osten vom Buchrain her auf eine glazial angelegte, nach Westen ansteigende Rampe aufgeglitten. Im Westen hat sie den eiszeitlichen Geländerücken noch überströmt, die Blockablagerungen reichen bis auf die Westseite des Rückens. Der Fahrböschungswinkel liegt bei 20°.

In der mutmaßlichen Anbruchnische steht flach hangauswärts einfallender Hauptdolomit an und wahrscheinlich auch monomikte Breccie aus Hauptdolomit-Komponenten der Branderfleckschichten. Als Ablöseflächen waren offensichtlich vorwiegend steile nordwestfallende Klüfte verantwortlich. Außer Hauptdolomit sind im Anrissgebiet Gesteine des Oberrätalkes, der Kössener- und der Allgäuschichten kartiert. Letztere sind in der Ablagerung jedoch nur sehr untergeordnet zu finden. Die Ablagerung erfolgte auf Würmmoräne über spätriss- bis frühwürmglazialen, teils kohleführenden Seesedimenten.

Eine wie sonst üblich ausgeprägte Nische ist im Herkunftsgebiet nicht ausgebildet. Unterhalb von etwa 1.100 m ü. NHN bildet der Hang eine mit etwa 33° geneigte Platte, deren Oberfläche sich auch seitlich fortsetzt. Erst oberhalb von 1.100 m zeigt sich dann eine Versteilung, die einen mindestens 20 m hohen „Kragen“ bildet, der die obere Anbruchkante darstellen dürfte. Die Platte ist als Gleitbahn entlang einer Kluftrichtung zu interpretieren, auf der ein Felspaket abgeglitten ist. Die Platte hat eine Oberfläche von ungefähr 25 ha, so dass eine durchschnittliche Mächtigkeit eines darauf abgeglittenen Schichtpaketes von nur 5 m bei einem üblichen Auflockerungsfaktor von

1,3 bereits dem geschätzten Ablagerungsvolumen entsprechen würde. Wahrscheinlicher ist jedoch, dass ein Paket von 10 bis 20 m Mächtigkeit nur aus dem oberen Teil der Platte abgerutscht ist.

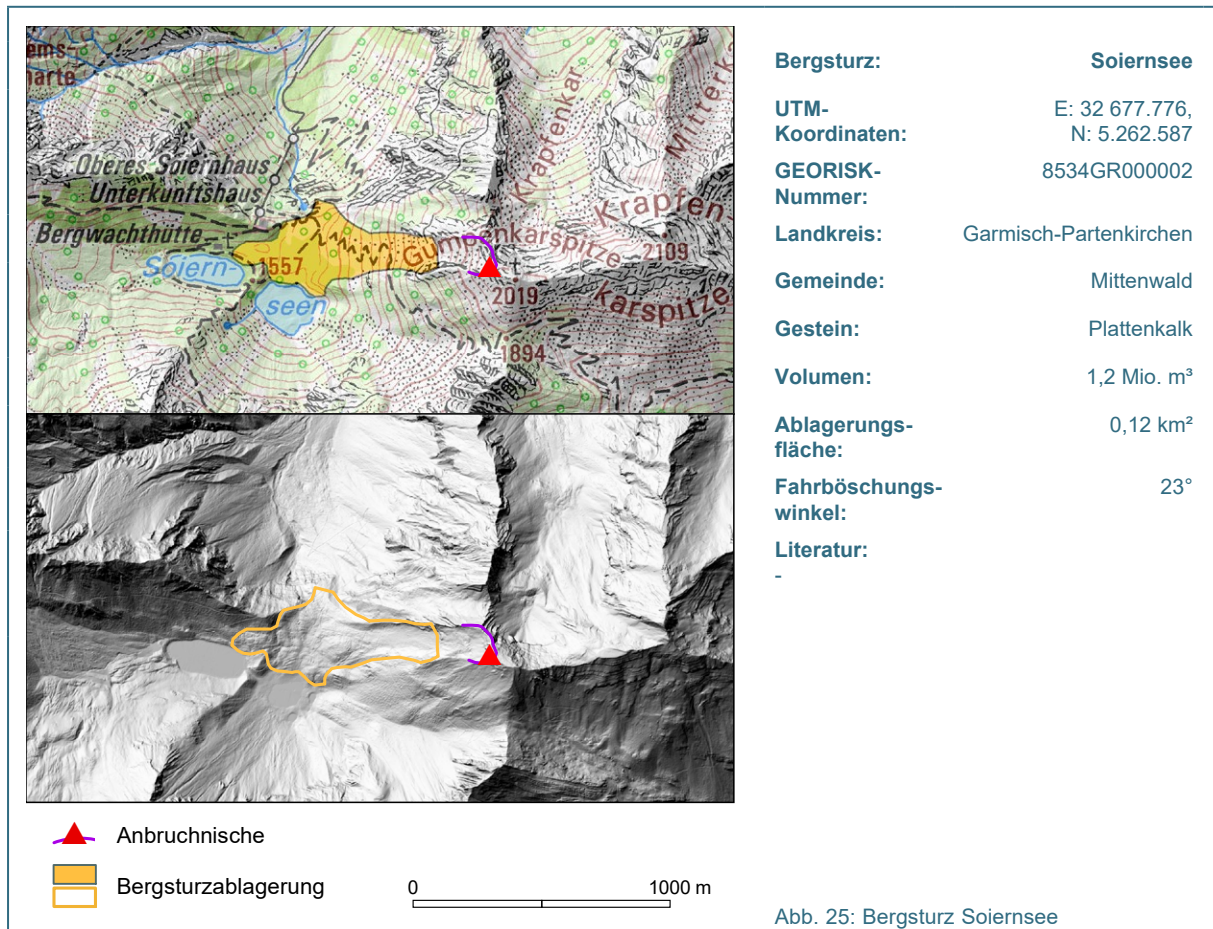
Die Ablagerung des Bergsturzes umfasst eine Fläche von 26 Hektar. Die Oberflächenformen zeigen, dass im westlichen Bereich nur eine relativ dünne Überstreuung von 2 bis 3 m liegt und sich die mächtigere Masse von wohl bis 20 m Mächtigkeit auf den Ostteil konzentriert. Durch eine Nachinterpretation der älteren Seismik (Bader 1989) konnte diese morphologische Interpretation auch in den Geophysikprofilen weitgehend nachvollzogen werden. Das Volumen wird aufgrund dessen auf etwa 1,5 Mio. m³ geschätzt. Die größeren Sturzblöcke sind konzentrisch um den Hangfuß abgelagert, wobei die Blockgröße nach außen abnimmt. Die mutmaßliche Anbruchfläche ist bis zum Hangfuß von jüngerem Hangschutt bedeckt. Auf einer höher gelegenen Verebnung auf etwa 910 m ü. NHN findet sich jedoch noch etwas hängen gebliebene Sturzmasse.

Ein genaueres Alter des Ereignisses ist nicht zu nennen. Es hat sich in postglazialer Zeit abgespielt und wurde mäßig durch Schuttkegel und durch die Verwitterung überprägt. Somit kommt wohl eine Zeitspanne zwischen etwa 1.000 und 13.000 Jahren in Frage. Das Herkunftsgebiet der Blockmassen war zeitweise umstritten. Nach älteren Annahmen wäre die Sturzmasse möglicherweise nicht aus dem benachbarten Buchrain abgebrochen, sondern wurde glazial antransportiert. Das Liefergebiet wäre somit im Loisachtal zwischen Farchant und Eschenlohe zu suchen. Für diese Annahme hatte vorwiegend das Fehlen einer markanten Anbruchnische am Buchrain gesprochen. Ein weiteres Argument war, dass die vom Buchrain auch zu erwartenden Einheiten Oberrhätalkalk, Kössener- und Allgäuschichten im Sturzmaterial nur sehr gering vertreten sind. Das Sturzmaterial besteht fast ausschließlich aus Hauptdolomit. Dies ist jedoch durchaus erklärbar, zumal für das historische Kalkbrennen eine künstliche Selektion an der Geländeoberfläche stattgefunden hat. Gegen einen glazialen Transport sprechen zudem die ausgeprägte Schüsselform und die sehr scharfe Umgrenzung der Sturzmasse. Hinter der anzunehmenden obersten Anbruchkante am Buchrain verlaufen Doppelgrate, was für große Anbruchbereiche typisch wäre und ein weiterer Hinweis auf das Liefergebiet am Buchrain ist.



Abb. 24:
Bergsturza blagerung Im Boschet,
Blick über den flachen „Teppich“
nach Westen zu

3.10 10 Soiernsee



Am unteren Soiernsee östlich von Mittenwald liegt eine Sturzmasse, die von der Gumpenkarspitze abgestürzt ist. Die Anbruchnische nahe des Gipfels ist klar abgezeichnet und hat eine maximale Tiefe von über 40 m. Die wohl bereits alte Sturzablagerung hat ein grob geschätztes Volumen von 1,2 Mio. m³. Die Ablagerung reicht von 1.550 am See bis – bergwärts ausdünnend – deutlich über 1.650 m ü. NHN. Im Westen reicht sie den Gegenhang hinauf. Dem Volumen nach handelt es sich um einen Bergsturz. Das Hochbranden am Gegenhang spricht dafür, dass es ein Einzelereignis mit hoher Geschwindigkeit war. Damit wäre auch das definitionsgemäß für einen Bergsturz notwendige Kriterium von hoher Dynamik erfüllt.

An der Gumpenkarspitze bildet der Plattenkalk einen Ost-West-streichenden Sattel, aus dessen Kern die Sturzmasse nach Westen ausgebrochen ist. Die maßgeblichen Trennflächen waren deshalb nicht die Schichtflächen, sondern Klüfte, die etwa in Nord-Süd-Richtung verlaufen.

Das Ereignis ist postglazial, eine genauere zeitliche Einordnung ist nicht möglich. Möglicherweise hat das Ereignis zur Entstehung des unteren Soiernsees mit beigetragen, da der natürliche Abfluss blockiert wurde. Der Damm aus Sturzmaterial wird nun durchströmt und über der Felswand nördlich des Sees tritt das Wasser in einer mächtigen Quelle wieder aus. Der obere Soiernsee dürfte durch einen Moränenwall eines Lokalgletschers abgedämmt sein, der Wall wurde teils noch von der Sturzmasse überfahren. Zudem haben im verkarstungsanfälligen Plattenkalk Karstprozesse

eine erhebliche zusätzliche Rolle bei der Entstehung des Sees gespielt. Sie können auch zur Instabilität im Anbruchgebiet mit beigetragen haben.

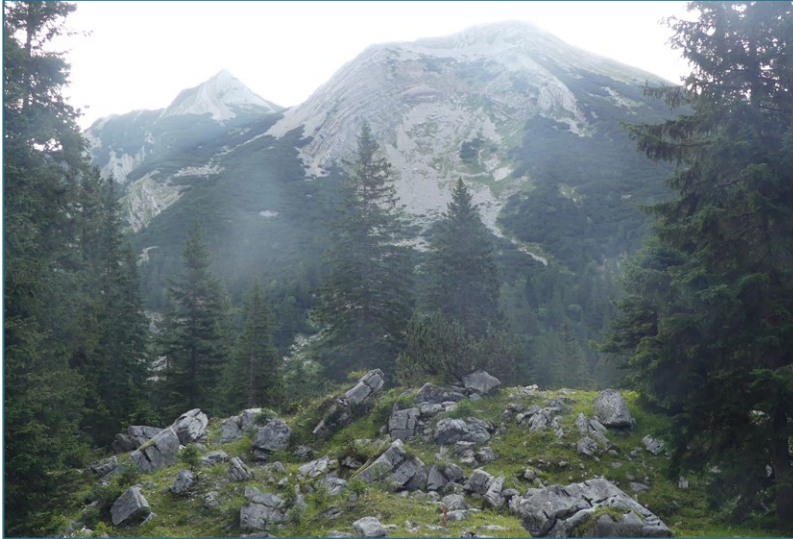
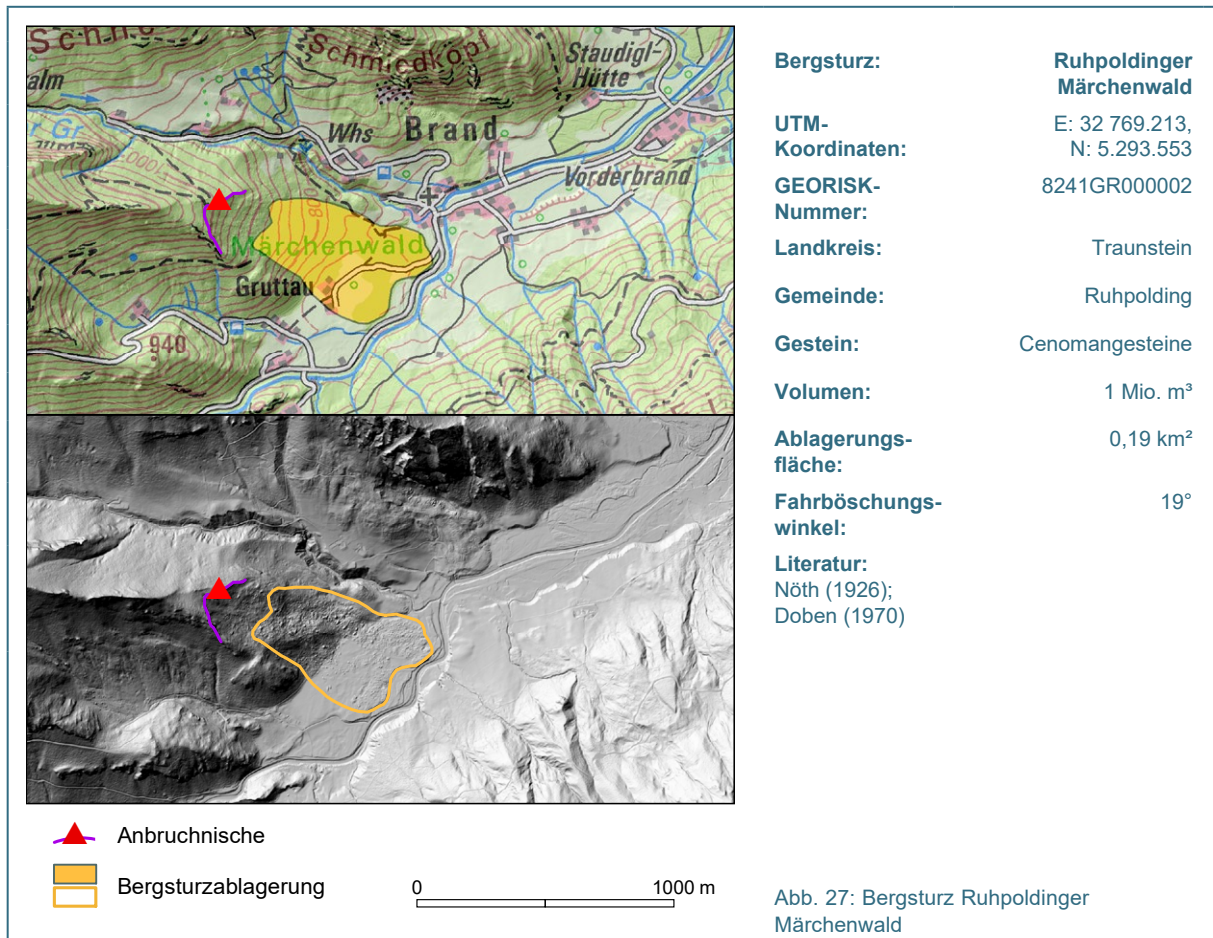


Abb. 26:
Blick über die Blockablagerung zur Anbruchnische an der Gumpenkar-
spitze: Dort ist die Sattelstruktur im
Plattenkalk deutlich erkennbar.

3.11 11 Ruhpoldinger Märchenwald



Im Tal der Urschlauer Achen westlich Ruhpolding liegt zwischen Gruttau und Brand eine große Blocklandschaft, die unter dem Namen Märchenwald bekannt ist. Es handelt sich um eine Bergsturزابlagerung vom Ostrücken des Tannberges.

Die Sturzmasse aus Sandsteinen, Breccien und Konglomeraten des Cenoman ist sehr grobblockig ausgebildet. Die Einzelblöcke haben teils Kantenlängen von über 15 m. Die Ablagerung bedeckt eine Fläche von 0,19 km². Die Mächtigkeit liegt im Maximum bei über 20 m, im Durchschnitt im unteren Hangbereich wohl bei 10 m, bergwärts abnehmend. Das Volumen kann auf über 1 Mio. m³ geschätzt werden. Da auch eine hohe Dynamik vorgelegen haben muss, sind die Kriterien für eine Einstufung als ein Bergsturz erfüllt. Das geometrische Gefälle als ein Maß für die Mobilität beträgt 19°.

Die Anbruchkante ist mit nur 10 m im Verhältnis zur Gesamtmasse nicht sehr hoch. Oberhalb der Kante zeigt eine leichte Einsenkung von ein bis zwei Meter Tiefe, dass dort Material beim Abgang der Hauptmasse steckengeblieben ist. Talwärts folgt dann die Blockablagerung, die nach unten zunehmend grobblockig wird. Das Maximum der Blockgröße wird etwa am Hangfuß erreicht. Von dort setzt sich die Blockmasse allerdings noch flach weiter bis zur Urschlauer Achen fort. Im Flachbereich ist zwischen den Blöcken Feinmaterial eingelagert, das von alten Überflutungen der Ache stammt. Ob und in welchem Maße die Sturzmasse bis auf die Südseite der Ache reicht und diese eventuell sogar aufgestaut hat, ist nicht bekannt. Die Bauarbeiten im Zuge der Bachverbauungen

haben den Bereich künstlich zu stark überprägt, um noch entsprechende Spuren erkennen zu können. Stumme Zeugen eines ehemaligen Bergsturzstausees sind deshalb nicht bekannt.

Die Blöcke, die teils nach dem Sturz an Ort und Stelle zerbrochen sind, zeigen gelegentlich vertikal verlaufende flache Karstrillen. Diese können also erst nach der Ablagerung entstanden sein, was auf ein höheres Alter hinweist, möglicherweise bereits auf das frühere Postglazial. Aufgrund der Datierungen an Blöcken mit Karstkarren am Hintersee (siehe Kapitel 3.4) ist wohl zumindest von einem Alter von über 1.000 Jahren auszugehen. Die Aussage von Nöth (1926), es handle sich um ein Ereignis von vor etwa 300 Jahren, als eine Wand in sich zusammengefallen sein soll, ist deshalb eher unwahrscheinlich. Der Zusammenbruch einer Wandstufe jedoch ist plausibel, da eine hohe Energie zu der hohen Reichweite geführt haben muss.



Abb. 28:
Blockablagerung mit starker
Bemoosung; der Block hat sich
nach der Ablagerung gespalten.

3.12 12 Vordere Blaue Gumppe

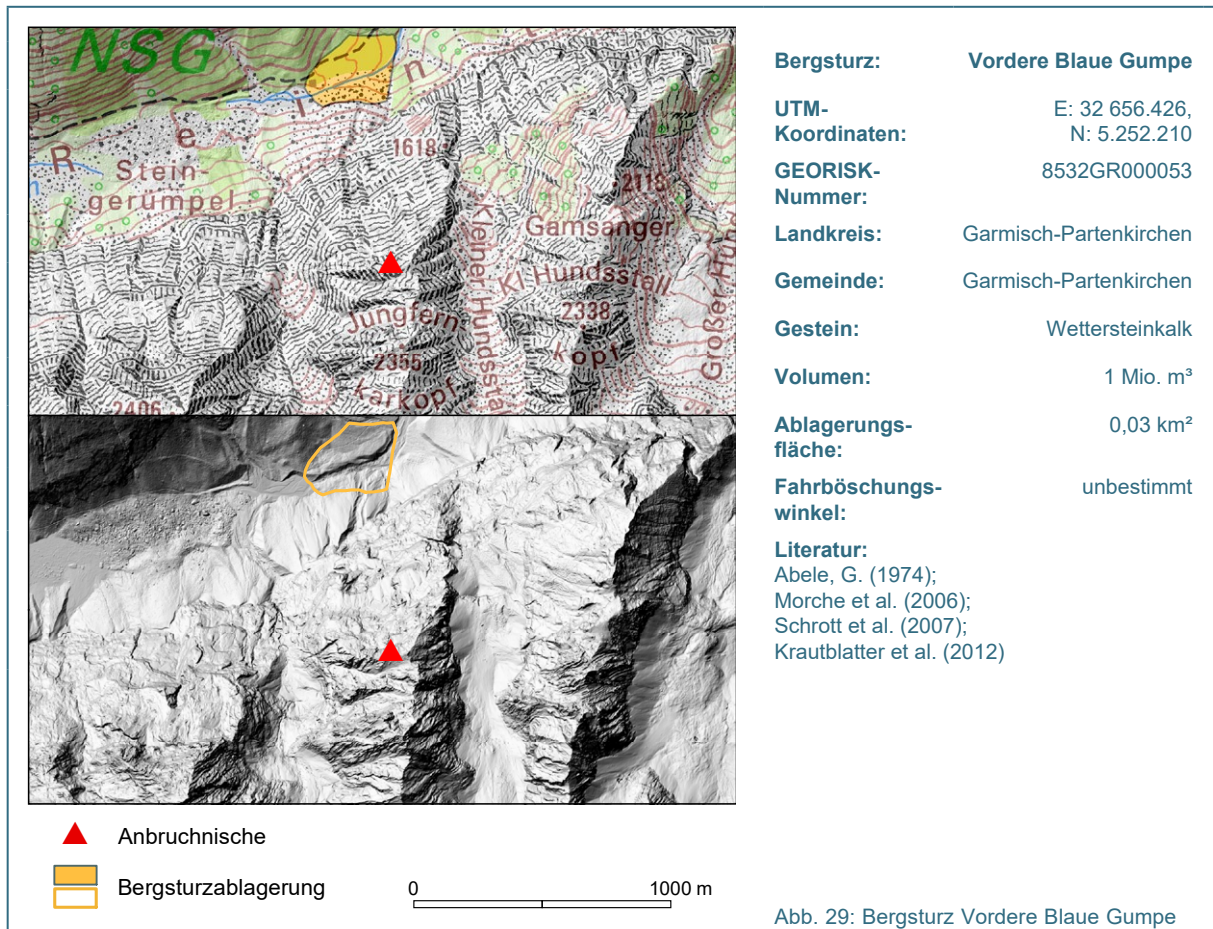


Abb. 29: Bergsturz Vordere Blaue Gumppe

Nach Krautblatter (2012) hat sich um das Jahr 1800 im Reintal südlich von Garmisch-Partenkirchen ein Bergsturz aus den Nordhängen des Hinterreintalschrofens bzw. des Jungfernkarkopfes ereignet, der zum Anstau der Vorderen Blauen Gumppe geführt hat. Die Lokalisierung der Anbruchnische ist aufgrund der Steilheit des Geländes nicht eindeutig, somit kann auch kein Fahrböschungswinkel genannt werden. Im Anbruchgebiet steht Wettersteinkalk an.

Die abgestürzten Fels- und Geröllmassen legten sich als mächtiger Wall quer über das Reintal, der dort heute noch um etwa 5 m höher liegt als die Talsohle oberhalb in der inzwischen verlandeten Blauen Gumppe. Der Bach hat sich bereits vollständig durch die Bergsturzmassen talabwärts eingegraben. Jüngere Prozesse überlagern zudem Teile der Sturzmasse mit Hangschutt

In Talrichtung hat die Ablagerung eine Breite von etwa 400 m, wobei die Hangschuttkegel diese teilweise verdecken. Krautblatter geht von einem Volumen von etwas über 1 Mio. m³ aus. Morche et al. 2006 konnten mit Georadar feststellen, dass hier wohl mindestens zwei Ablagerungen übereinander liegen. Unter der Bergsturzmasse folgt eine zweite, die eine zwei- bis dreimal so große Bergsturzablagerung darstellt und somit ein Volumen von etwa 2 bis 3 Mio. m³ hat. Die Schichtabfolge mit einer nur geringmächtigen fluvialen Zwischenlage weist darauf hin, dass der erste Bergsturz nicht viel älter als um das Jahr 1000 n. Chr. gewesen sein dürfte. Die Häufung von geologisch gesehen jungen Ereignissen im Reintal ist auffallend und legt eine mögliche Wiederkehr nahe.

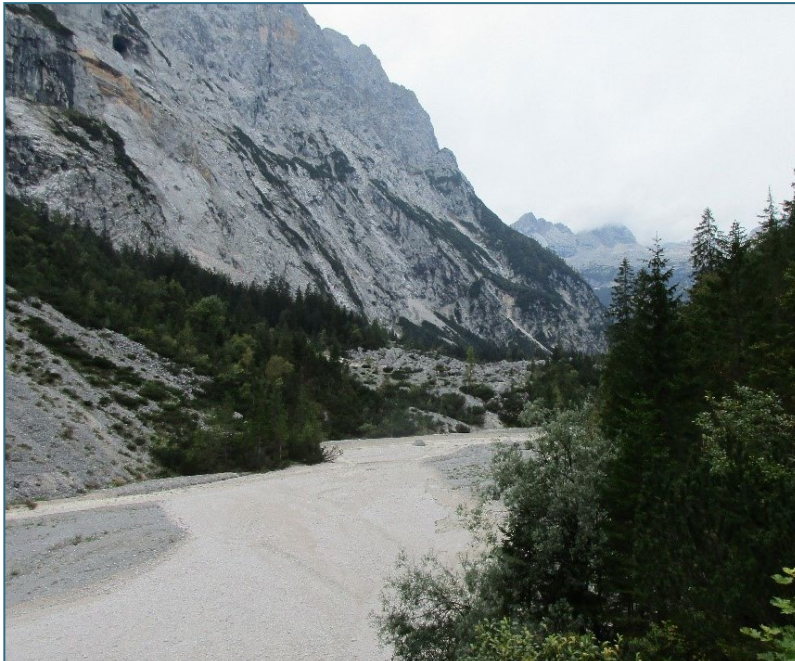
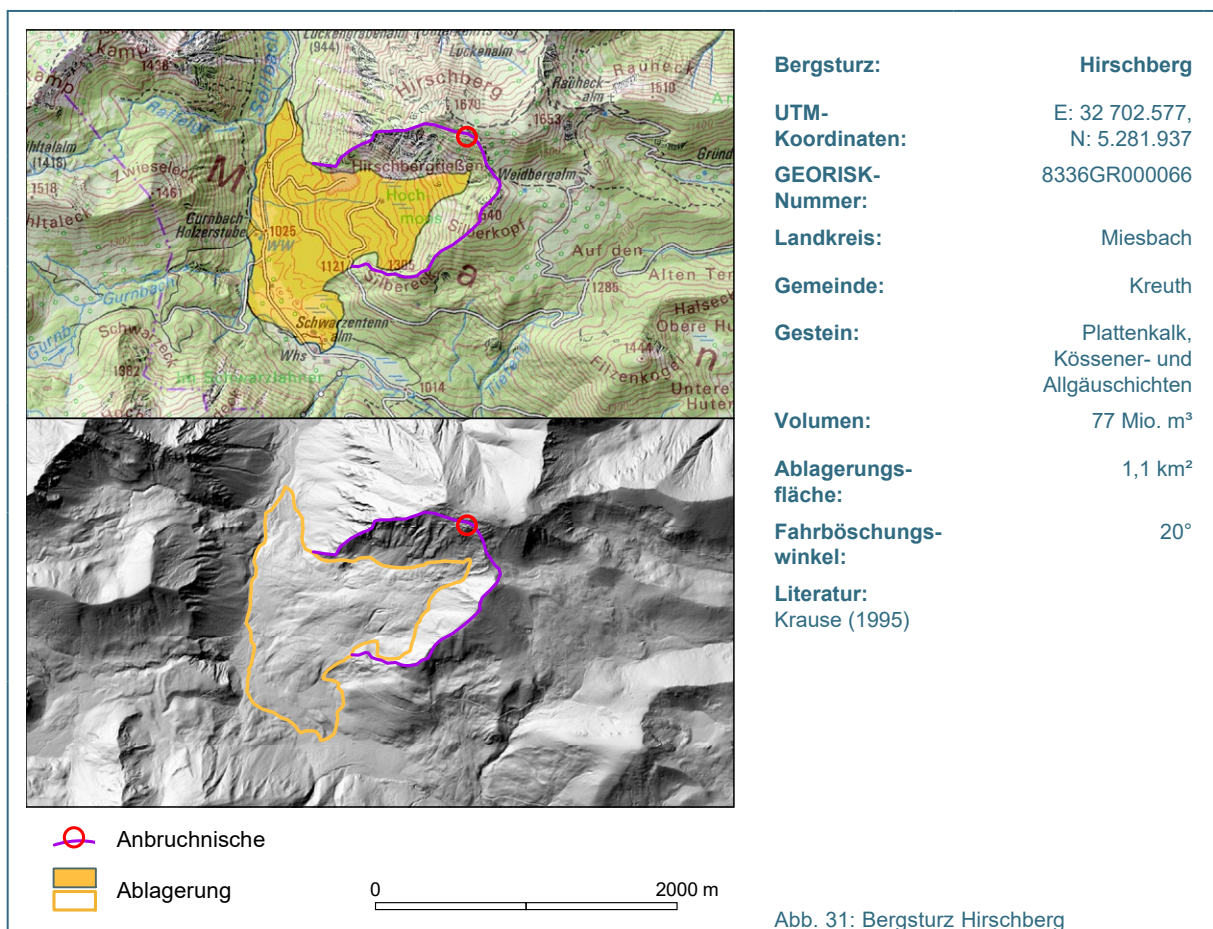


Abb. 30:
In Bildmitte liegt die Ablagerung,
die das Reintal blockiert.

4 Fragliche Bergstürze in Bayern

Die nachfolgenden Ablagerungsbereiche haben das Volumen eines Bergsturzes, die definitionsgemäß notwendige hochdynamische Ablagerung ist jedoch fraglich. Sie werden dennoch hier kurz aufgeführt. Auch andere Ablagerungen können zukünftig durch weitere Informationen noch als Bergsturz eingestuft werden. Solche mögliche „Kandidaten“ wäre zum Beispiel die Ablagerung an der Fallmühle westlich von Pfronten und jene östlich des Berchtesgadener Hochthrons bei Ettenberg. Die Aufzählung folgt auch hier den Volumensangaben in abnehmender Reihenfolge.

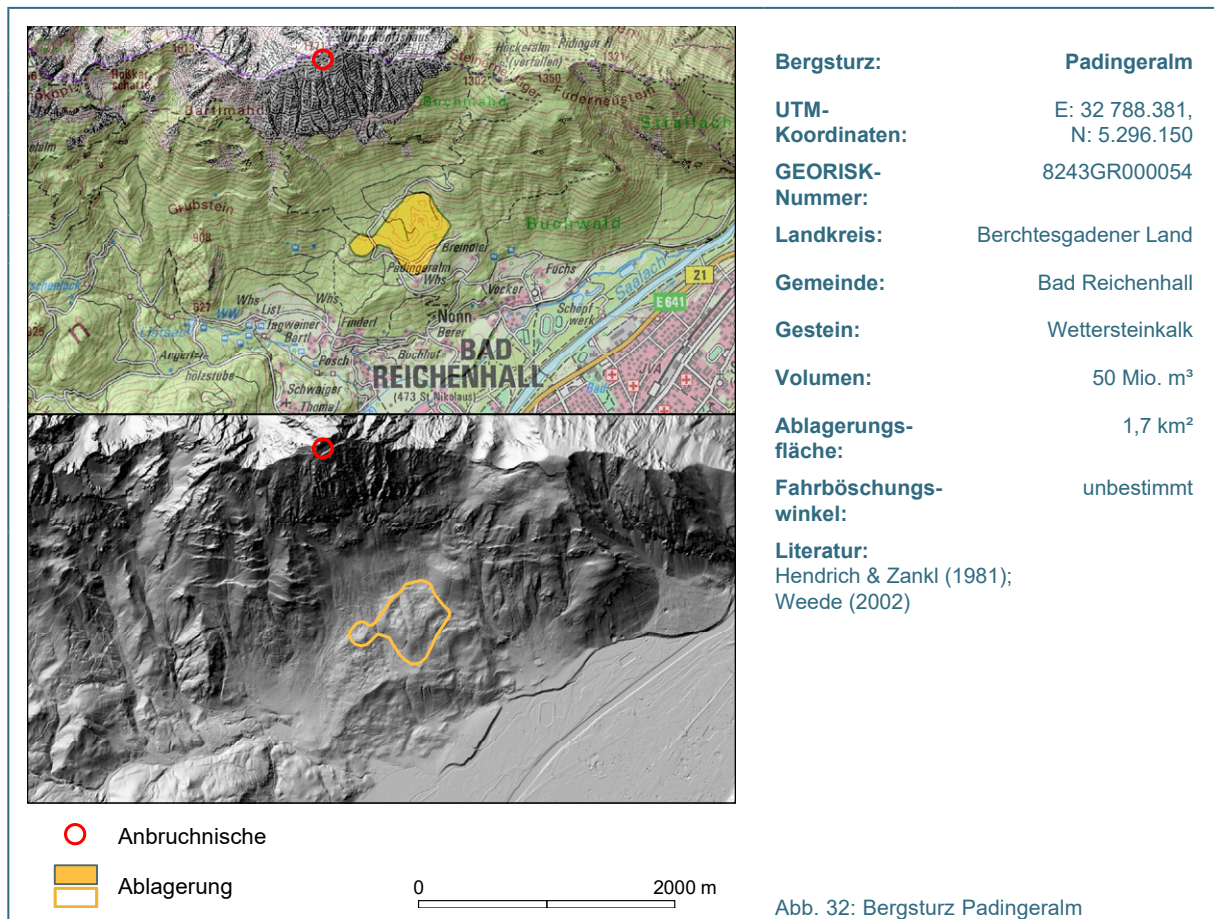
4.1 13 Hirschberg



An der Westflanke des Hirschberges bei Kreuth zeigt sich bis in den Talbereich nördlich der Schwarzentennalmen eine Blocklandschaft. Es handelt sich offensichtlich um eine bereits ältere Sturz- oder Rutschablagerung, deren Anbruch zwischen Silberek und Hirschberg eine deutliche Nische hinterlassen hat. Die Ablagerung ist postglazial und könnte bereits bald nach dem Abschmelzen der Gletscher in der frühen Nacheiszeit entstanden sein. Dabei dürfte ein ursprünglich höherer Kamm mit abgebrochen sein. Die Wasserscheide zwischen Söllbach (nach Norden) und Schwarzenbach (nach Süden) wird durch die Ablagerungen gebildet. In der Anbruchnische stehen steil südfallende Allgäuschichten überkippt über Kössener Schichten und Plattenkalk an.

Als Ursache für das Ereignis sind die starke Zerrüttung an Störungslinien und die allgemeine Instabilität der mergelreichen Wechselfolgen zu sehen. Es handelt sich nur um einen möglichen Bergsturz denn die Ablagerung kann auch durch vielfache kleinere Prozesse und/oder durch langsamere Rutschvorgänge entstanden sein.

4.2 14 Padingeralm



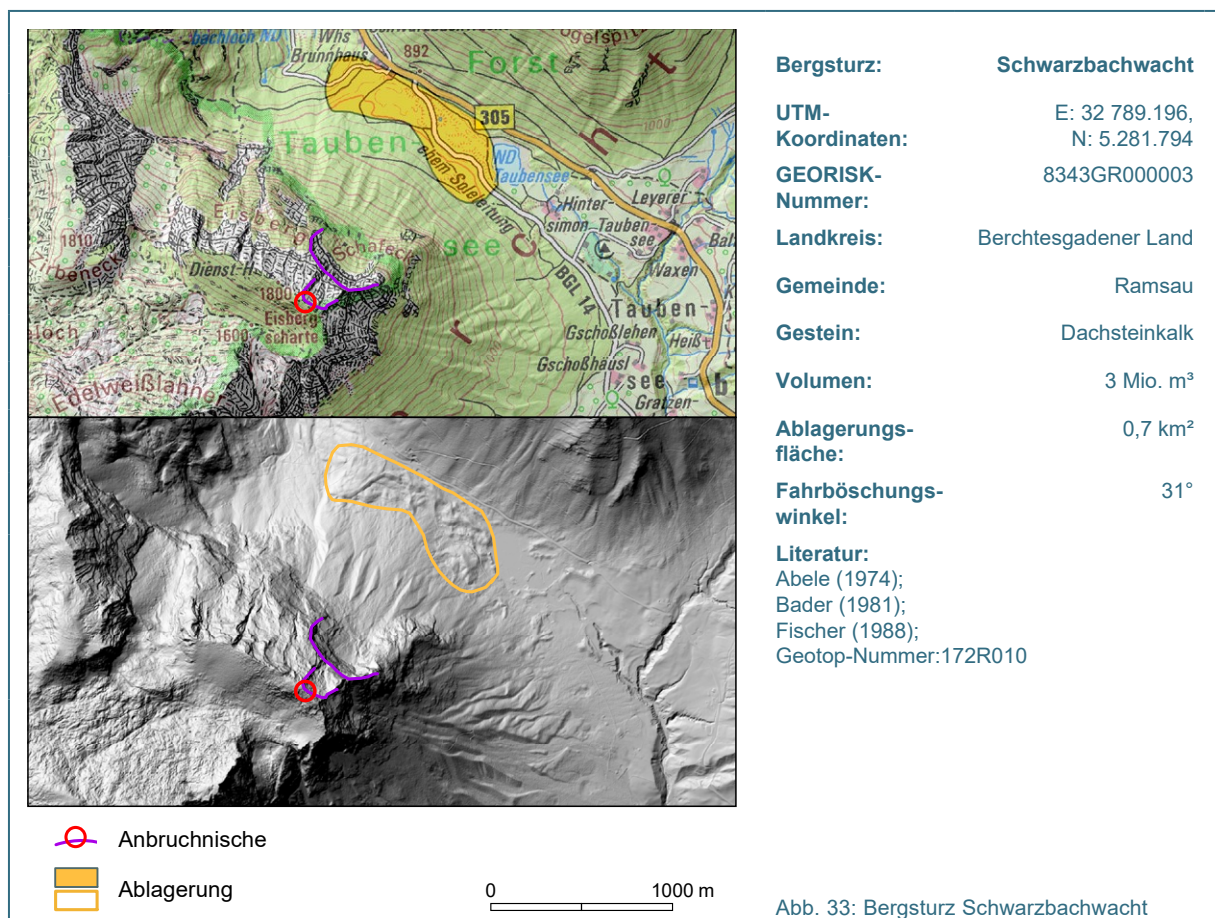
Der Bereich der Padinger Alm wird möglicherweise von einer sehr großen alten Bergsturzmasse aufgebaut. Hierfür sprechen mächtige Blockablagerungen sowie die Morphologie. Es wird eine Fläche von etwa 1,7 km² überdeckt, das Volumen dürfte sich auf über 50 Mio. m³ belaufen. Aufgrund weiterhin bestehender Unklarheiten muss das Ereignis allerdings als nicht abgesichert bezeichnet werden.

Die Herkunft der Sturzmassen ist an der Südflanke des Hochstaufen zu suchen. Dort sind sehr tiefe und lang hinziehende Spaltenbildungen in Wettersteinkalk bekannt, die eine Auflockerung des Berges anzeigen. Im sogenannten Matratzenschacht wurde dort eine vertikale Tiefe von über 98 m erkundet. Es ist nicht auszuschließen, dass die Spalten mit dem mutmaßlichen alten Bergsturz in Verbindung stehen und dass das Anbruchgebiet hier zu suchen ist. Am Hochstaufengipfel sind in jüngerer Zeit in Zusammenarbeit der TU-München mit dem LfU Bewegungsmessungen durchgeführt worden. Diese zeigen, dass der spaltendurchzogene Gipfelbereich langsame Deformationen erfährt. Die festgestellten Bewegungen dürften in erster Linie auf Auslaugungen von Gips und Salz im unterlagernden Haselgebirge zurückzuführen sein. Sie sind auch für die kleinen aber spürbaren sporadischen Erdbeben am Hochstaufen verantwortlich. Die Bewegungen sind somit keine direkte

Hangbewegung, sie können allerdings solche auslösen und insbesondere zu Steinschlag und Felsstürzen führen.

Die Ablagerung muss ein bereits erhebliches Alter aufweisen. Die morphologische Form könnte dafür sprechen, dass während des Ereignisses im Talbereich noch Eis der letzten Vergletscherung gelegen hat. Die an der Padinger Alm zu findenden Kristallingerölle sind jedoch keine Beweise einer späteren Eisüberfahrung.

4.3 15 Schwarzbachwacht



Die Landschaft am Pass zwischen Ramsau und Unterjettenberg bei Schwarzbachwacht und westlich des Taubensees ist durch Wallformen, Buckel und eine Blocklandschaft geprägt. Aufgrund der Lithologie der Blöcke ist die Herkunft im Bereich des südwestlich benachbarten Eisberges zu suchen. Dort liegt in einer Höhe von etwa 1.700 m ü. NHN eine 400 m breite und, senkrecht zur Oberfläche gemessen, etwa 100 m tiefe Nische im Dachsteinkalk. Deren Volumen ist auf grob 2 bis 5 Mio. m³ zu schätzen. Die Ablagerung ist auf einer Fläche von 0,3 km² aufgeschlossen. Bergwärts setzt sie sich unter jungen Schuttkegeln fort, die Fläche könnte somit bis zu 0,7 km² betreffen. Nach geophysikalischen Untersuchungen von Bader (1981) wurde 1991 eine Bohrung im Bergsturzgebiet niedergebracht, die die Blockmassen nach 20 m noch nicht durchteuft hatte. Das Volumen kann anhand dieser Daten grob auf 3 Mio. m³ geschätzt werden.

Die Entstehung wurde sehr unterschiedlich interpretiert. Während Fischer (1988) von einer Toteislandschaft des spätglazialen Schlern-Stadiums spricht, sieht Abele (1974) dies als Ablagerung ei-

ner großen Bergsturzmasse an. Im Gelände konnten keine deutlichen glazialen Anteile gefunden werden. Die Wahrscheinlichkeit einer Entstehung durch ein Sturzereignis dürfte deshalb deutlich höher als eine weiterhin nicht vollkommen auszuschließende glaziale Entstehung sein.

4.4 16 Steinklammern

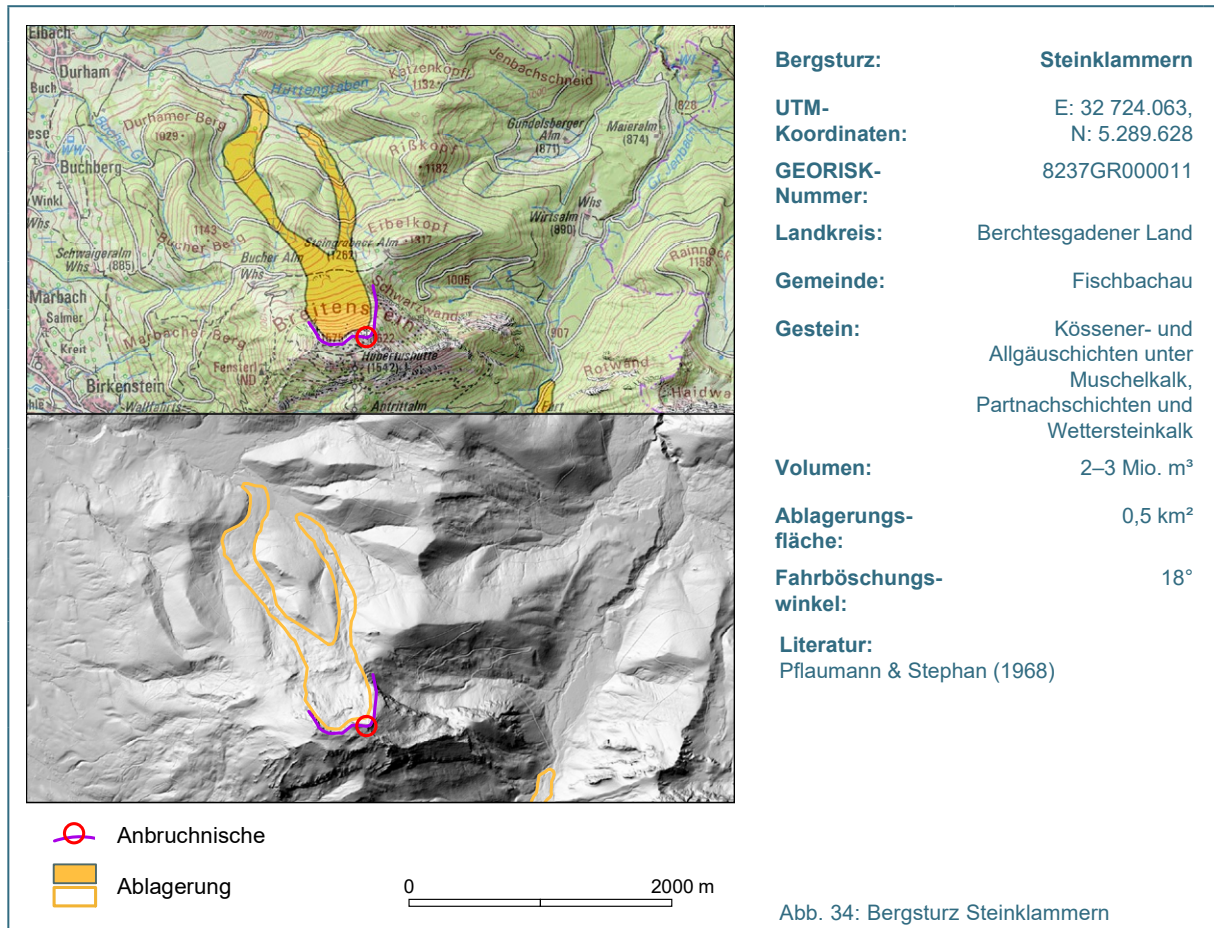


Abb. 34: Bergsturz Steinklammern

An der Nordseite des Breitensteins bei Fischbachau liegt in der Lokalität Steinklammern eine große Blockablagerung, die durch eine sehr komplexe Hangbewegung entstanden sind. Ursache für das Ereignis war der geologische Aufbau mit Wettersteinkalk über Partnachschichten und Alpinem Muschelkalk, die am tieferen Hang durch Mergel der Kössener- und der Allgäuschichten unterlagert werden. Es ergibt sich somit die klassisch instabile Situation von Hart- auf Weichgesteinen. Der Anbruch erfolgte entlang von hangparallelen Klufflächen.

Zur Einstufung als Bergsturz reicht das Volumen aus, ob aber die definitionsgemäß erforderliche hohe Dynamik aufgetreten ist, ist fraglich. Die Sturzmassen hatten sich offensichtlich am oberen Hang abgelagert und kamen dabei auch auf den mergeligen Gesteinen der Kössener- und der Allgäuschichten zu liegen. In diesem Bereich fand dann in zwei getrennten Strömen ein Fließen der Blockmassen auf der bindigen Unterlage statt. Der geringe Fahrböschungswinkel von nur 18° dürfte vorwiegend auf die Umlagerung durch Fließprozesse zurückzuführen sein. Ob dieses Fließen unmittelbar anschließend an das Sturzereignis erfolgte, oder aber erst im Laufe der Zeit eine Fließbewegung auftrat, ist heute nicht mehr nachzuvollziehen. Die Verwitterung der Ablagerung lässt auf ein höheres Alter von einigen 1.000 Jahren schließen.

4.5 17 Moosebnetgraben

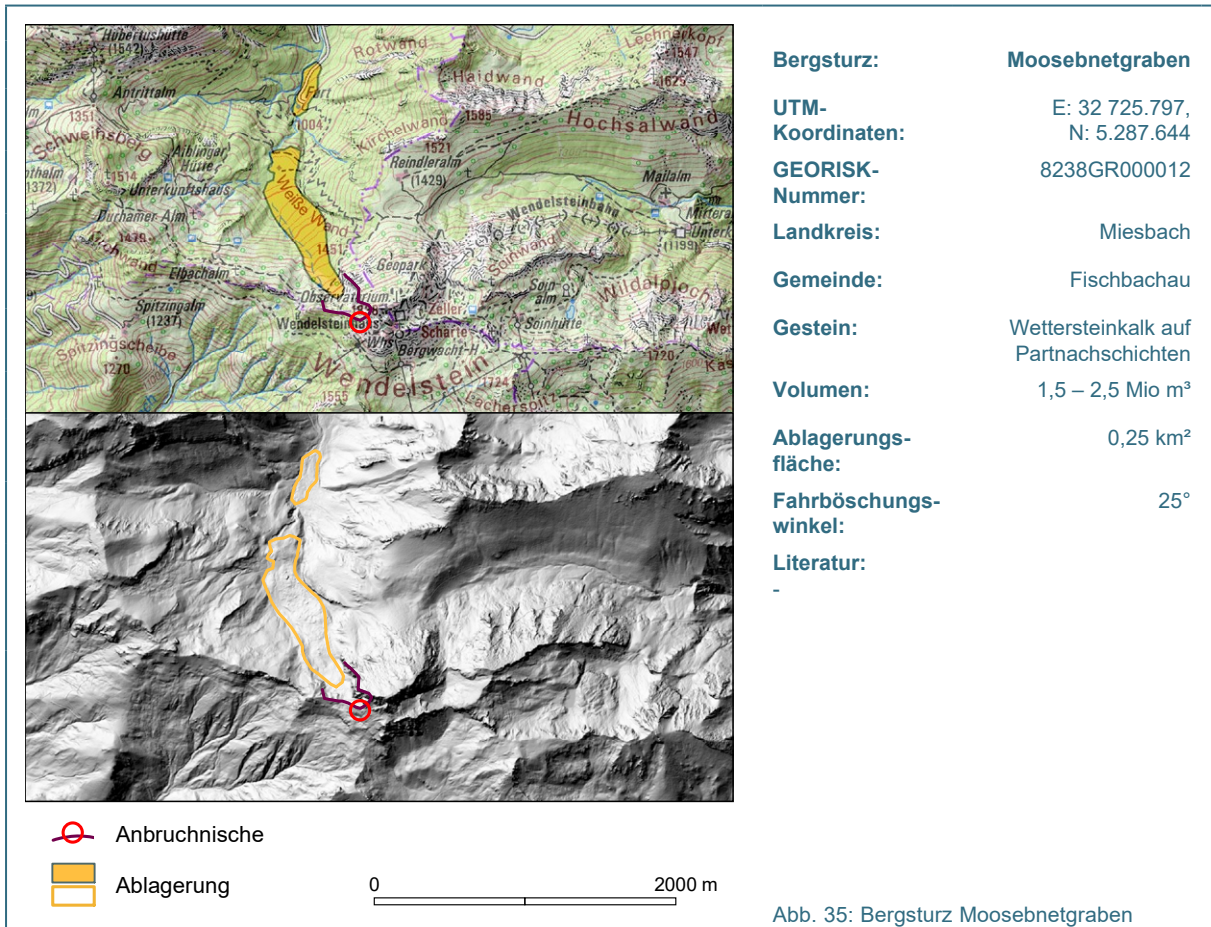


Abb. 35: Bergsturz Moosebnetgraben

Im Moosebnetgraben nördlich des Wendelsteins bei Bayrischzell liegt die zungenförmige Blockablagerung eines großen Sturzprozesses. Bei dem Ereignis ist eine westliche Fortsetzung des Wendelstein-Gipfelaufbaus in einer Mächtigkeit von über 150 m abgebrochen. Ursache dürfte die Unterlagerung des Gipfelaufbaus aus Wettersteinkalk durch steil nach Norden einfallende Mergel der Partnachschiechten gewesen sein. Die Gleitfläche liegt etwa hangparallel und somit wohl auch schichtparallel. Das Material ist entlang des Moosebnetgrabens abgefahren. Dort treten Blockgrößen bis über 10 m Kantenlänge auf. Die teils bis zu 20 m mächtige Ablagerung reicht zusammenhängend hangabwärts bis mindestens 1.160 m ü. NHN. Zwischen 1.160 und 1.000 m ü. NHN sind im dort steileren Hang keine größeren Ablagerungen zu beobachten. Die groben Blockablagerungen im Tal von 940 m bis 1.000 m ü. NHN könnten eine Fortsetzung sein, sind aber nicht eindeutig zuzuordnen. Das Volumen liegt je nach Abgrenzung wohl bei 1,5 bis 2,5 Mio m³. Dem Volumen nach handelt es sich um einen Bergsturz. Ob die nach der Definition erforderliche hohe Dynamik aufgetreten ist, ist jedoch nicht sicher.

4.6 18 Teufelstättkopf

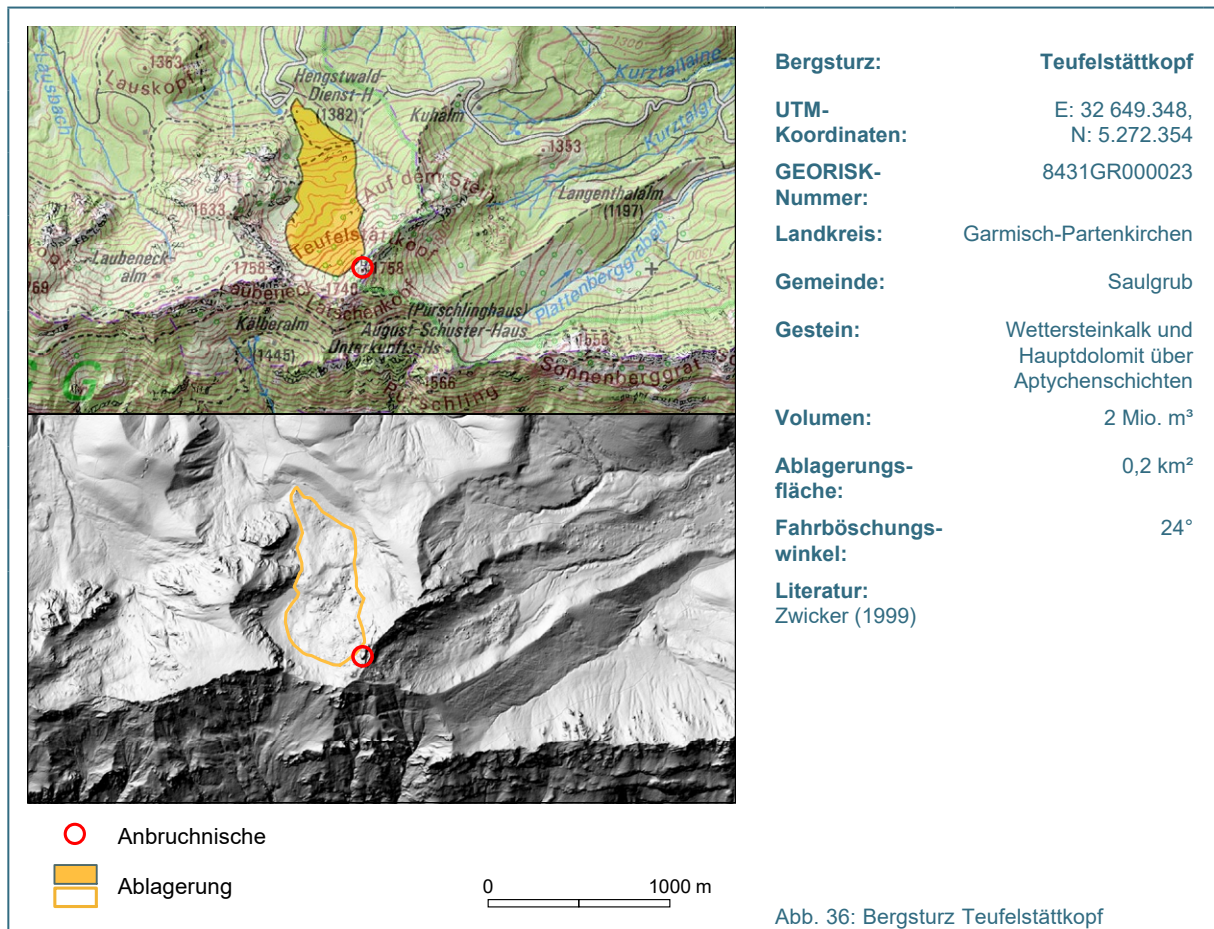
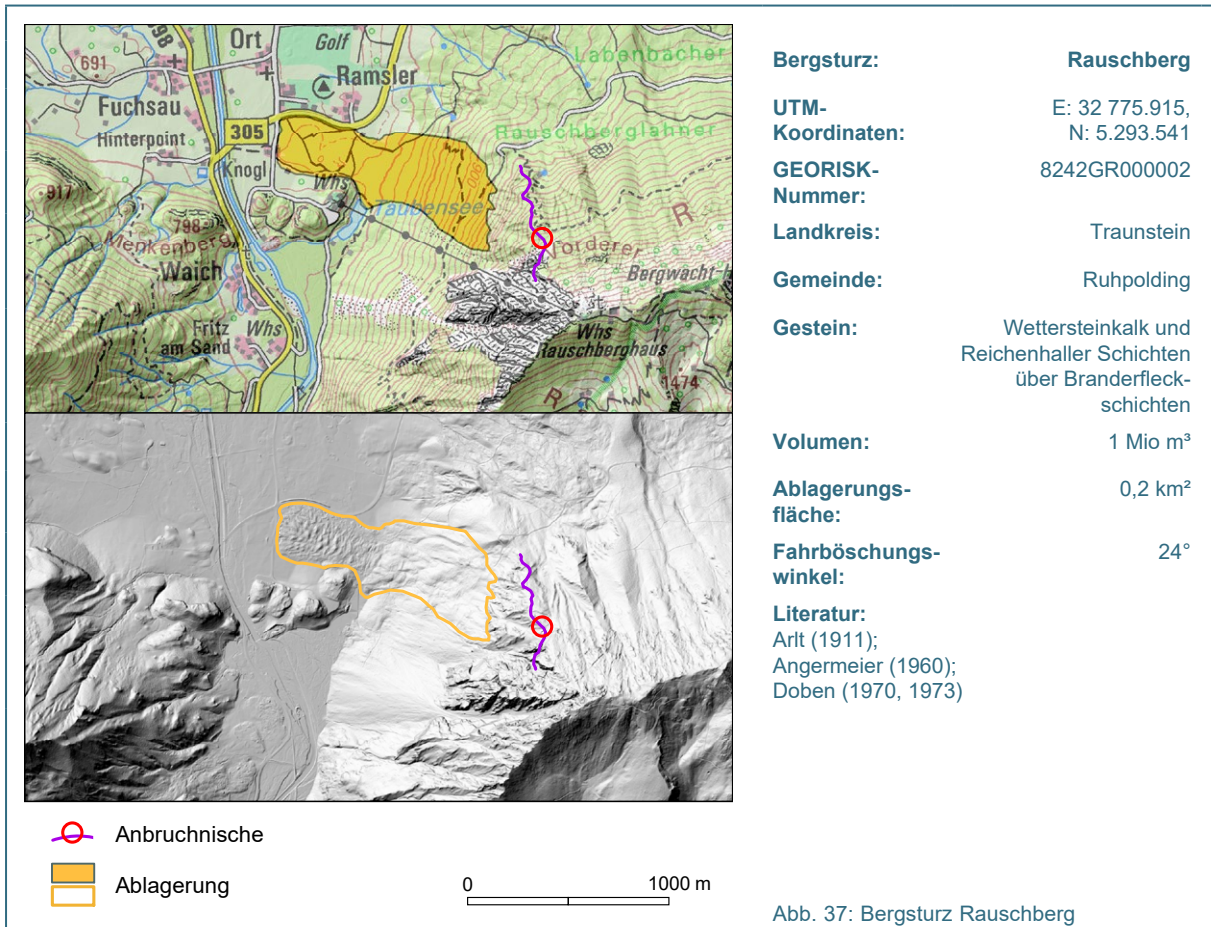


Abb. 36: Bergsturz Teufelstättkopf

Der gesamte Kessel nordwestlich des Teufelstättkopfes in den Ammergauer Alpen wird von einer großflächigen Sturzablagerung bedeckt. Sie erstreckt sich über etwa 300 x 800 m und dürfte ein Volumen von über 2 Mio. m³ aufweisen. Ob sie durch ein einmaliges, bergsturzartiges Ereignis entstanden ist oder durch mehrere kleinere Ereignisse, ist nicht bekannt. Die abflusslose Senke der Nebelalpe unterhalb der Anbruchnische spricht allerdings für eine erhebliche Dynamik.

Die tektonische Überschiebung von Wettersteinkalk und Hauptdolomit der Lechtaldecke auf die Ammergauschichten der Allgäudecke bedingt hier die typische labile Lagerung von „hart auf weich“. Die teilweise mergelhaltigen Ammergauschichten können für die starre Platte der Wettersteinkalke keine stabile Basis bilden, deshalb sind große Partien vom Teufelstättkopf abgestürzt. Entlang der Anbruchnische zeigen sich zahlreiche tiefgreifende Spalten, die weitere Felsbereiche abtrennen. Mit erneuten Felsstürzen mit einem Volumen bis zu von mehreren 10.000 m³ ist deshalb zu rechnen. Auch die Spaltenhöhle am Gipfel des Teufelstättkopfes ist wohl in Zusammenhang mit den Bewegungen zu sehen.

4.7 19 Rauschberg



Südlich von Ruhpolding wurde die ursprünglich am östlichen Talrand fließende Weiße Traun durch eine Sturz- oder Rutschmasse blockiert, so dass sie sich einen neuen Weg weiter westlich suchen musste. Der Taubensee ist als Rest des Anstaus verblieben.

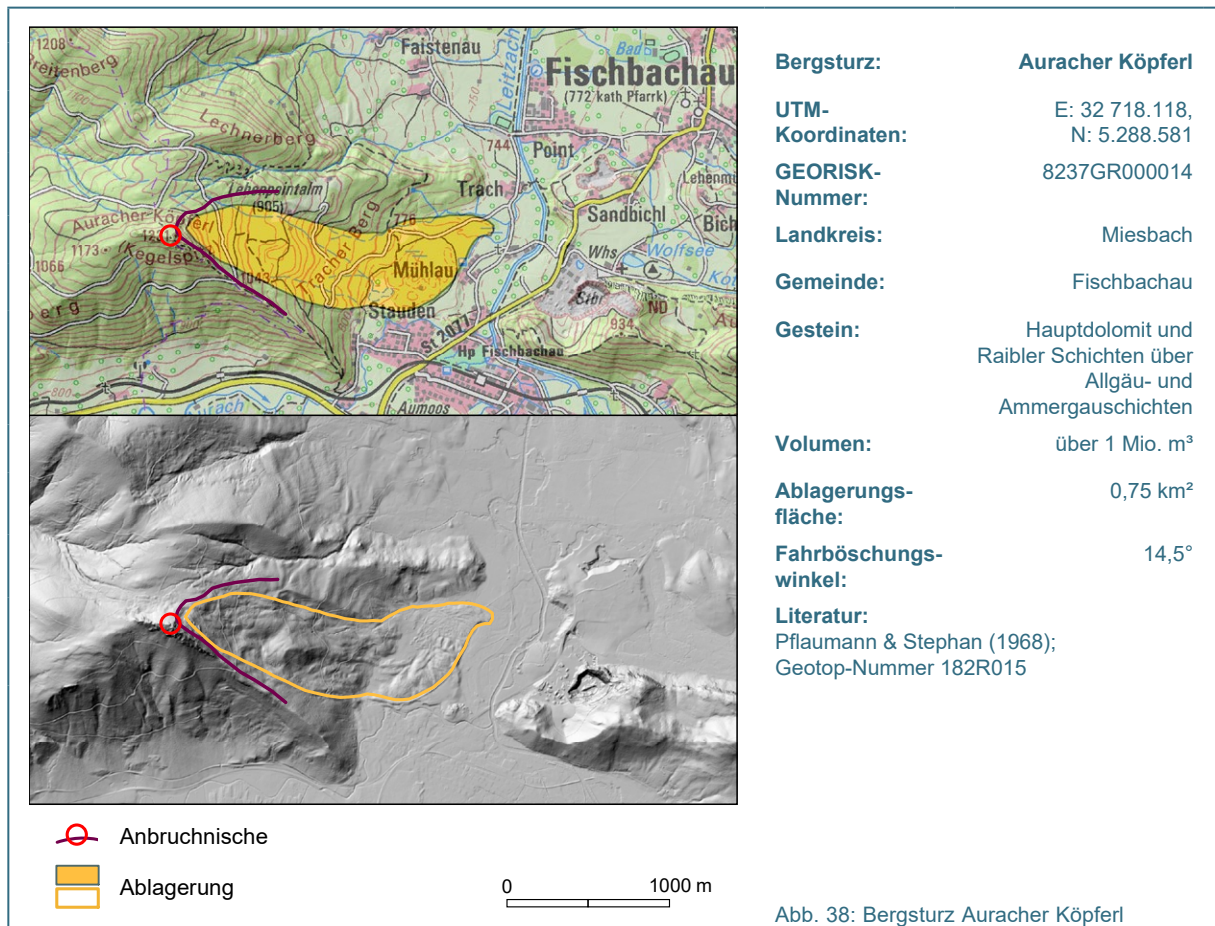
Im Herkunftsgebiet ist keine eindeutige Anbruchnische zu erkennen. Dort stehen Wettersteinkalke und Reichenhaller Kalke, möglicherweise auch noch Partnachschichten, tektonisch überschoben über Branderfleck- und Schrambachschichten an. Zudem ist ein Vorkommen von auslaugungsfähigem Haselgebirge im Untergrund nicht auszuschließen, denn mehrere dolinenartige Strukturen im Hangschutt deuten auf anhaltende Auslaugungen hin.

Der ausgeprägt zungenförmige Ablagerungsbereich hat eine Länge von 1,2 km und eine Fläche von etwa 0,2 km². Die Ablagerung besteht wohl ausschließlich aus Blöcken aus Wettersteinkalk, Material der kreidezeitlichen Unterlagerung wurden dort nicht beobachtet. Am unteren Hang zeigt sich eine mächtige wulstige Ablagerung, auf dem Talboden schließt dann ein nur 6 bis 15 m mächtiger flacher strukturierter „Teppich“ an. Dort zeigt sich eine Fließstruktur mit zahlreichen Querwülsten. Die Buckel darin erreichen Höhen von bis zu 8 m, die Mächtigkeit dürfte bei 10 bis 15 m liegen.

Es handelt sich hier um einen alten Ablagerungsbereich, dessen Genese nicht eindeutig ist. Es kann sich um einen Bergsturz, aber auch um eine Rutschmasse handeln, bei der sich Sturzmaterial auf den Mergeln der unterlagernden Kreideserien abgelagert hat und dann als Blockstrom abge-

glitten ist. Das Alter ist wegen der Überlagerung auf Moränenbildungen nur als eindeutig postglazial einzustufen. Die nur wenig verwitterten Formen legen ein mäßiges Alter von nur wenigen 1.000 Jahren nahe.

4.8 20 Auracher Köpferl



Westlich von Fischbachau zeigt sich an der Ostflanke des Auracher Köpfels die Ablagerung einer nicht eindeutig einzustufenden Hangbewegung. Auch hier wird die Blocklandschaft am Hangfuß als Märchenwald bezeichnet.

In der mutmaßlichen Anbruchnische finden sich in Höhe 950 m ü. NHN Verflachungen, die früher auf eine glaziale Entstehung zurückgeführt wurden. Es sind jedoch die Köpfe von Schollen einer großen Sackungsmasse, die vom Südostkamm des Auracher Köpfels einige Zehnermeter abgeglitten ist. Aus ihrer Front ist die Bergsturz- oder Rutschmasse abgegangen. Im Anrissgebiet steht Hauptdolomit über Raibler Schichten an, die tektonisch auf Allgäu- und Ammergauschichten (Malm-Aptychenschichten) aufgeschoben sind. Dort zeigen sich Bergzerreissungen, Nackentälchen und Senken, die auf Kriechbewegungen hinweisen und möglicherweise „steckengebliebene“ Relikte des Hauptereignisses darstellen.

Am Hangfuß ist eine Block- und Buckellandschaft zu beobachten, die weit in die Ebene hinausreicht. Die Buckel erreichen eine Höhe von bis zu 15 m über den Senken. Die Hügel sind vorwiegend aus Blöcken von dunklen Kalken der Raibler Schichten aufgebaut. Im äußeren randlichen Be-

reich der Ablagerung fällt ein halbkreisförmig verlaufender morphologischer Rücken auf, der sehr gleichförmig wallartig die Sturzmasse umschließt. Der Wall könnte auch künstlich angelegt worden sein, wozu es jedoch bisher keine historischen Hinweise gibt.

Es könnte sich um einen Bergsturz oder aber auch um eine große Rutschung, möglicherweise in Verbindung mit Fließbewegungen gehandelt haben. Beides kann das weite Vordringen in das Vorland erklären, das sich auch im geringen Fahrböschungswinkel zeigt. Die Ablagerung bedeckt eine Fläche von etwa 0,75 km².

5 Fazit zu Bergstürzen in Bayern

In Bayern sind eindeutige Bergstürze nur aus den Nördlichen Kalkalpen bekannt. Dort finden sich ein ausreichend ausgeprägtes Relief und auch Schichtfolgen, die den Aufbau einer hohen Reliefenergie ermöglichen. Abele (1972) hatte auf die Voraussetzung eines sehr „stabilen“ Gesteins für die Entstehung eines Bergsturzes hingewiesen. Nur in hochdruckfesten Gesteinseinheiten können sich ausreichend hohe Wände bilden. Dies erklärt, wieso bei uns der Wettersteinkalk und der Dachsteinkalk besonders oft als Ausgangsgestein dienen. Beides sind sehr feste Kalke, die massig bis dickbankig auftreten. Daneben treten auch Gesteine des Cenoman als Sturzmasse auf, so in Graswang und in Ruhpolding. Die ebenso als Wandbildner bekannten Gesteine des Schratzenkalles im Helvetikum und die Konglomerate der Molasse erreichen in Bayern offensichtlich keine ausreichende Mächtigkeit, um als Quellgebiet für einen Bergsturz zu dienen. Hinzu kommt, dass die Bayerischen Alpen an der tektonisch besonders stark beanspruchten Nordfront der alpinen Schubmassen liegen. Dies hat zu einer intensiven Verschuppung und Zerlegung geführt, so dass sich entlang des äußeren Alpenrandes seltener hohe Wandstufen ausbilden konnten.

Eine grundsätzlich geringe Stabilität liegt vor, wenn harte Gesteine über weichen zu liegen kommen. Diese berüchtigte „hart auf weich“ Konstellation führt zu plastischen Kriechvorgängen in der überlasteten Unterlage. Die Folge ist, dass die überlagernde Hartplatte zerbricht und abstürzt. Für Bergstürze ist dies jedoch nur untergeordnet von Bedeutung, da sich gerade aufgrund der Instabilität der Unterlage typischerweise kein ausreichender Energieaufbau ausbilden kann. Die Hartplatte bricht bereits frühzeitig in eher kleineren Portionen ab. Der Teufelstättkopf und die Steinklammern wären solche Beispiele für eine „hart auf weich“ Konstellation in Bayern.

Die Orientierung der Schichtflächen spielt als Ablösungs- oder Gleitfläche nur in wenigen Fällen eine Rolle. Dies ist bei den Bergstürzen Hintersee und Moosebnetgraben der Fall, untergeordnet noch am Himmelschrofen. Viel häufiger erfolgt eine Ablösung an Kluft- oder Störungsflächen. Insbesondere die tektonisch angelegten sogenannten ac-Klüfte, die in den Bayerischen Alpen vorwiegend etwa in Nord-Süd-Richtung streichen, dienen oftmals als Ansatzpunkt großer Anbrüche.

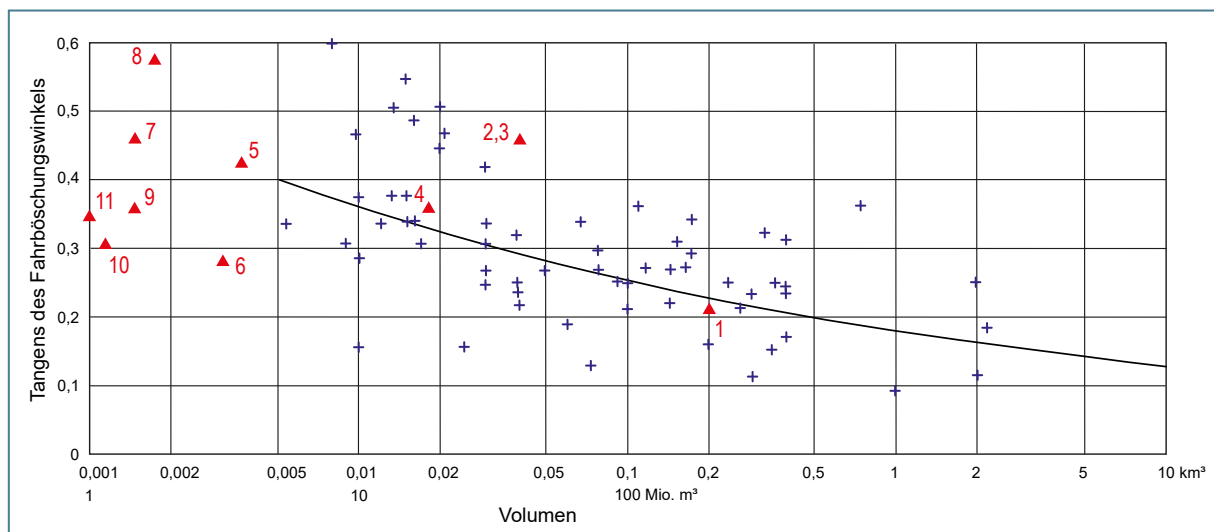


Abb. 39: Zusammenhang zwischen der Reichweite von Bergstürzen und dem Volumen; Diagramm aus Erismann & Abele (2001), ergänzt um Bergstürze aus Bayern (rot)

Die Reichweite der Bergstürze in Bayern kann im Vergleich zu anderen als durchschnittlich eingestuft werden. Sie liegen im Diagramm nach Erismann & Abele (s. Abb. 39) weitgehend nahe der Normlinie. Die höchste Mobilität zeigt die Lenggrieser Tumuluslandschaft. Dort waren wie bereits beschrieben wahrscheinlich Fließprozesse nach Art eines Sturzstromes beteiligt, was zur hohen Reichweite geführt hat.

Für die Bergstürze Eibsee und Vordere Blaue Gumppe konnte eine Mehrphasigkeit nachgewiesen werden. Bei den Bergstürzen von Marquartstein und Hallthurm wird eine solche von den Bearbeitern postuliert. Am Eibsee und wohl auch für die Beispiele Marquartstein und Hallthurm ist jedoch von einem sehr großen Erstereignis auszugehen, dem später ein deutlich kleineres gefolgt ist. Das Zweitereignis könnte dann eine kurzzeitig anschließende Folge gewesen sein, ähnlich wie am eingangs erwähnten Beispiel des historischen Bergsturzes von Elm. Bergzerreissungen hinter der Anbruchkante und in der Anbruchnische hängengebliebene Reste der bewegten Masse sind ein verbreitetes Phänomen. Sie finden sich an den Beispielen Hallthurm, Boschet, Märchenwald, Padingeralm, Steinklammern, Teufelstättkopf und Auracher Köpfl. Insbesondere in den Fällen Hallthurm und Teufelstättkopf sind aus diesen Bereichen mittelfristig Felsstürze zu erwarten, die auch eine größere Dimension erreichen können.

Erneute Bergstürze werden in Bayern derzeit nicht erwartet. Da die Bayerischen Alpen deutlich weniger hoch als die Alpen der Nachbarländer sind und ihre Fläche im Vergleich auch nur klein ist, liegt allein die statistische Wahrscheinlichkeit bei uns deutlich niedriger. Wie bereits einleitend erwähnt, kündigen sich Großereignisse in den meisten Fällen vorher an. An der bekannten großen Bergzerreissung in Graswang sind bei den Messungen keine Bewegungen festgestellt worden, am Hochstaufen (Padingeralm) weisen die leichten Bewegungen eher auf eine Auslaugung im tieferen Untergrund als auf Hangbewegungen hin. Es gibt also derzeit keine erkennbaren Anzeichen, dass sich in Bayern ein echter Bergsturz vorbereiten würde. Für den in den Medien mehrfach angeführten möglichen neuerlichen Eibsee-Bergsturz von der Zugspitze gibt es an dem gut beobachteten Bergmassiv tatsächlich keinerlei Hinweise. Zu erwarten sind dort wie an nahezu allen höheren Felswänden jedoch Felsstürze, die dann leider auch zu Schäden führen können. Grundsätzlich ist dies ein natürlicher Prozess, der dazu beiträgt das Relief auszugleichen. Die Alpen sind damit auf dem Weg – in geologischen Zeiträumen – ein Mittelgebirge zu werden.

6 Literaturverzeichnis

- Abele, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 25, 230 S.
- Bader, K. (1981): Die glazialen Übertiefungen im Saalachgletscher-Gebiet zwischen Inzell und Königssee. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31, 37–52, Hannover.
- Broili, F. (1914): Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, Band 37, 391–455. Stuttgart.
- Dhein, A. (1944): Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 88. Beilagenband, Abteilung B, 176–228, Stuttgart.
- Erismann, Th. & Abele, G. (2001): *Dynamics of Rockslides and Rockfalls*. 316 S., Springer.
- Evans, S., Delaney, K., Hermanns, R., Strom, A. & Scarascia-Mugnoza, G. (2011): The Formation and Behaviour of Natural and Artificial Rockslide Dams; Implications for Engineering Performance and Hazard Management. In: Evans, S., Hermanns, R., Strom, A. & Scarascia-Mugnoza, G. (Hrsg.): *Natural and Artificial Rockslide Dams*, 1–75, Springer.
- Fischer, K. (1988): Die würmeiszeitliche und stadiale Vergletscherung der Berchtesgadener Alpen. *Berliner Geographische Abhandlungen*, Heft 47, Berlin.
- Galleman, T., Haas, U., Teipel, U. Poschinger, A.v., Wagner, B., Mahr, M. & Bäse, F. (2017): Permafrost-Messstation am Zugspitzgipfel, Ergebnisse und Modellberechnungen. *Geologica Bavarica* 115, 77 Seiten, Augsburg.
- Ganss, O. (1967): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Erläuterungen zum Blatt Nr. 8240 Marquartstein, 276 Seiten, München.
- Geistbeck, A. (1885): Die Seen der Deutschen Alpen. Eine geographische Monographie. *Mitteilungen des Vereins für Erdkunde in Leipzig*, 56 S., Leipzig.
- Glawe, U. (1989): Bericht über die geotechnisch-morphologischen Aufnahmen an der Westflanke des Hirschangerkopfes (1769 m) und im Bereich von Hallthurm (Untersberg – Westabdachung; Berchtesgadener Alpen). Unveröffentlichter Bericht im Auftrag des Bayerischen Geologischen Landesamtes München, 19 S., München.
- Gümbel K.W. von (1861): *Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpenraumes*. 950 S., Gotha.
- Heckmann, T., Bimböse, M., Krautblatter, M., Haas, F., Becht, M. & Morche, D. (2011): From geotechnical analysis to quantification and modelling using LIDAR data: a study on rockfall in the Reintal catchment, Bavarian Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 119–133.
- Heim, A. (1932): *Bergsturz und Menschenleben*. 218 S., Zürich.
- Hu, W., Huang, R., McSaveney, M., Yao, L., Xu, Q., Feng, M. & Zhang, X. (2019): Superheated steam, hot CO₂ and dynamic recrystallisation from frictional heat jointly lubricated a giant landslide: field and experiment evidence. *Earth Planet Scientific Letter* 510, 85–93.

- Jerz, H. & Poschinger, A. von (1995): Neuere Ergebnisse zum Bergsturz Eibsee-Grainau. *Geologica Bavarica*, Band 99, 383–398, München.
- Knapp, S., Anselmetti, F., Lempe, B., & Krautblatter, M. (2020): Impact of an 0.2 km³ Rock Avalanche on Lake Eibsee (Bavarian Alps, Germany) – Part I: Reconstruction of the paleolake and Effects of the Impact. *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI: 10.1002/esp.5024.
- Knapp, S., Anselmetti, F., Lempe, B., & Krautblatter, M. (2020): Impact of an 0.2 km³ Rock Avalanche on Lake Eibsee (Bavarian Alps, Germany) – Part II: Catchment Response to Consecutive Debris Avalanche and Debris Flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI: 10.1002/esp.5025.
- Kockel, C. W., Richter, M. & Steinmann, H. G. (1931): *Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach*. Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Heft 10, Innsbruck.
- Krause, K.-H. (1989): Kartierung des Bergsturzes bei Marquartstein.- Unveröffentlichte Arbeit im Auftrag des Bayerischen Geologischen Landesamtes, 68 S., München.
- Krautblatter, M., Moser, M., Schrott, L. Wolf, J. & Morche, D. (2012): Significance of rockfall magnitude and carbonate dissolution for rock slope erosion and geomorphic work on Alpine limestone cliffs (Reintal, German Alps). *Geomorphology*, 167/168, S. 21–34.
- Langenscheidt, E. (2008): Der einstürzende Berg.- *Alpenvereinsjahrbuch BERG 2008*, Hrsg.: DAV München, ÖAV Innsbruck, AVS Bozen, 132, S. 300–307.
- Morche, D., Katterfeld, C., Fuchs, S., Schmidt, K.-H. (2006). The life-span of a small high mountain lake, the Vordere Blaue Gumpe in Upper Bavaria, Germany. In: Rowan, J., Duck, R.W. & A. Werritty (eds.). *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems*. IAHS Publication 306, IAHS Press, Wallingford, pp. 72–81.
- Moretti, L., Mangeney, A., Capdeville, Y., Stutzmann, E., Huggel, C., Scheider, D. & Bouchut, F. (2012): Numerical modelling of the Mount Seller landslide flow history and of the generated long period seismic waves. *Geophysical Research letters*, 39, L16402.
- Nöth, L. (1926): Der geologische Aufbau des Hochfelln-Hochkienberggebietes. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 53. Beilagenband, Abteilung B: 409–510, Stuttgart.
- Poppel, J. (2003): Untersuchungen zu gravitativen Massenbewegungen (Steinschlag, Felssturz, Bergsturz) in den nördlichen Kalkalpen (Wettersteingebirge, Ammergebirge). Unveröff. Diplomarbeit, FAU Erlangen.
- Poschinger, A. von (1994): Some Special Aspects of the „Impact“ of a Landslide on the Valley Floor. *Landslide News*, 8, 26–28, Kyoto.
- Poschinger, A.v. (2020): Großrutschungen im Flysch der Bayerischen Alpen. *Geologica Bavarica*, 119, 54 S.
- Poschinger, A. von & Thom, P. (1995): Bergsturz Hintersee/Ramsau (Berchtesgadener Land): Neue Untersuchungsergebnisse. *Geologica Bavarica*, 99, 399–411, München.

- Poschinger, A. von, Clague, J.J. & Calhoun, N. (2020): The Flims-Tamins rockslide landscape.- Landscapes of Switzerland, 387–396, Springer.
- Reis, O. M. & Pfaff, F. W. (1910): Geologische Karte des Wetterstein-Gebirges, Blatt West. Veröffentlichung der Geognostischen Abteilung des Königlichen Oberbergamtes, München.
- Rösch, W. D. (1993): Geologisch-geotechnische Untersuchung der Nordostflanke des Benediktenwand-Brauneckkammes Südwestlich Lenggries. Unveröffentlichte Diplomarbeit der Universität Erlangen-Nürnberg, 88 S., Erlangen.
- Sass, O., Krautblatter, M. & Morche, D. (2007): Rapid lake infill following major rockfall (bergsturz) events revealed by ground-penetrating radar (GPR) measurements, Reintal, German Alps. *The Holocene*, 17.7, 965–976.
- Scheider, T. (2006): Schwemmkegel-, Talsohlen- und Moorentwicklung am Alpennordrand im Spät- und Postglazial. *Geographica Augustana*, 1, 338 S., Augsburg.
- Schrott, L., Götz, J., Geilhausen, M. & Morche, D. (2006): Spatial and temporal variability of sediment transfer and storage in an Alpine basin (Reintal valley, Bavarian Alps, Germany). *Geogr. Helv.*, 191–200.
- Schrott, L., Hufschmidt, G., Hankammer, M., Hofmann, T. & Niederheide, A. (2002): Auf der Suche nach dem Alter des Bergsturzes „Steingerümpel“ und anderen geomorphologischen Phänomenen – das Reintal aus geowissenschaftlicher Perspektive. in: Wehrle, C. (Hrsg.): *Das Reintal – der alte Weg zur Zugspitze*. 239 S.
- Schrott, L., Niederheide, A., Hankammer, M., Hufschmid, G. & Dikau, R. (2002): Sediment storage in a mountain catchment: geomorphic coupling and temporal variability (Reintal, Bavarian Alps, Germany). *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 127*, 175–196.
- Thom, P. (1989): Bericht zur geologisch-morphologischen Kartierung im Gebiet des Hintersees bei Ramsau (Blaueistal, Steinberg, Eisbergscharte). Unveröffentlichter Bericht im Auftrag des Bayerischen Geologischen Landesamtes, 46 S., München.
- Vidal, H. (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. *Geologica Bavarica*, 17, 56–88, München.



Eine Behörde im Geschäftsbereich
Bayerisches Staatsministerium für
Umwelt und Verbraucherschutz

