



Großrutschungen im Flysch der Bayrischen Alpen – Charakteristika, Maßnahmen, Beispiele



geologie



Großrutschungen im Flysch der Bayrischen Alpen – Charakteristika, Maßnahmen, Beispiele

Bearbeiter:
Dr. Andreas von Poschinger

57 Seiten, 47 Abbildungen, 1 Tabelle, Augsburg 2020

UmweltSpezial
Geologica Bavarica 119

Impressum

Großrutschungen im Flysch der Bayerischen Alpen – Charakteristika, Maßnahmen, Beispiele

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. 1;
LfU, Thomas Galleman: Abb. 27, 43, 44;
LfU, Dr. Stefan Glaser: Abb. 14;
LfU, Frank Karlstetter: Abb. 47;
LfU, Dr. Ulrich Lagally: Abb. 10;
LfU, Dieter Plass: Abb. 4, 5, 7, 11, 30, 46;
LfU, Dr. Andreas von Poschinger: Abb. 3, 8, 17, 18, 22, 24, 25, 31, 35, 36, Titelbild;
LfU, Dr. Ulrich Teipel: Abb. 6, 9, 12, 13, 15

Karten und Datenquellen:

Geobasisdaten:

© Bayerische Vermessungsverwaltung:

- Digitale Topographische Karte 1:25000 (DTK25), 2018
- Digitales Geländemodell 1 m Rasterweite (DGM1):
Abb. 41 (2007); Abb. 23, 38, 40 (2010); Abb. 28, 32, 33, 37 (2011); Abb. 20 (2016)

Titelbild:

Rutschung am Hechendorfer Berg, Grafenaschau

Stand:

Dezember 2020

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

Zusammenfassung	5
Vorwort	6
1 Einleitung	7
1.1 Flysch, was ist das?	7
1.2 Verbreitung	8
1.3 Statistik	8
2 Allgemeine Charakteristika des Flyschs	9
2.1 Morphologie, Böden und Vegetation	9
2.2 Geologie	10
2.2.1 Rhenodanubischer Flysch	10
2.2.2 Feuerstätter Flysch	15
2.2.3 Ultrahelvetikum	16
2.2.4 Tektonik und Deckenbau	16
2.2.5 Flysch im Pleistozän / Eiszeitalter	17
2.3 Geotechnik	18
2.3.1 Flysch-Verwitterungsmaterial	18
2.3.2 Flysch-Felsbereiche	18
2.4 Mineralbestand	19
2.5 Hydrogeologie	20
2.6 Geochemische Hintergrundwerte	20
3 Große Hangbewegungen im Flysch	21
3.1 Phänomene und Dimensionen	21
3.2 Ursachen, Anlässe	23
3.3 Vorhersagbarkeit	25
3.4 Mögliche Maßnahmen	26
3.4.1 Aktive Maßnahmen	26
3.4.2 Passive Maßnahmen	28
4 Einzelfälle	29
4.1 Rutschung Wiedmais	29
4.2 Rutschung Maria Eck, ab 1992	33
4.3 Rutschung Hechendorfer Berg	37
4.4 Rutschung Hochscherger und Altenauer Kochel	41
4.5 Rutschung Stoißberg	45
4.6 Rutschung Brechries am Jenbach	48
5 Resümee	54
6 Beiträge	54
7 Literaturverzeichnis	55



Zusammenfassung

In den Bayerischen Alpen sind große Rutschungen im Flysch verbreitet und sie bereiten immer wieder praktische Probleme. Um deren Ursachen darzulegen werden einleitend der Flysch in Bayern, seine Entstehung, seine Verbreitung und seine Charakteristika erläutert. Hierzu erfolgt auch eine Beschreibung der wesentlichen Gesteinsserien. Die eiszeitliche Auflockerung als Folge des damaligen Permafrosts wird als eine zumindest mit beteiligte Ursache der Instabilitäten gewertet. Der Auslöser der Rutschungen ist dann fast immer in den hydrogeologischen Bedingungen zu suchen, die gerade nach ergiebigen, langanhaltenden Niederschlägen einen hohen Wasserdruck aufzubauen vermögen. Die Struktur des Flyschs spielt eine wesentliche Rolle für die Hydrogeologie, indem die Wechsellaagerung von gut und wenig durchlässigen Schichten sowie die tektonische Struktur Strömungsrichtungen im Untergrund vorgibt. Große Flyschrutschungen sind üblicherweise keine einmaligen Ereignisse, sondern sie reaktivieren sich nach unbestimmter, teils auch erst sehr langer Zeit. Der Anlass für die Wiederbelebung nach langer Zeit ist wesentlich in Veränderungen der Hydrogeologie zu suchen, mutmaßlich aufgrund von Verwitterungsvorgängen, Materialumlagerungen im Untergrund und unmerklichen Kriechbewegungen. Kenntnisse über alte, aktuell ruhende Großrutschungen sind deshalb für eine Vorhersage zukünftiger Ereignisse unumgänglich. Abschließend werden sechs recht unterschiedliche Beispiele von Großrutschungen im Bayerischen Flysch aufgeführt, deren Charakteristika Grundlage für die hier abgeleiteten grundlegenden Mechanismen waren.

Vorwort

„Die Hänge sind doch gar nicht steil, da kann doch nichts passieren!“ So lautet häufig die Meinung von Leuten, die nicht im Flyschgebiet leben und arbeiten. Die Almbauern, die Förster, die Wasserbauer und die Geologen kennen die Probleme jedoch zur Genüge, die der Flysch mit sich bringt. Zuletzt hatte die große Rutschung am Hechendorferberg bei Grafenaschau für Schlagzeilen gesorgt. Dies war für uns Anlass, die aktuellen Kenntnisse über große Flyschrutschungen in Bayern zusammenzustellen. Jede Rutschung ist anders und doch gibt es auch viele Gemeinsamkeiten. Anhand der Beispiele sollen sowohl „normales“ Geschehen, als auch Extremereignisse dargestellt werden. Zukünftige Großereignisse werden aufgrund der bisherigen Erfahrungen und insbesondere angesichts der projizierten Klimaveränderungen nicht ausbleiben. Der Text soll das Verständnis der Abläufe verbessern und helfen, entsprechend reagieren zu können, sowohl vorsorglich, als auch im Ereignisfall.

1 Einleitung

1.1 Flysch, was ist das?

Der Begriff Flysch (gesprochen „Fliesch“) stammt ursprünglich aus dem Berner Oberland und steht dort für blättrige, leicht verwitternde sandig-mergelige Gesteine, die mit härteren Festgesteinen, meist Sandsteinen oder Kalken, Wechsellagerungen bilden. Heute wird der Begriff Flysch weltweit für Gesteinsfolgen verwendet, die aus untermeerischen Trübeströmen (Turbidite) entstanden sind, einem Gemisch aus Wasser, Schlamm und Gesteinsteilchen. Auslöser sind untermeerische Rutschungen am Kontinentalhang (Abb. 1). Dieser war während der beginnenden Gebirgsbildung der Alpen, die wohl auch von Erdbeben begleitet war, sehr instabil. Die Rutschmassen sind dabei unregelmäßig und in vielfacher Folge lawinenartig mit hoher Geschwindigkeit von den flachen Schelfbereichen über untermeerische Abhänge in die Tiefsee abgeflossen. Dabei wurde teils auch grobes Material mitgerissen und eingemischt. Sobald ein Trübestrom den flacheren Tiefseeboden erreicht und damit seine Geschwindigkeit abnimmt, lagert sich zunächst gröberes und schwereres, darüber nach und nach immer feineres Material ab. Dabei entsteht eine Gradierung, also eine Korngrößenabnahme nach oben hin. In der anschließenden Ruhephase wird darüber toniges Feinsediment der Tiefsee abgelagert, bis der nächste Trübestrom den Ton überdeckt. Heutige Beobachtungen in den Weltmeeren zeigen, dass derartige Turbidite Entfernungen von mehreren tausend Kilometern zurücklegen können.

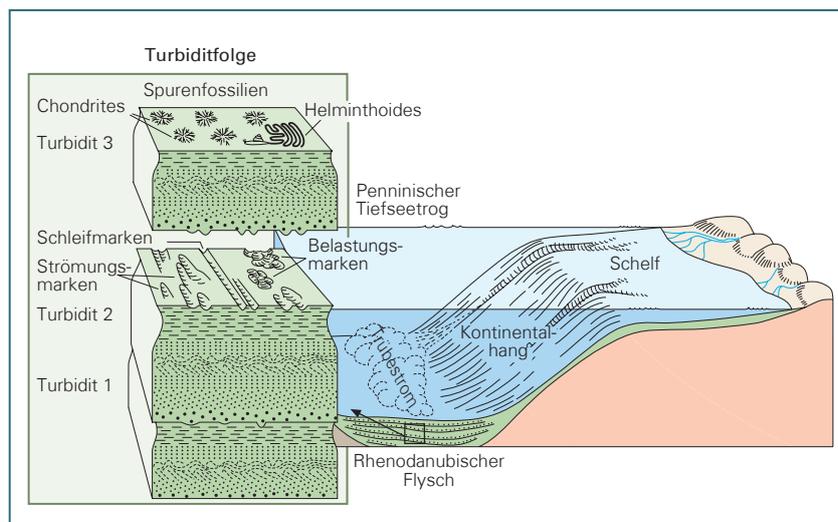


Abb. 1: Schema der Flyschsedimentation; Grafik verändert nach „Scholz, H. & Scholz, U. (1981)

Der Bayerische Flysch ist in einem solchen Tiefseebecken entstanden, in dem die Sedimentation von der Unterkreide (Barrême, rund 132 Mio. Jahre vor heute) bis ins Tertiär (Eozän, rund 36 Mio. Jahre vor heute) anhielt. Das Becken bildete ein Teilbecken der Tethys, dem „Urmeer“ zwischen dem Afrikanischen und dem Europäischen Kontinent, und wird als Penninischer Trog bezeichnet. Vom Rhein bis zur Donau und somit in ganz Südbayern kommt vorwiegend der Rhenodanubische Flysch vor, der nachfolgend vereinfachend als Flysch bezeichnet wird (Abb. 2). Zudem findet sich im Allgäu lokal auch der Feuerstätter Flysch, der in einem benachbarten ähnlichen Becken entstanden ist.

In diesem Bericht sollen neben den Flyschgesteinen untergeordnet auch jene des Ultrahelvetikums mit behandelt werden. Die beiden tektonischen Einheiten liegen meist unmittelbar nebeneinander. Rutschungen betreffen in Bayern oftmals beide Einheiten, die dann kaum zu trennen sind.

Die Bayerischen Flyschberge sind sowohl geographisch, als auch tektonisch ein Bestandteil der Alpen. Der gelegentlich zu findende Begriff „Voralpen“ ist also nicht zutreffend, da dieser eine gesonderte Zone außerhalb und vor den eigentlichen Alpen implizieren würde. Man sollte eher von Vorbergen sprechen.

1.2 Verbreitung

Gesteine der verschiedenen Flysch-Einheiten bilden in Oberbayern den Nordrand der Bayerischen Alpen. Hier zieht das Band der Flysch-Serien vom Trauchberg über das Hörnle-Aufacker-Massiv, den Blomberg und die Tegernseer Berge bis zum Samerberg. Nach einer Unterbrechung bis Bergen setzt nach Osten zu der Flysch wieder großflächiger ein und bildet Fürstberg, Sulzberg, Teisenberg und Högl. In Österreich erstrecken sich die Ablagerungen dann über den Haunsberg mit Unterbrechungen bis in den Wienerwald.

Im Allgäu wird der morphologische Alpennordrand nicht von Flysch, sondern von der Faltenmolasse gebildet. Der Flysch ist hier weiter in den Hintergrund gedrängt und teilt sich in zwei Äste auf. Ein nördlicher Zug umfasst westlich der Iller die Hörnergruppe bis Balderschwang, ein südlicher reicht von Füssen nach Westen über Hindelang und Oberstdorf in Richtung Fellhorn.

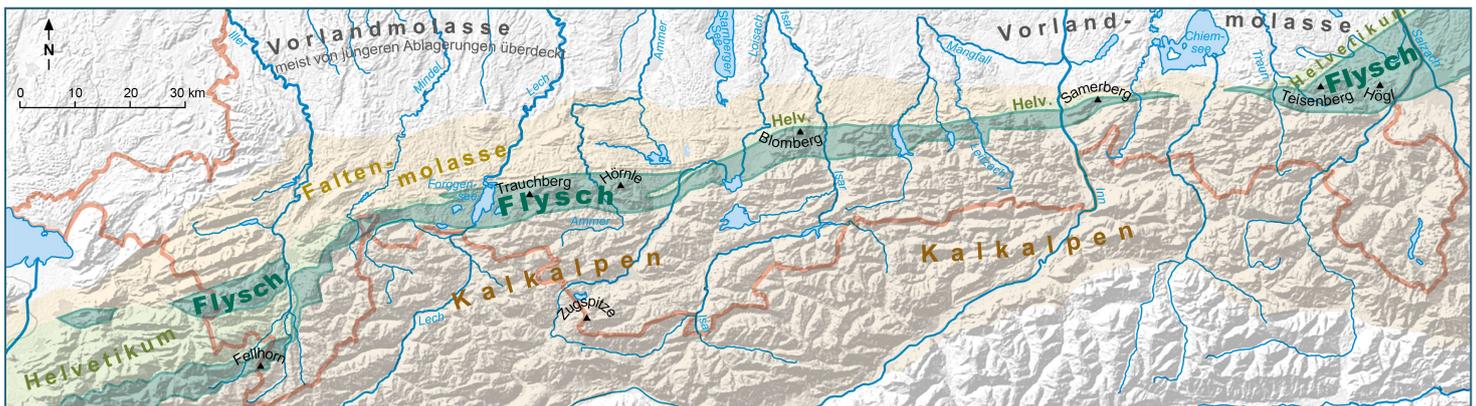


Abb. 2: Verbreitung des Flysch am nördlichen Alpenrand

Weiter nach Westen zu setzt sich der Flysch über den Bregenzer Wald in Vorarlberg bis nach Liechtenstein fort. In den Westalpen sind Gesteine des Penninikums weit verbreitet, sie sind dort aber teils auch metamorph überprägt.

1.3 Statistik

Gesteine des Rhenodanubischen Flysch bedecken in Bayern etwa 464 km². Weitere 17 km² sind von Gesteinen des Feuerstätter Flysch aufgebaut. Mit in diese Betrachtung werden auch noch die benachbarten, aber ähnlich reagierenden Gesteine des Ultrahelvetikums mit 37 km² Fläche einbezogen, so dass sich eine Gesamtfläche von 518 km² ergibt. Bei einer Gesamtfläche der Bayerischen Alpen von 4.450 km² sind das etwa 11 % Flächenanteil. Auf diesen 11 % der Alpenfläche sind im Georisk-Informationssystem rund ein Viertel der Rutschungen im Bayerischen Alpenraum registriert. Dieses Verhältnis belegt die Empfindlichkeit des Flysch gegenüber Rutschungen. Der weitaus größte Teil davon (etwa 2/3) beschränkt sich allerdings auf kleinräumige und flache Rutschungen (< 5 m Tiefe) in der Verwitterungsdecke des Flysch.

2 Allgemeine Charakteristika des Flyschs

2.1 Morphologie, Böden und Vegetation

Flyschberge sind den meisten als die bewaldeten, gerundeten Berge am nördlichen Rand der Alpen bekannt (Abb. 3). Die Verwitterungsanfälligkeit des Flyschs bringt weiche Geländeformen und eine oft mächtige Verwitterungsdecke mit sich. Gerade bei hangeinwärts fallender Schichtung sind große Mächtigkeiten an Verwitterungsschutt zu beobachten, bei etwa hangparalleler Schichtung ist die Überlagerung oftmals gering. Die Eindringtiefe der Verwitterung ist dort geringer und Solifluktion und Rutschungen haben für Materialabtrag gesorgt. Anstehender Fels und freie Felswände finden sich nur selten.

Die Hangschutt- und Verwitterungsdecke ist weitgehend kalkarm. Über den stärker mergeligen Flyschgesteinen haben sich vorwiegend Braunerden entwickelt, die bei Beeinflussung durch Hangwasser in Pseudogleye und Gleye übergehen. Die Sandsteine der Reiselsberg-Formation verwittern eher tiefgründig zu Braunerden.



Abb. 3: Blick von Gaißach nach Westen: Rechts die bewaldeten, rund verwitterten Flyschberge, links mit Schneeflecken das Kalkalpin mit der Benediktenwand

Für die Forstwirtschaft bilden die Flyschberge einen günstigen Standort mit einer hohen Massenleistung der Bestände. Die ursprüngliche natürliche Waldgesellschaft von Fichte, Buche und Tanne (Binder 2017) wurde allerdings durch die Bewirtschaftung seit der Besiedlung weit in Richtung eines deutlichen Vorherrschens der Fichte verschoben. Die Wuchsfreudigkeit der Flyschböden hat zu einer starken Waldbewirtschaftung geführt. Durch die dabei künstlich veränderte Waldgesellschaft entstand ein Mangel an Tiefwurzlern. Dies wirkt sich negativ auf die Stabilität der oberen Bodenschichten bis in eine Tiefe von 3 bis 5 m aus und fördert flache Rutschungen.

Die bindige Verwitterungsdecke zeigt in Senken und an Gräben häufig Vernässungen. Dies wird durch feuchteanzeigenden Bewuchs verdeutlicht. Den Baumbestand dominiert dort die Grau- und die Schwarzerle, die Krautschicht zeigt Riesenschachtelhalm, Kohldistel und Sumpfkrautzdistel, Sumpfdotterblume sowie teils sogar Schilf. Diese Vernässungsbereiche sind ein häufiger Ausgangspunkt für flachgründige Flyschrutschungen.

2.2 Geologie

Die Beschreibungen der Schichtfolgen erfolgen nach dem Litholex-Index sowie den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern GK 500 und entsprechend der stratigraphischen Abfolge vom Älteren zum Jüngeren. Die angegebenen maximalen Mächtigkeiten werden oft deutlich unterschritten, da die Sedimentstapel in vielen Fällen tektonisch abgeschert oder ausgelängt sind. Andererseits kann infolge Verfaltung oder Aufschuppung auch eine Schichtverdoppelung erfolgen.

2.2.1 Rhenodanubischer Flysch

Tristel-Formation

Frühere Bezeichnung: Tristelschichten

Dickbankige graue Kalksteine, die teils auch als karbonatische Breccien oder als hornsteinführende Kieselkalke entwickelt sind, stehen im Wechsel mit mittel- bis dickbankigen dunkelgrauen Mergelsteinen. Die Gesamtmächtigkeit kann bis 150 bis 250 m betragen.



Abb. 4: Tristel-Formation, Trettach, Dienersberg südlich Oberstdorf

Rehbreingraben-Formation

Frühere Bezeichnung: Quarzitserie, Flysch-Gault

Wechselagerung aus dunklen, meist kieselig gebundenen Sand- bis Siltsteinen mit grauen, grünen oder schwarzen Tonsteinen. Die Bankung kann bis 3 m mächtig werden. Die Tonsteine können lokal auch größere Mächtigkeiten ohne Einschaltung von Hartbänken erlangen. Typisch sind fettig glänzende grauschwarze Sandsteine (Ölquarzite). Die Mächtigkeit wird mit bis zu 200 m angegeben.



Abb. 5: Rehbreingraben-Formation, Typlokalität im Rehbreingraben, Hörnle-Aufacker-Gebiet

Lahnegraben-Formation

Frühere Bezeichnung: Untere Bunte Mergel

Grüne, rote, graue bis schwarze Ton- bis Tonmergelsteine mit dünnen, zwischengeschalteten Sand- bis Kalksteinen. Der hohe Tonanteil bedingt eine hohe Verwitterungs- und Rutschanfälligkeit. Die Mächtigkeit beträgt maximal 30 bis 40 m.



Abb. 6: Lahnegraben-Formation, Typlokalität im oberen Lahnegraben, Hörnle-Aufacker-Gebiet

Ofterschwang-Formation

Frühere Bezeichnung: Ofterschwanger Schichten

Die Ofterschwang-Formation besteht vorwiegend aus plattig-schieferig brechenden Kalkmergelsteinen, untergeordnet aus Silt- bis Sandsteinen, Kalk- und Ton- bis Tonmergelsteinen.

Die Mächtigkeit liegt bei bis zu 100 bis 200 m.



Abb. 7: Ofterschwang-Formation, Riedbergpassstraße, Oberallgäu

Reiselsberg-Formation

Frühere Bezeichnung: Reiselsberger Sandstein, Hauptflyschsandstein

Grobe Sandsteine mit erheblichem Anteil an Quarz-, Glimmer und Gesteinsbruchstücken. Teils besteht ein Übergang zu Konglomeraten. Bei höherem Kalkgehalt des Bindemittels sind sie hart und verwitterungsresistent. Lokal erfolgte früher eine Nutzung der Grobsandsteine als Mühlsteine. Die Bankmächtigkeit reicht von Dezimetern bis zu über 10 m. Die zwischengeschalteten dunklen Ton- und Tonmergelsteine sind stark untergeordnet. Innerhalb der Flyschgesteine sind die Reiselsberger Sandsteine meist die stabilste Formation. Die Mächtigkeit schwankt zwischen rund 100 und 300 m.



Abb. 8: Sandsteine der Reiselsberg-Formation; Hechendorfer Berg, Hörnle-Aufacker

Seisenburg-Formation

Frühere Bezeichnung: Obere Bunte Mergel

Plattige bis dünnbankige Abfolge aus roten, grünen und grauen Ton- bis Tonmergelsteinen im Wechsel mit nur wenige cm mächtigen Sand- und Kalksteinbänken. Der hohe Tonanteil bedingt eine hohe Verwitterungs- und Rutschanfälligkeit. Die Mächtigkeit reicht bis maximal 30 m.



Abb. 9: Seisenburg-Formation, Tonsteinfazies, Rehbreingraben, Unterammergau. Rechts unten verfaltetes Anstehendes, oben und links schuttüberdeckt.

Piesenkopf-Formation

Frühere Bezeichnung: Piesenkopfschichten

Typisch für die Piesenkopf-Formation ist die eher plattige bis dünnbankige Abfolge von Kalk- bis Kalkmergelsteinen und grauen bis bunten Tonmergelsteinen. Die Piesenkopf-Formation gilt innerhalb der Flyschgesteine vorwiegend aufgrund der Dünnbankigkeit als besonders verwitterungs- und rutschanfällig. Die Mächtigkeit erreicht etwa 100 bis 200 m.



Abb. 10: Piesenkopf-Formation, Röthenbachtal, Trauchgau

Kalkgraben-Formation

Frühere Bezeichnung: Zementmergelserie

Die Kalkgraben-Formation besteht aus 1 bis 3 m mächtigen Zyklen aus Kalk-, Kalkmergel und Tonstein. Über den basalen Hartbänken folgen zyklustypisch meist grau anwitternde Tonsteine. Die Mächtigkeit wird mit 200 bis 500 m angegeben.



Abb. 11: Kalkgraben-Formation, Kalkgraben bei Schliersee

Hällritz-Formation

Frühere Bezeichnung: Hällritzer Serie

Die Hällritz-Formation besteht aus bis zu 3 m mächtigen Sedimentzyklen aus Sandsteinen, Kalkmergel- und Tonmergel- sowie Tonsteinen. Die Mächtigkeit kann maximal 300 m erreichen.



Abb. 12: Hällritz-Formation, Vorderes Hörnle

Altlenzbach-Formation

Frühere Bezeichnung: Bleicherhornserie

Es handelt sich um die heterogenste Schichtfolge im Rhenodanubischen Flysch, deren Serien oftmals anderen Schichtfolgen im Flysch ähneln. Typisch sind kalkarme Mübbsandsteine, die häufig gelbliche Verwitterungsfarben zeigen. Lokal wurden harte Sandsteinpartien als Werksteine verwendet. Die Turbiditfolgen beinhalten teils auch karbonatische Feinsedimente.

Die Mächtigkeiten der Sedimente liegen zwischen 200 und 500 m.



Abb. 13: Altlenzbach-Formation, Högl

2.2.2 Feuerstätter Flysch

In Bezug auf tiefreichende Rutschungen sind in dieser Einheit vorwiegend Junghansenschichten von Bedeutung:

Tektonisch zusammengeschuppte Sand- bis Siltsteine, Kalk-, Mergel- und Tonsteine. Zudem können Konglomerate und Vulkanite enthalten sein. Das Vorkommen von Junghansenschichten ist fast immer mit Rutschungen verbunden. Die Mächtigkeit der Einheit kann bis zu 200 m betragen.



Abb. 14: Junghansenschichten, verfaltet und durchgescherter Faltensattel, Bolgenach bei Balderschwang

2.2.3 Ultrahelvetikum

Im Ultrahelvetikum ist vorwiegend die Buntmergelserie für tiefreichende Rutschungen von Bedeutung. Im Gegensatz zu den Flyschgesteinen zeigen die Buntmergel nur in den jüngsten Schichten Wechsellagerungen von Hart- und Weichbänken. Es handelt sich vorwiegend um graue, teils auch rote Mergel- bis Kalkmergelsteine in einer Mächtigkeit bis zu 200 m. Sie liegen häufig an der tektonischen Überschiebungsbahn unter dem Flysch. Die Gesteine der Buntmergelserie sind als besonders rutschanfällig bekannt, was neben dem hohen Tonanteil auch durch die tektonische Beanspruchung an der Deckengrenze verursacht wird.



Abb. 15: Buntmergelserie des Ultrahelvetikums, Schwarzenberggraben, Teisenberg

2.2.4 Tektonik und Deckenbau

Bei der Gebirgsbildung der Alpen haben sich die Ablagerungen der verschiedenen Sedimentationsräume übereinander geschoben. Die Nördlichen Kalkalpen als der südlichste Ablagerungsraum haben dabei die Gesteine des Flysch aufgeschürft und auf Helvetikum und Molasse aufgeschoben. Aufgrund der hohen Anteile an weichen, leicht deformierbaren Gesteinseinheiten diente der Flysch dabei auch als Gleitzzone für das Kalkalpin. Die Gebirgsbildung hat auch unterschiedliche Ablagerungsräume des Flysch in verschiedenen Faziesräumen übereinander geschoben. Von West nach Ost sind das in Bayern im Wesentlichen die Sigiswanger, die Oberstdorfer- und die Chiemsee-Salzachfazies. Für die mechanische Wirksamkeit ist dieser Deckenbau allerdings kaum relevant und soll hier nicht weiter ausgeführt werden.

Das Resultat der Gebirgsbildung ist eine extrem deformierte tektonische Einheit. Falten sind im Flysch eher die Regel, nicht eine Ausnahme. Teils sind die Falten sehr eng (Isoklinalfalten) und wurden häufig zudem noch in den Faltenscheiteln durchgeschert und verschleppt (siehe Abb. 14). Dies führt dazu, dass innerhalb einer Gesteinsabfolge neben einer normalen auch eine überkippte und somit inverse Schichtfolge auftreten kann.

Neben Falten sind Störungen, also tektonische Bruchlinien wesentliche Elemente, an denen ein Versatz erfolgt ist. Im Gelände sind sie oft nur als Lineamente wie z. B. Geländestufen oder Gräben erkennbar, aufgeschlossen sind sie nur selten. Die tektonische Zerschierung entlang der Störungen bewirkt eine erhöhte Verwitterungsanfälligkeit des Gesteins, so dass sie üblicherweise von Verwitterungsmaterial überdeckt sind. Die vielen Störungen, Verfaltungen und die schlechten Aufschlussverhältnisse im Flysch bringen es mit sich, dass eine Vorhersage über den Schichtverlauf zwischen zwei Aufschlüssen nur mit großer Unsicherheit möglich ist.

2.2.5 Flysch im Pleistozän / Eiszeitalter

Während der maximalen Eisausdehnung der pleistozänen Vergletscherung blieben die Gipfel und höheren Lagen der Bayerischen Flyschberge teilweise eisfrei und ragten noch über den Eisstrom hinaus (sog. Nunataker). Diese maximale Eisbedeckung lag im Allgäu mit über 1.500 m ü.NHN deutlich höher als im Berchtesgadener Land mit dort nur circa 1.100 m ü. NHN. Der Teisenberg war somit zu großen Teilen eisfrei. Zum Alpenvorland hin senkte sich die Eisobergrenze rasch ab. Für das Hörnle-Aufacker-Massiv hat Teipel (2016) die Eisobergrenze kartiert (s. Abb. 16). Die eisfreien Hochlagen und je nach Eisstand zeitweise auch die etwas tieferen Lagen waren allerdings den Periglazialbedingungen ausgesetzt und es ist von einem tiefreichenden Permafrost auszugehen. Die Eindringtiefen werden dabei aufgrund von Analogien mit rezenten Permafrostgebieten und Modellierungen auf 100 m oder sogar mehr geschätzt. So ermitteln z. B. Chan et al. 2005 für den Kanadischen Schild sogar bis zu 500 m Eindringtiefe. Dies hat zur tiefgreifenden Verwitterung und Auflockerung beigetragen. Die Periglazialzeit hat auch eine starke oberflächennahe Verwitterung und Verlagerung von Lockermassen bewirkt. Unterstützt durch Solifluktion an den Hängen, also vereisungsbedingte langsame Fließvorgänge in der Auftauzone, sind mächtige Fließerden und Verwitterungsdecken entstanden.

In den tieferen Lagen, die vom Gletschereis bedeckt waren, wurden leicht erodierbare oberflächennahe Schichten durch das Eis abgetragen, die Hänge wurden dabei unterschnitten und versteilt. An anderen Stellen lagerten die Gletscher Material ab und es erfolgte eine Überdeckung der Flyschgesteine mit Moränenmaterial, was meist eher eine stabilisierende Auflage bedeutet.

Während der Eiszeit wurden einige Täler (z. B. Halblech, Lainbach, Jenbach u. a.) durch den Gletscher abgedämmt und die so entstandenen Seen mit Eisstausedimenten gefüllt. Dies sind vorwiegend feinsandig bis schluffige und somit sehr rutschanfällige Sedimente. Obwohl auch hier sehr viele Rutschungen innerhalb der Flyschzone stattfinden, betreffen sie nicht den Flysch selbst und sollen deshalb hier nicht weiter thematisiert werden.

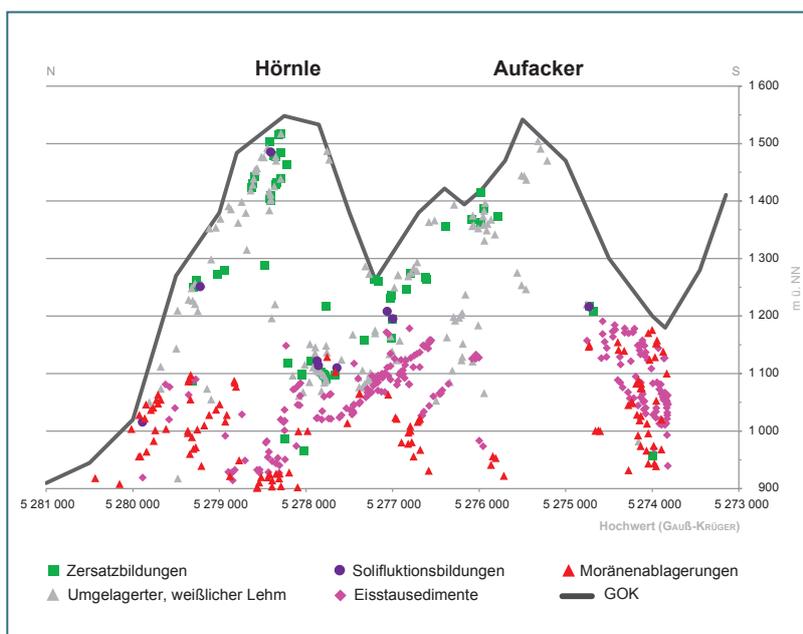


Abb. 16: Glazialsedimente im Hörnle-Aufacker-Gebiet. Die maximalen Höhen der Moränenablagerungen liegen deutlich unter den Gipfelbereichen, die eisfrei geblieben waren. Die Eisobergrenze sinkt nach Norden stark ab. (aus: Teipel 2016)

2.3 Geotechnik

2.3.1 Flysch-Verwitterungsmaterial

Oberflächennah steht in den Flyschbereichen aus den unter 2.2.5 genannten Gründen vorwiegend Verwitterungs- und Umlagerungsmaterial an. Es handelt sich dabei um ein inhomogenes Lockergestein mit variablen Eigenschaften. Die Mächtigkeiten liegen in vielen Fällen um die 3 bis 5 m, es kommen aber vor allem in Geländemulden und am Hangfuß aufgrund der Akkumulation auch Mächtigkeiten von 10 m und mehr vor. Auch alte Rutschmassen zählen zu diesen Lockergesteinen. Typisch ist ein stark bindiges, matrixgestütztes Material mit variablem Anteil an Komponenten in Kieskorngroße, Steinen und Blöcken. Ein Tonanteil ist häufig zu beobachten, der Sandanteil wird vorwiegend beim Ausgangsgestein Reiselsberg-Formation höher. Sanktjohanser (1964, 25f.) schlägt wegen des unterschiedlichen Verhaltens eine Unterteilung in Sandstein- und Mergelböden vor. In der Praxis ist dies jedoch nicht zielführend, da man sich meist irgendwo zwischen den beiden Enden dieser Mischreihe befindet.

Entsprechend der großen Variabilität der Verwitterungsbildungen streuen die dem Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) bekannten geotechnischen Kennwerte. Entsprechend dem Casagrande-Diagramm handelt es sich im geotechnischen Sinn bevorzugt um gering- bis mittelplastische Tone (TL–TM). Nur untergeordnet treten ausgeprägt plastische Tone (TA) oder Schluffe (UA) auf. Die Konsistenz reicht je nach Verwitterungsgrad und Wassergehalt von breiig bis halbfest.

Die am LfU vorliegenden Daten zur Gesamtscherfestigkeiten liegen vorwiegend in einem Bereich von circa 23 bis 29 Grad. Dabei muss berücksichtigt werden, dass in der Laborpraxis vorwiegend frische, unverwitterte Partien aus Bohrungen beprobt wurden. Die weicheren Mergel, die die eigentlichen Schwachstellen darstellen, sind schwerer zu beproben und technisch nur schwer zu messen. Aussagekräftiger können deshalb die Daten zu den Restscherfestigkeiten sein. Hierzu liegen jedoch nur wenige Daten aus Kreisringscherversuchen vor. Die vorliegenden Werte aus Mischproben schwanken zwischen 7,5° und 9,2°.

Die Pauschalgefälle der Rutschungen (Oberflächengefälle) der nachfolgend beschriebenen Fallbeispiele liegen bei etwa 9° bis 18° und somit zwischen den genannten Werten der Gesamt- und der Restscherfestigkeit (siehe Tab. 1).

2.3.2 Flysch-Felsbereiche

Die hier behandelten großen Flyschrutschungen haben gemeinsam, dass sie alle nicht nur den Verwitterungshorizont betreffen, sondern deutlich bis in den anstehenden Fels reichen. Entsprechend der Stratigraphie besteht der unverwitterte Fels vorwiegend aus Ton- bis Mergel- bzw. Kalkmergelstein und kalkigem oder quarzitischem Sandstein, Kieselkalk oder Kalksandstein. Die Kalk- und Sandsteine können dabei hohe Druckfestigkeiten erzielen. Die aufgrund der tektonischen Beanspruchung sehr ausgeprägte Klüftung erleichtert in Zusammenhang mit der flyschtypischen Wechsellagerung und damit deutlichen Schichtung eine Bewegung an bestehenden Trennflächen.

Geotechnisch ist allerdings nicht allein die Eigenschaft der einzelnen Klüftkörper, also der harten Komponenten maßgeblich. Es ist vielmehr der Gebirgsverband als Ganzes zu betrachten. In Bohrungen konnten tiefgreifende Auflockerungen beobachtet werden, wobei entlang von Störungs-, Klüft- und Schichtflächen stark verwittertes Material auftritt. Selbst in großen Tiefen zeigten sich plastische Tone in teils nur weicher bis steifer Konsistenz. Unklar ist, ob es sich um in offene Spalten eingespültes (allochthones) oder dort verwittertes (autochthones) Material handelt. Mechanisch ist vorwiegend dieses bindige Material relevant, das weitgehend dem bereits beschriebenen

Verwitterungsmaterial entspricht. Die festen Kluffkörper der Hartbänke bewegen sich in und zwischen diesen „Weichschichten“. Da dieses Material nur selten beprobt werden kann, sind die im Labor ermittelten geotechnischen Kennwerte (siehe 2.3.1) meist viel zu optimistisch. Standsicherheitsberechnungen sind aufgrund dieser Inhomogenitäten nur wenig erfolgversprechend.

Flyschgesteine weisen durchwegs sehr ausgeprägte Trennflächenstrukturen auf. Zunächst fallen die sedimentären Bankungen besonders auf, die auf die Wechsellagerungen von Hart- und Weichbänken zurückzuführen sind. Die tiefreichenden Rutschungen im Flysch folgen jedoch nur selten einer Schichtung. Hier sind die Rutschung Stoißberg (ebene Gleitfläche entlang einer Schichtfläche, siehe Kapitel 4.5) und Hochschergen (Gleitbahn entlang einer geneigten Mulde, siehe Kapitel 4.4) eher eine Ausnahme. Häufiger sind es Kluffflächen, die für die Bewegungen aktiviert werden und dabei bevorzugt Kombinationen von verschiedenen Trennflächensystemen. Kombinationen von Kluffflächen mit Störungen sind verbreitet, wobei letztere dann oftmals eine randliche Begrenzung darstellen.

In den Bohrungen wurden verbreitet Harnische beobachtet. Dies sind Trennflächen, die aufgrund von Relativbewegungen der beiden benachbarten Gesteinsblöcke poliert und gekritzelt sind. Wahrscheinlich sind die Harnische bereits zur Zeit der Gebirgsbildung entstanden. Es kann gerade bei tiefreichenden Rutschungen aber nicht ausgeschlossen werden, dass sie erst durch die Hangbewegung selbst gebildet wurden. Entlang von Harnischflächen ist eine geringe Scherfestigkeit anzunehmen. Die Werte dürften im unteren Bereich der im Labor gemessenen Werten für die Restscherfestigkeit liegen.

Die Bedeutung der sedimentären und tektonischen Strukturen für die unter dem Stabilitätsaspekt maßgebliche Hydrogeologie wird noch nachfolgend aufgezeigt.

2.4 Mineralbestand

Für die Rutschanfälligkeit des Flyschs sind unter dem mineralogischen Aspekt vorwiegend der Gehalt an Tonmineralen und die Entkalkung infolge Verwitterung relevant.

Die Entkalkung ist ein relativer Wert auf der Zeitschiene der fortschreitenden Verwitterung. Die unterschiedlichen Kalkgehalte der kalkig-mergeligen Ausgangsgesteine werden infolge Verwitterung und Kalklösung langfristig reduziert. Feste Bindungen und Materialbrücken werden gelöst, es findet eine Verschiebung vom Fest- zum Lockergestein statt. Maßgeblich für die Anfälligkeit für Veränderungen ist v. a. die Diagenese und hier der Porenanteil. Diagenetisch dicht gelagerte Gesteine sind sowohl druckfester als auch resistenter gegen eine Verwitterung. Nickmann (2009) hat hier verschiedene Veränderlichkeitsstufen eingeführt. Mit zunehmender Veränderlichkeitsstufe, z. B. infolge höheren Tonanteils, sinkt die Scherfestigkeit, gleichzeitig steigt die Verwitterungs- und Rutschanfälligkeit. Nickmann nennt Reibungswinkel für Ton-/Schluffsteine, die vom unverwitterten Ausgangsgestein bei etwa 20° bis 30° infolge Entkalkung und Verwitterung bei starker Durchfeuchtung bis unter 10° absinken. Der Reduzierung der Scherfestigkeit steht oftmals eine Zunahme der Kohäsion mit steigendem Feinanteil gegenüber. Das Minimum der Gesamtfestigkeit liegt deshalb vorwiegend nicht bei einer vollständigen Verwitterung, sondern bei einer Vorstufe mit nur starker Verwitterung. Im Labor ist diese Stufe aus technischen Gründen kaum zu ermitteln. Die tatsächlich relevanten minimalen Festigkeiten können also eher geringer als die gemessenen sein.

Das Auftreten von quellfähigen Tonmineralen wird häufig mit einer hohen Rutschanfälligkeit in Verbindung gebracht, wobei jedoch wohl nur ein indirekter Zusammenhang besteht. Quellfähige Tonminerale haben die Fähigkeit, Wassermoleküle in das Kristallgitter einzubauen und damit das

Schichtgitter aufzuweiten. Als Folge kommt es zu einer Volumenzunahme, zur Quellung. Die Quellung begünstigt die Auflösung des umgebenden Gefüges und somit die Verwitterung. Letztendlich ist der höhere Verwitterungsgrad für eine Rutschanfälligkeit verantwortlich, weniger die Anwesenheit von quellfähigen Tonmineralen. Typische quellfähige Tonminerale sind Montmorillonit oder Smektit. Verbreitet sind auch sog. Mixed-Layer-Tonminerale (ML), die aus verschiedenen Tonmineralen wie z. B. Illit und Smektit zusammengesetzt sind.

Aus den Tonmergelsteinen der Kalkgraben-Formation am Brechries wurden z. B. ML-Gehalte von bis zu 65 % der Tonfraktion gemessen, wobei davon bis zu 70 % quellfähig waren. Zudem erwiesen sich die gemessenen Illite mit Gehalten von bis zu 70 % der Tonfraktion als randlich aufweitbar, also leicht quellfähig. Am Wiedmais bei Inzell hingegen wurden in der Kalkgraben-Formation keine quellfähigen Tonminerale festgestellt. Die als besonders rutschanfällig bekannte Buntmergelserie bei Maria Eck hat Anteile an quellfähigem Illit bis zu 81 % der Tonfraktion.

2.5 Hydrogeologie

Nach Ad-Hoc AG Hydrogeologie (2016) gelten die Flyschgesteine überwiegend als Geringleiter ohne nennenswerte Grundwasservorkommen. Trinkwasser wird nur in geringem Maße für einzelne Alm- oder Berghütten gewonnen. Als Poren-Grundwasserleiter dienen nur die Verwitterungsdecken oder Moränenauflagen. Die eigentlichen Flyschgesteine können als Festgesteins-Grundwasserleiter (Kluft-Grundwasserleiter) mit überwiegend geringer bis sehr geringer, zum Teil auch mittlerer bis mäßiger Durchlässigkeit und mit vorwiegend silikatisch-karbonatischem Gesteinschemismus angesprochen werden. Die verbreitete gering wasserdurchlässige Verwitterungsdecke fördert einen Oberflächenabfluss mit entsprechenden Erosionsformen in den Gräben. Gleichzeitig zeigen die vielen dauerhaften Quellaustritte und Vernässungsstellen jedoch auch, dass einiges an Wasser im tieferen Untergrund, also im Festgestein vorhanden ist. Dort ist es an die Trennflächen und da vor allem an Störungen und Klüfte gebunden. Eine Auflockerung der Festgesteine im Einflussbereich des eiszeitlichen Permafrosts (siehe Kapitel 2.2.5) ist anzunehmen. Bei den flyschtypischen Wechsellagen ergeben sich dabei hohe Durchlässigkeiten in den geklüfteten Hartbänken und geringe in den Ton-Mergellagen. Das Schichteinfallen und ggf. auch die Neigung der Faltenachsen sind deshalb maßgeblich für die Fließrichtungen. Die schichtgebundene Durchlässigkeit ist auch dafür verantwortlich, dass bei hangeinwärts gerichteter Schichtung infolge des leichter eindringenden Oberflächenwassers auch die Verwitterungstiefe größer ist.

Die hydrologische Wirkung von tektonischen Störungen ist kaum vorhersagbar, denn sie können je nach Anteil an bindigem Feinmaterial grundwasserstauend oder auch -leitend wirken.

2.6 Geochemische Hintergrundwerte

Seit der Rutschung am Hechendorfer Berg (siehe Kapitel 4.3) ist bekannt, dass die geochemischen Hintergrundwerte der Flyschgesteine in manchen Fällen die Prüf-, Vorsorge- bzw. Maßnahmenwerte übersteigen können. Dies kann für die geregelte Deponierung von abzufahrendem Material von Bedeutung sein. Bekannt sind bisher – meist geringfügige – Überschreitungen für die Elemente Kupfer, Arsen, Chrom, Nickel, Thallium und Zink. Für standortbezogene Aussagen sind jeweils Einzeluntersuchungen erforderlich.

3 Große Hangbewegungen im Flysch

3.1 Phänomene und Dimensionen

Auf die Unterschiede zwischen den häufigen flachen Flyschrutschungen in der Verwitterungsdecke und den tiefreichenden Rutschungen wurde bereits mehrfach hingewiesen. Auch wenn erstere die Mehrzahl der Ereignisse bilden, werden hier Rutschungen im Festgestein betrachtet. Dabei stellt sich teils allerdings die Frage, was im Flysch noch als anstehender Fels zu bezeichnen ist. Oftmals haben sehr alte Vorbewegungen bereits zu einer teilweisen Umwandlung von Fest- in Lockergestein geführt. Der im Anbruchbereich zu beobachtende noch nahezu unversehrte Schichtverband geht talwärts mehr und mehr in immer kleinere Schollen und Blöcke über, die dann zunehmend in feinkörnigem Verwitterungsmaterial eingebettet sind.

Mit Ausnahme des Sonderfalles Brechries treffen diese Übergänge auf alle beschriebenen Beispiele zu. Das bedeutet, dass im Anbruchbereich nahe der Oberfläche noch Fels ansteht, der auch Steilstufen bilden kann. Schollen, die bereits leicht bewegt wurden, führen an deren Rändern zu terrassenförmigen Strukturen (z. B. Abb. 17) und „Nackentälern“. Dies sind rutschungsbedingte grabenartigen Strukturen, die nicht in Falllinie verlaufen und die somit nicht durch reine Erosion entstanden sind.



Abb. 17: Nackental, Tenna, Safiental



Abb. 18: Eine abgerutschte, aufgelockerte aber zusammenhängende Felscholle bildet eine Terrassenstufe, Hochschergen bei Altenau.

Im talwärts anschließenden Mittelhang bewirkt die stärkere Zerlegung ein etwas weniger strukturiertes Relief. Dennoch ist auch dieser Bereich von unruhiger Morphologie und von Buckeln und Senken gekennzeichnet. Die stufigen Querstrukturen werden zunehmend von Längsstrukturen abgelöst.

Weiter zum Unterhang hin erfolgt bei den Oberflächenformen mehr und mehr ein Übergang in Fließstrukturen durch die Randwälle von zähfließenden Schuttströmen oder von Muren. Aus der Form der Stirn der Ablagerungen kann auf deren Viskosität geschlossen werden: Muren sind wasserreich und gering viskos. Dies führt zu einem konstant abnehmenden Gefälle im Profil in Talnähe. Rutschungen und Schuttströme sind langsamere und zähflüssige Prozesse. Die Stirn wird langsam vorgeschoben und bildet dabei eine konvexe Form und einen eher steilen Wulst aus.

Zwischen diesen hier idealisierten Formen bestehen in der Natur Mischformen. Eine Klassifizierung, wie sie in den Lehrbüchern vorgeschlagen wird, ist deshalb in der Realität kaum möglich.

Die in den Fallbeispielen beschriebenen Rutschbereiche erreichen Breiten zwischen 100 m (Maria Eck) und 1.000 m (Stoissberg), die Längserstreckungen liegen zwischen 440 m (Brechries) und 1.500 m (Stoissberg). Der Umgriff der beschriebenen Haupttrutschungen umfasst neben einem Haupttrutschbereich immer auch mehr oder weniger aktive Randbereiche.

Die dem eigentlichen Anbruchgebiet randlich anschließenden Bereiche können Auflockerungsbereiche darstellen. Dies zeigt sich an z. B. Rissen, Spalten, Bergzerreißen, Nackentälern oder Setzungsstufen. Sie sind teils anlässlich der Hauptbewegungen neu entstanden, teils liegen alte Strukturen vor, deren Aktivität nicht bekannt ist. Einige wurden möglicherweise bereits zu Periglazialzeiten angelegt. Solche Strukturen sind grundsätzlich auch aktivierbar und mit einer Ausweitung der Hauptbewegung mindestens bis dorthin muss gerechnet werden. Dies kann innerhalb kurzer Zeit erfolgen oder aber, wie in Kapitel 3.3 dargelegt, erst bei einer späteren Reaktivierung. Ein Beispiel für eine flächenmäßig viel größere Aktivierung der Randbereiche mehrere Monate nach der Erstrutschung bildet die Rutschung Höhenberg/Pechgraben 2013 in Oberösterreich (Hübl et al. 2015). Auch am Hechendorfer Berg (siehe Kapitel 4.3) erfolgte über Monate eine langsame schrittweise Ausdehnung der Aktivität auf die umliegenden bereits alt angelegten Bewegungsbereiche.

Im Ablagerungsbereich sind verschiedene Formen von Nebenablagerungen oder Sekundäreffekten zu beobachten:

Die eigentliche Rutschmasse geht nicht selten talwärts in **Schuttströme** über. Aus der Stirn der Rutschmasse lösen sich eine oder mehrere eher viskose Fließzungen aus Schlamm und Gesteinschutt und bewegen sich langsam hangabwärts. Die Dimension liegt vorwiegend bei 5 bis 20 m Breite und 2 bis 5 m Mächtigkeit. Die Geschwindigkeit reicht von unmerklich langsamen Dezimetern/Jahr bis Zehnermetern/Stunde.

Muren sind im Gegensatz zu Schuttströmen ein an Steinen, Blöcken und anderem Festmaterial überfrachteter Hochwasserabfluss, der vorwiegend in Gerinnen abläuft. Sie sind gering viskos und können erhebliche Geschwindigkeiten erreichen. Nach einer anschaulichen Definition von Laatsch und Grottenthaler (1972) kann „ein rüstiger Wanderer“ nicht mehr Schritt halten. Sie können bei ausreichendem Oberflächenabfluss sowohl direkt aus der Rutschmasse, als auch aus einem Schuttstrom entstehen. Zu Muren kann es auch kommen, wenn die Zunge der Haupttrutschung einen Bach aufstaut (verklaust) und das aufgestaute Wasser dann den instabilen Rutschungsdamm durchbricht. Aufgrund der dann hohen Wassermenge und des großen Volumens an Lockermaterial können dabei katastrophale Murstöße erfolgen. Ein Beispiel ist der Ferchenbach, der 2016 nach dem Durchbruch einer Verklausung massive Schäden in Partenkirchen angerichtet hat.

Ein meist nur messtechnisch nachzuweisender Sekundäreffekt ist eine **plastische Deformation** des Unterhanges. Am Beispiel der Rutschung von Maria Eck konnte nachgewiesen werden, dass weit unterhalb der Zunge der Hauptrutschung unmerklich langsame aber deutliche Bewegungen stattfinden. Hier ist die Auflast auf den Mittelhang nach dem letzten aktiven Rutschprozess vor über 25 Jahren wohl dafür verantwortlich, dass sich der Unterhang langsam deformiert. Die Bewegungsvektoren haben eine nahezu horizontale Richtung, teils weisen sie sogar Hebungen auf, was für eine leichte Aufwölbung der Zunge spricht.

Alle diese randlichen Phänomene erweitern den Gefährdungsbereich der Hauptrutschung erheblich. Am Hochschergen und ähnlich beim Hechendorfer Berg sind noch Ablagerungen in einer horizontalen Entfernung von der Anbruchkante von etwa 2 km zu beobachten, am Stoissberg sogar in über 3 km.

Tab. 1: Dimensionen und Pauschalgefälle einzelner Rutschungen

	Höhen- unterschied [m]	Längs- erstreckung [m]	Pauschal- winkel [°]	Höhen- unterschied [m]	Längs- erstreckung [m]	Pauschal- winkel [°]
	Haupttrutschung			Gesamtprozess		
Maria Eck	130	660	11	235	1.200	11
Stoissberg	410	1.650	14	480	3.050	9
Wiedmais	220	440	25	515	1.680	17
Hechendorf	500	1.150	23	570	1.710	18
Hochschergen	470	2.050	13			
Brechries	320	511	32			

Die Mächtigkeiten der Flyschrutschungen liegt im zentralen Rutschbereich am Oberhang vorwiegend über 30 m. In den einzigen beiden erbohrten Rutschungen konnten im Wiedmais über 70 m und im Brechries zwischen 90 bis 100 m nachgewiesen werden. Die Mächtigkeiten nehmen talwärts ab, insbesondere wenn ein Übergang in einen Fließvorgang besteht. Am Hechendorfer Berg liegt die Mächtigkeit der Rutschung im Anbruchbereich bei 30 bis 40 m, am Mittelhang bei wohl unter 10 m, die jeweiligen Schuttstrom- und Murablagerungen am Unterhang erreichen dann dort nur noch 1 bis 2 m. Durch die Überlagerung der wiederholten Ablagerungen entstehen dort langfristig dennoch Mächtigkeiten von Zehnermetern.

3.2 Ursachen, Anlässe

Eine bereits vor langer Zeit angelegte Ursache der Instabilität des Flysches dürfte im pleistozänen **Permafrost** liegen (siehe Kapitel 2.2.5). Konkrete Nachweise sind nicht vorhanden, doch kann in Analogie zu aktuellen Permafrostgebieten auf die damaligen Verhältnisse geschlossen werden. Die anzunehmenden Eindringtiefen des Permafrosts von wohl um 100 m decken sich mit dem Tiefgang der Rutschungen. Bis in diese Tiefen kann durch den Permafrost eine Auflockerung stattgefunden haben, die langfristig eine tiefgreifende Verwitterung ermöglicht hat.

Die **Gesteinsverwitterung** ist die wohl dominierende Ursache. Vorwiegend durch Kalklösung in den Kalkmergel- und Mergelsteinen findet eine stetig fortschreitende Entfestigung statt (siehe Kapitel 2.4). Diese Entwicklung allein könnte bereits langfristig zur Auslösung von Rutschungen führen. Eine genauere Betrachtung zeigt allerdings, dass wohl noch weitreichendere Verwitterungseinflüsse bestehen. Für viele der großen Flyschrutschungen ist eine wiederholte Aktivität am gleichen Ort

nachgewiesen. Oftmals vergehen viele Jahrhunderte, bis eine Reaktivierung stattfindet. Es stellt sich deshalb die Frage, weshalb eine Rutschmasse nach erfolgter Aktivität zunächst zur Ruhe kommt, sich aber viel später wieder weiterbewegt. Eine Ursache könnte sein, dass in diesen vermeintlichen Ruhephasen über lange Zeit unmerklich langsame Bewegungen anhalten, die allenfalls mit hohem Aufwand messtechnisch nachzuweisen wären.

Der nach dem akuten Abgang zunächst freie Ablauf des Bergwassers muss für eine Reaktivierung erneut blockiert werden, so dass sich ein Wasserdruck aufbauen kann, der letztendlich zum neuerlichen Rutschereignis führt. Eine Ursache könnte sein, dass minimale Bewegungen stattfinden und zudem infolge Verwitterung auch Umlagerungen von Feinmaterial stattfinden, die zu Veränderungen von Wasserwegsamkeiten unter und an der Basis der Rutschmasse führen. Solche Umlagerungen mit dadurch bedingten Änderungen der Wasserwege sind von Beobachtungen von Höhlenforschern gut bekannt (S. Glaser, mündliche Mitteilung).

Abgesehen vom Brechries ist bei allen großen Flyschrutschungen bei Aktivierungen das Wasser die treibende Kraft. Üblicherweise sind es lang anhaltende oder intensive Regenfälle, die als Auslöser dienen. In den wenigsten Fällen ist jedoch der Oberflächenabfluss verantwortlich. Die Erosion in den Gräben vermag vorwiegend nur flache Rutschungen auszulösen. Bei den tiefreichenden Rutschungen ist der Wasserdruck im tieferen Gebirge maßgeblich.

Bei einigen historischen Rutschungen werden in den Überlieferungen weit entfernte **Erdbeben** als Auslöser genannt. So soll die Rutschung Lissabona bei Benediktbeuern sowie der Bergsturz von Konstanzer westlich von Immenstadt anlässlich des Erdbebens in Lissabon im Jahr 1755 ausgelöst worden sein. Das Beben von Friaul 1976 soll für eine Rutschung in Steibis bei Oberstaufen verantwortlich gewesen sein. Diese Behauptungen sind wohl nicht zutreffend. Einen nennenswerten Einfluss auf Rutschungen können Erdbeben aufgrund der starken Dämpfung der Schwingungsfrequenzen mit zunehmender Entfernung nur im Nahbereich haben. Da der Bayerische Alpenraum selbst nur sehr selten von Epizentren von nennenswerten Erdbeben betroffen ist, sind solche als Anlass weitestgehend auszuschließen.

Für keine der tiefreichenden Rutschungen im Flysch ist ein **menschlicher Einfluss** als Ursache festzustellen. Hierzu gilt auch die Regel, dass die menschliche Einflussmöglichkeit mit der Zunahme der Dimension abnimmt. Ganz auszuschließen ist eine Auslösung zukünftiger Ereignisse dennoch nicht, zumal über indirekte Einflüsse. So ist es denkbar, dass z. B. infolge von größeren Baumaßnahmen oder Veränderungen der Wasserführungen auch einmal große Ereignisse ausgelöst werden. Die Folgen der Klimaänderung mit postulierten vermehrten Starkniederschlägen können als Auslöser in Frage kommen. Sie werden jedoch wohl nur solche Rutschungen betreffen, die ohnehin nur sehr geringe Stabilitätsreserven aufweisen. Dies sind in erster Linie die bereits bekannten alten Rutschungen, auch wenn sie derzeit nicht oder kaum aktiv sind.

3.3 Vorhersagbarkeit

Eine Vorhersagbarkeit gliedert sich in 3 Dimensionen: eine räumliche, eine zeitliche und eine der Intensität.

Die **räumliche** Vorhersagbarkeit ist weitgehend durch Vorbewegungen geprägt. Alle in Bayern bekannten großen Rutschungen im Flysch haben sich in alten Bewegungsbereichen ereignet. Die sensiblen Gebiete sind somit relativ gut einzugrenzen. Wo genau innerhalb dieser Bereiche jedoch eine neue Bewegung erfolgt, ist nicht langfristig vorhersagbar. Kurzfristig zeichnen sich die Umgrenzungen von aktiven Bereichen in vielen Fällen durch Vorbewegungen ab. Anzeichen hierfür können z. B. schräg gestellte oder Säbelwuchsbäume, Risse im Boden oder verschobene Wege sein. Da diese Phänomene jedoch auch bei flachen Rutschungen auftreten, sind sie nicht immer klar zu deuten. Wenn auch Felsbereiche Risse bekommen oder ganze Bäche im Untergrund versickern, ist der Hinweis auf eine tiefe Rutschung eindeutiger. Eine mögliche Abgrenzung des sich anbahnenden Bewegungsbereiches kann dann nur durch eine akribische Spurensuche im Gelände erfolgen.

Im Auslaufbereich kann sich eine Vorhersage nur nach den morphologischen Zeugen der Umgebung richten. Diese ergeben jedoch keine eindeutige Aussage, sondern nur Hinweise auf frühere Ereignisse. Im konkreten Einzelfall muss dann bewertet werden, ob und warum der aktuelle Prozess weniger weit oder sogar weiter reichen oder einen anderen räumlichen Verlauf nehmen kann. Je nach der geschätzten Dimension und **Intensität** der aktuellen Bewegungsabläufe können sich hier jeweils andere Prozesse abspielen, als sie aus den „stummen Zeugen“ aus der Vergangenheit ersichtlich sind. So kann z. B. eine alte Rutschung zu einem Schuttstrom oder einer Mure führen. Der Umfang der bewegten Massen ist von der Fläche her oft gut abschätzbar. Der Tiefgang kann üblicherweise jedoch nur aufgrund von morphologischen Merkmalen grob geschätzt werden. Bohrungen wären hierzu wünschenswert, aber nur in seltenen Fällen technisch und finanziell umsetzbar. Am Beispiel der Rutschung Maria Eck (siehe Kapitel 4.2) ist es gelungen, mit Hilfe einer geometrischen Konstruktion der Horizontal- und Vertikalkomponenten der Bewegungsvektoren der Oberflächengeodäsie eine Tiefe von etwa 40 m abzuschätzen. Die Schätzung konnte später durch geophysikalische Untersuchungen bestätigt werden.

Es bestehen also erhebliche Unsicherheiten in der Vorhersage einer Reichweite, weshalb die potentiellen Gefährdungsbereiche nach Möglichkeit von Bebauung und empfindlicher Infrastruktur freigehalten werden sollen. Die Wiederholffrequenz solcher Ereignisse ist nach menschlichem Zeitmaßstab gering. Das Erinnerungsvermögen an abgelaufene Geogefahren-Ereignisse verblasst bereits nach wenigen Jahren. Glücklicherweise steigt in letzter Zeit ein Bewusstsein für seltene Naturereignisse, so dass sich die Akzeptanz von solchen vorsorglichen Maßnahmen erhöht.

Eine weitere Unsicherheit bringt eine **zeitliche** Vorhersage mit sich. Langfristige Prognosen können allenfalls in die wenig hilfreiche Richtung gehen, dass in „geologischen Zeiträumen“ alle sensiblen Bereiche mehr oder weniger in Bewegung geraten werden. Auch kurzfristige Prognosen sind meist reine Spekulation. Ob sich frische Risse in absehbarer Zeit tatsächlich zu einer akuten Rutschung weiterentwickeln oder aber die Bewegung für lange Zeit wieder „einschläft“, ist nicht abschätzbar. Es gilt in solchen Fällen, eine gute Beobachtung über längere Zeiträume zu betreiben. Dies kann von einer rein visuellen Beobachtung bis zu detaillierten geodätischen und geotechnischen Messprogrammen reichen. Katastrophale Entwicklungen großer Ereignisse kündigen sich in den meisten Fällen durch eine vorangehende Beschleunigungsphase an. In der Literatur sind zahlreiche Beispiele aufgeführt, in denen aufgrund der Interpretation der Beschleunigung eine gute Vorhersage möglich war (Poschinger 1998).

Da starke Niederschläge und der daraus resultierende Aufbau eines Wasserdrucks im Untergrund die Hauptursachen für eine Aktivität sind, ist damit einhergehend auch die zeitliche Wahrscheinlichkeit einer Reaktivierung nach starken bzw. lang anhaltenden Regenfällen am größten. Die weitere Entwicklung selbst akuter Rutschungen ist kaum vorhersagbar. Die Rutschung am Hechendorfer Berg (siehe Kapitel 4.3) ist beispielsweise 2018 von alleine weitgehend zur Ruhe gekommen, wohl auch wegen der damaligen anhaltenden Trockenheit. Sie kann bereits in der nächsten Regenperiode wieder aktiviert werden, ebenso gut sind aber auch eine jahrhundertelange Ruhephase sowie alle Zwischenstadien möglich.

3.4 Mögliche Maßnahmen

3.4.1 Aktive Maßnahmen

An den Hauptrutschungen selbst sind aufgrund der Dimensionen nur in wenigen Fällen zielführende Maßnahmen möglich und umsetzbar. Theoretisch sind in Einzelfällen extrem aufwändige **Rückhaltemaßnahmen** wie massive rückverankerte Bohrpfähle o. ä. möglich. Glücklicherweise betreffen die meisten großen Flyschrutschungen Waldgelände und nur sehr selten Siedlungen. Aufwändige und teure Rückhaltemaßnahmen stehen deshalb dort meist nicht zur Diskussion.

Sowohl präventiv, als auch im Akutfall ist unbedingt die allgemeingültige Regel zu beachten, dass keine negative **Lastveränderung** am labilen Hang erfolgen darf. Das bedeutet, dass jegliche Auflast am Kopf und jegliche Materialentnahme am Fuß einer Rutschmasse vermieden werden muss. In Einzelfällen kann diese Regel auch zur Stabilisierung genutzt werden, indem der Kopfbereich der Rutschmasse abgetragen und/oder der Fußbereich aufgeschüttet wird (u. a. Zaruba & Mencl 1982). Bei den großen Dimensionen und der mäßigen Zufahrtsmöglichkeit im Flysch wird dies in der Praxis jedoch nur selten möglich sein. Welche Gebiete in Bayern präventiv umsichtig zu behandeln sind, wird in der Gefahrenhinweiskarte zu Geogefahren des LfU dargelegt (siehe Umweltatlas Bayern).

Anders als bei den Hauptrutschungen sieht die Möglichkeit bei den **Sekundärbewegungen** durch Schuttströme und Muren aus. So wurde im Wiedmais bei Inzell ein **Ableitwall** für eventuelle Schuttströme zum Schutz der Siedlung Hutterer errichtet. Unterhalb des Brechries bei Bad Feilnbach hat das Wasserwirtschaftsamt im Jenbach eine große **Rückhaltesperre** für Geschiebe und Murmaterial gebaut (Wasserwirtschaftsamt Rosenheim 2018). Solche Bauwerke verbessern die vorher kritische Situation um ein Vielfaches. Sie sind allerdings rechnerisch auf ein Bemessungsereignis ausgerichtet. Die bereits erwähnte Unberechenbarkeit der großen Flyschrutschungen zeigt, dass es kein definitives Bemessungsereignis geben kann und dass die Bauwerke immer nur eine relative Sicherheit bieten können. Ein Restrisiko wird in alpinen Bereichen niemals zu vermeiden sein und in einem jeweils zu diskutierenden Umfang muss es auch akzeptiert werden.

Im Akutfall wurde sowohl am Schuttstrom Hutterer im Wiedmais, als auch bei Maria Eck **Oberflächenwasser** aus den Bewegungsbereichen **abgeleitet**. Ob der hohe Aufwand dazu beigetragen hat, dass sich die Bewegungen vermindert haben, ist nicht gesichert. Der Schuttstrom bei Hutterer war anfangs noch zu sehr in Bewegung, um das Wasser gut fassen und ableiten zu können. Die Gräben zerfielen immer wieder und das Wasser suchte sich neue Wege. Bei Maria Eck wurden mehrere künstliche Wasseraustritte oberhalb der Rutschmasse gefasst und abgeleitet. Sie betrafen wohl nur einen geringen Teil des Wassers, das für die Rutschaktivität ursächlich war. Beide Rutschungen beruhigten sich jedoch nach den Maßnahmen. Ob die Ableitungen hierfür ursächlich waren, ist nicht gesichert. Ein Negativbeispiel bietet die große Rutschung am Gaißacher Steinbach, westlich des Grantesecks. Hier konnten die Versuche der Oberflächenentwässerung keine Beruhigung der Rutschmasse herbeiführen.

Soweit machbar ist es sicherlich sinnvoll, wieder einen Oberflächenabfluss herzustellen. Die Oberfläche von frischen Rutschungen ist von offenen Rissen durchzogen und durch zahllose Senken und Querwulste gekennzeichnet. Das Wasser staut sich dort und versickert verstärkt in den ohnehin labilen Untergrund. Eine rasche Ableitung des Oberflächenwassers ist deshalb grundsätzlich sinnvoll. Offene Gräben können eine vorübergehende Lösung sein. Sie werden mit der Zeit jedoch verfallen und verwachsen. Als vorübergehende Sofortmaßnahme eignen sich teils Holzzinnen. Sie sind kostengünstig, leicht transportabel und überbrücken bei guter Fixierung anhaltende Deformationen. Sie verwittern und verfallen allerdings nach wenigen Jahren, so dass sie bei fehlender Pflege und Erneuerung dann eher zur Be-, als zur Entwässerung dienen. Gliederrinnen aus Beton-Fertigteilen haben eine gewisse Flexibilität und sind dauerhaft, aufgrund des Gewichtes jedoch schwer anzutransportieren und beeinträchtigen das Landschaftsbild. Kunststoffrohre sind zwar dauerhafter als Holzzinnen, doch zeigen auch hier die vielen Beispiele von zerbrochenen KG-Rohren, dass sie ohne Pflege nicht dauerhaft wirksam sind und dann zudem Fremdkörper in der Landschaft darstellen. In vielen Fällen bewährt haben sich Gräben, die mit Rollkies oder Schroppen aufgefüllt werden, denn sie können anhaltende Deformationen des Hanges bis zu einem bestimmten Grad mitmachen.

Ursächlich ist jedoch in den meisten Fällen nicht das Oberflächenwasser, sondern das **Wasser im Untergrund**. Die geringe Wasserdurchlässigkeit der verwitterten Flyschgesteine führt dazu, dass auch eine tiefere Drainage in der Rutschmasse nicht zwangsläufig zum Erfolg führen muss. Oftmals ist nicht die Menge an Wasser ausschlaggebend, die abgeführt werden kann. Eine Druckminderung kann vielmehr bereits zu einer Beruhigung führen, zumal wenn das Wasser im Untergrund gespannt ist. Neben Negativbeispielen, die angesichts der geringen Durchlässigkeiten selbst mit Vakuumpflanzen keinen Erfolg hatten, sind deshalb auch immer wieder Erfolge erzielt worden. An der Rutschung am Gschlifgraben am Traunsee (Oberösterreich) sowie an der Fürwang-Rutschung am Haunsberg (Salzburg) erfolgte eine Beruhigung der Bewegungen, nachdem tiefe Drainagebrunnen im mittleren und unteren Zungenbereich errichtet wurden. Es genügte die Entnahme von geringen Wassermengen in den Brunnen, um den Wasserspiegel und damit auch den -druck erheblich abzusenken. Solche Brunnenbauwerke sind sehr aufwändig und kostenintensiv. Ähnlich aufwändig ist eine Drainage einer tiefen Rutschmasse mit leicht steigenden Horizontalbohrungen an die wasserführende Gleitfläche (Zaruba & Mencl 1982) oder von Stollen aus, die unterhalb der Gleitfläche verlaufen, wie dies z. B. an der Rutschung in Centovalli im Tessin umgesetzt wurde.

Während die Schutzwirkung des **Waldbestandes** für flache Hangbewegungen unbestreitbar ist, wird die positive Bedeutung für tiefreichende Rutschungen meist überbewertet. Ein eher gegenteiliges, aber häufig zu hörendes Argument, das „schwere“ Holz müsse aus Gewichtsgründen entfernt werden, trifft nicht zu. Rein rechnerisch ist das auf die Fläche umgerechnete Gewicht des Bestandes im Promillebereich verglichen mit dem Gewicht der Rutschmasse selbst. Medicus (2009) konnte den vernachlässigbaren Einfluss des Gewichtes auch rechnerisch belegen. Nur bei sehr flachen Rutschungen an sehr steilen Hängen mag eine Entnahme zur Stabilisierung sinnvoll sein. Allein die Füllung oder Nicht-Füllung des Porenraumes mit Wasser kann einen deutlich höheren Einfluss als das Gewicht der Bäume haben.

Schwer zu bewerten sind die viel wesentlicheren Funktionen eines Waldbestandes von Interzeption und Evapotranspiration. Ein intakter Wald vermindert den Niederschlagseintrag je nach Niederschlagsintensität und -dauer sehr erheblich. Dies kann sich positiv auf die Stabilität auswirken und spricht für ein Bewahren und Pflegen von Beständen an labilen Hängen.

Bei akuten Rutschungen ist der Bestand jedoch meist nicht mehr intakt, viele Bäume sind umgeworfen oder schräg gestellt. In solchen Fällen sollte eine Entnahme der Bäume erfolgen. Sie si-

chert zumindest eine Verwertung des Holzes, vermindert das Borkenkäferproblem für die benachbarten Wälder und verhindert, dass größere Mengen an Totholz in sekundären Schuttströmen und Muren zu Verklausungen und somit zu weiteren Problemen führen.

3.4.2 Passive Maßnahmen

Eine nachhaltige und kostenmindernde Alternative zu den genannten aktiven Maßnahmen, die aufwändig sind und oft nur begrenzte Aussicht auf Erfolg haben, sind **passive Maßnahmen**. Unter passiven Maßnahmen werden vorwiegend präventive Planungsmaßnahmen zur Verminderung und Vermeidung von Schäden verstanden. Hier hat sich in Bayern die Gefahrenhinweiskarte des LfU zu Geogefahren etabliert. Sie ist für den Bayerischen Alpenraum flächendeckend verfügbar und im Internet über den Umweltatlas Bayern (Bayerisches Landesamt für Umwelt 2020) für jedermann zugänglich.

Im Rahmen der Bauleitplanung wird die Berücksichtigung der Gefahrenhinweiskarte auch von der Bayerischen Staatsbauverwaltung angeraten (Oberste Baubehörde 2016/17). Die Unwägbarkeiten der großen Flyschrutschungen wurden bereits mehrfach aufgezeigt. Die Gefahrenhinweisbereiche mussten deshalb teilweise großzügig umgrenzt werden. Das Grundwesen der Gefahrenhinweiskarte ist, dass sie nur einen Hinweis im Übersichtsmaßstab liefert. Im konkreten Fall eines Bauvorhabens muss die Situation im Detail ggf. durch einen Privatgutachter geprüft werden. Dabei ist zu beachten, dass eine ausreichende und dauerhafte Sicherheit gewährleistet werden muss. Dafür sorgen müssen sowohl der Gutachter, als auch die Genehmigungsbehörde, die im Schadensfall möglicherweise beide in der Haftung stehen. Eine Dauerhaftigkeit ist mit wenigstens 100 Jahren anzusetzen. Die Lebensdauer eines Hauses beträgt üblicherweise viele Jahrzehnte und ein einmal zur Bebauung zugelassener Platz wird erfahrungsgemäß auch danach wieder bebaut werden. Nur in sehr wenigen Fällen und mit sehr großem gutachterlichen und behördlichen Aufwand war es bisher möglich, eine Absiedelung und einen Abriss eines bestehenden Wohngebäudes aufgrund einer Bedrohung durch Geogefahren durchzusetzen. Erst wenn bereits ein Totalschaden eingetreten ist, wird eine Auflassung eines Bauplatzes auch akzeptiert und umgesetzt (Beispiele: Felssturz in Stein an der Traun, 1 Wohnhaus, Landkreis Traunstein; Rutschung Rindberg, 17 Gebäude, Siebratsgfall, Vorarlberg; Rutschung Falli-Höllli, 35 Chalets, Kanton Fribourg, Schweiz).

Die Gefahrenhinweiskarten sind auf eine Veranlassung der Alpenkonvention zurückzuführen. Im Bodenschutzprotokoll zur Alpenkonvention wird in Art. 10 von den Mitgliedsstaaten verlangt, „Alpengebiete, die durch geologische, hydrogeologische und hydrologische Risiken, insbesondere Massenbewegungen (Hangbewegungen, Muren, Erdfälle) ... gefährdet sind, zu kartieren und in Kataster aufzunehmen ...“. Die Gefahrenhinweiskarten haben wiederum eine Auswirkung zur Umsetzung von Art. 14 des Bodenschutzprotokolls. Dort ist festgehalten, dass „Genehmigungen für den Bau und die Planierung von Skipisten ... in labilen Gebieten nicht erteilt werden“. Größere rote Gefahrenhinweisflächen für tiefreichende Rutschungen werden dabei vorbehaltlich einer Detailprüfung üblicherweise als ein solches „labiles Gebiet“ im Sinne von Art. 14 eingestuft. Details zur Gefahrenhinweiskarte werden auf der Internetseite des LfU erläutert.

4 Einzelfälle

Nachfolgend werden sechs Einzelfälle von großen Rutschungen im Flysch beschrieben, jeder auf seine Art bedeutend.

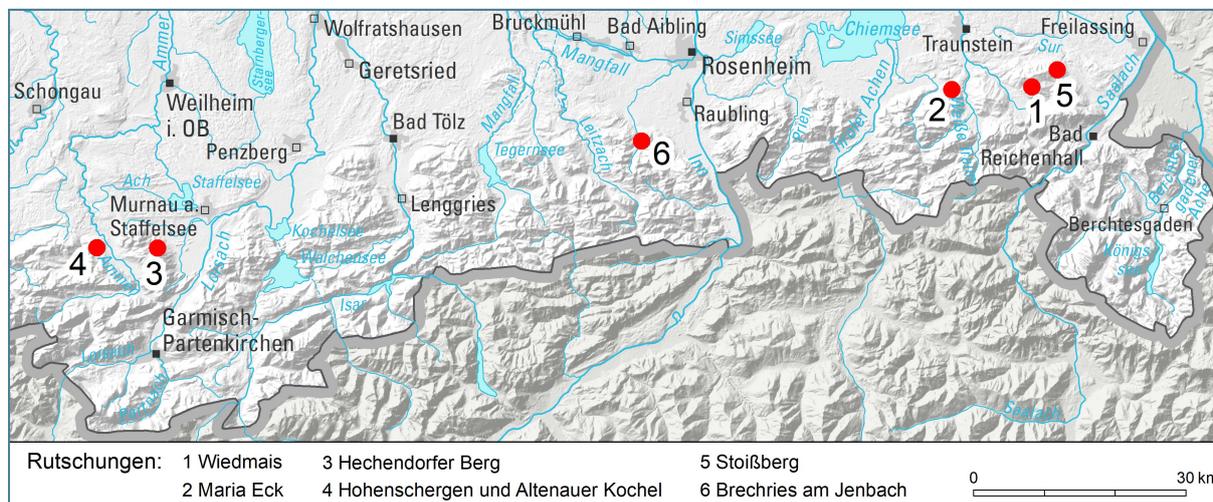


Abb. 19: Übersicht zur Lage der einzelnen Rutschungen

4.1 Rutschung Wiedmais

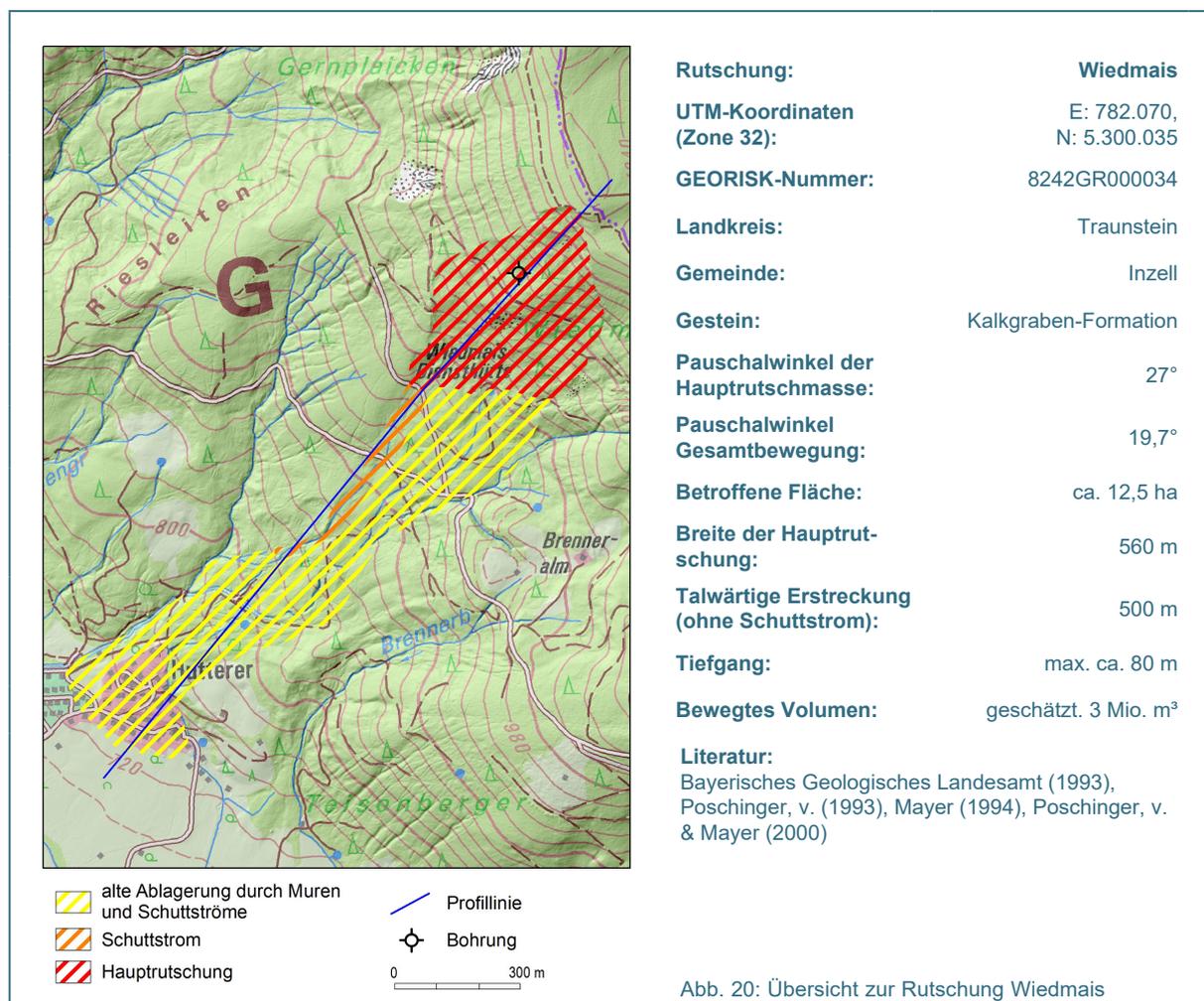


Abb. 20: Übersicht zur Rutschung Wiedmais

Ausgangssituation:

An der Südwestseite des Teisenbergs befand sich bereits vor 1991 eine alt angelegte Großrutschung, erkennbar an einer angewitterten Anbruchkante, alten Rutschungsstufen und alt angelegten Spalten. Unterhalb schlossen sich ab circa 1.000 m ü. NHN großräumige Spuren älterer Schuttströme an, auf deren Ablagerungskegel die Siedlung Hutterer liegt. Am Fuß der Hauptrutschmasse lagen Wasseraustritte, insbesondere auch an der Stelle des späteren Anbruchs eines Schuttstromes. Nach Starkregen konnten hier angeblich kurzfristig Schüttungen von 5 bis 10 l/s beobachtet werden. Bereits vor 1991 waren Anzeichen für eine geringe Aktivität zu erkennen, wie eine kleine Stufe im Forstweg und Veränderungen an einer Quelle. Die Gesamtmasse konnte damals aufgrund des geradwüchsigen Baumbestandes noch nicht als bewegt eingestuft werden.

Ablauf der Ereignisse:

Zu Anfang August 1991 erfolgten bei Inzell sehr starke Niederschläge (208,5 l/m² vom 31.07.–02.08.) nach einem bereits niederschlagsreichen Juli (417 l/m² vom 05.07.–05.08.1991). Am 07.08.1991 wurde aufgrund der Eintrübung eines Baches oberhalb Hutterer ein noch kleiner Anbruch an einer Forststraße am Mittelhang festgestellt. Der Anbruch mit starkem Wasseraustritt erweiterte sich zusehends und verlagerte sich bergwärts. Das Anbruchmaterial, eine Suspension aus Schlamm, Steinen, Blöcken und zunehmend auch Baumstämmen bildete eine Fließzunge aus, die als 10 bis 40 m breiter zähviskoser Schuttstrom langsam talwärts floss. Innerhalb von sechs Tagen drang dieser etwa 800 m talwärts vor und blieb nur etwa 300 m vor der Siedlung Hutterer stehen. Ob die aufwändigen künstlichen Ableitungen des Oberflächenwassers aus dem Bewegungsbereich den Schuttstrom zum Stillstand gebracht haben, ist nicht eindeutig festzustellen.

Etwa gleichzeitig mit dem Schuttstrom wurde anhand von tiefen Rissen und frischen Anbrüchen eine Reaktivierung der bergwärts anschließenden tiefen Großrutschung festgestellt. Sie war die eigentliche Ursache für den Schuttstrom unmittelbar an deren Stirn. Die anfänglichen Hauptdeformationen mit geschätzten Meterbeträgen lagen zunächst im Umfeld des Schuttstromanbruches, also im unteren Nordteil. Während die Beträge rasch abnahmen, verlagerte sich die Deformation mit nur noch Dezimeterbeträgen weiter bergwärts und weiter nach Süden. Den Dehnungen am Oberhang oberhalb 1.100 m ü. NHN stand somit eine Stauchung am Rutschungsfuß auf etwa 1.030 bis 1.080 m ü. NHN gegenüber. Im Herbst 1991 konnten dann nur noch eine Rutschgeschwindigkeit von wenigen Zentimetern im Monat beobachtet werden.

Im Frühjahr bis Sommer 1992 erfolgte eine Ausweitung durch neue Spalten im Südostteil. Nach zeitweise geringer Aktivität wurde der Südostteil im Frühsommer 1995 erneut aktiviert und ausgeweitet. Es kam nahe der Wiedmais-Diensthütte zu mehreren lokalen kleinen Schuttstromereignissen aus der Stirn der Rutschung. Nach den Starkniederschlägen zu Pfingsten 1999 kam es im südlichen Teil in einer Höhenlage zwischen 900 m und 1.200 m ü. NN. zu einer erheblichen Ausweitung der Rutschung in einer Waldfläche von etwa 6 bis 8 ha mit Bewegungsbeträgen von circa 1 bis 5 m pro Tag. Der geschätzte durchschnittliche Tiefgang der Bewegung lag hier bei etwa 15 m. An der Stirn der Rutschmasse entwickelten sich wieder zwei kleine Schuttströme von nur wenigen Zehnermetern Reichweite. Im Jahr 2007 löste sich aus der Stirn an der Südseite ein weiterer kleiner Schuttstrom. Ein zumindest in geringem Maße weiteres Anhalten der Bewegungen ist auch jetzt noch wahrscheinlich.

Untersuchungen, Maßnahmen und Prognose:

Die Geländeaufnahmen ergaben, dass die dickbankigen Gesteinsserien der Kalkgraben-Formation hier tektonisch verfaultet bis versetzt sind. Der Hauptanbruch erfolgte entlang einer tektonischen Struktur. Eine eindeutige Gleitfläche liegt nicht vor. Eine Bohrung KB 3 nahe des Rutschungsfußes mit 28 m Teufe erreichte den festen Untergrund nicht. Eine zweite Bohrung KB 1 am Oberhang auf rund 1.140 m ü. NHN erreichte 85 m unter Gelände und wurde mit Inklinometer, Pegel und vier Drahtextensometern ausgebaut. Das Inklinometerrohr war bereits bald nach dem Einbau so stark deformiert, dass hier keine konkreten Ergebnisse gewonnen werden konnten. Der Wasserspiegel in den Bohrlöchern liegt in KB 3 in Tiefen von 8 bis 13 m unter Gelände und in KB 1 bei 69 bis 82 m mit Schwankungen von bis 10 m in wenigen Tagen. Falls die ungewöhnlich starken und raschen Schwankungen auch bereits vor dem Hauptereignis stattgefunden hatten, dürften sie ein wesentliches auslösendes Element gewesen sein.

Die Großrutschung war lange vor dem Ereignis 1991 angelegt und mehrfach auch mit Schuttströmen aktiv. In Baugruben in Hutterer konnten Baumstämme gefunden werden, die von den Rutschungen mitgerissen und in der Rutschmasse begraben worden waren. Altersdatierungen an diesem Material ergaben an Baumscheiben (Dendrochronologie) ein Alter von etwa 1.000 Jahren sowie an sonstigem Holzmaterial kalibrierte C-14 Alter von etwa 2.100 sowie etwa 4.000 Jahren vor Chr. Diese Daten weisen auf mehrfache frühere Aktivität hin.

Etwa eine Woche nach der Auslösung der Rutschung konnten erste Relativmessungen an Spalten zur Beobachtung der Aktivität installiert werden. Im Oktober 1991 wurde mit geodätischen Verformungsmessungen begonnen und mit abnehmender Intensität bis Oktober 2002 betrieben. Hierfür wurden Messpunkte in einem lang gezogenen Profil in Falllinie der Großrutschung angelegt. Auf einer Länge von 725 m und einer Höhendifferenz von 310 m wurden Verschiebungen von bis zu 76 cm beobachtet. Die Geschwindigkeit der Verschiebung war über den Messzeitraum nahezu konstant und betrug rund 3 mm/Monat. Im zentral gelegenen Bohrloch KB 1 konnten anhand von ungespannten Drahtextensometern in einer Tiefe von 63 bis 72 m Setzungen von 1 mm/a ermittelt werden. Dies dürfte auch der Tiefe der Hauptbewegungszone entsprechen, die aufgrund der angelegten Zerrüttung im Bohrloch eher als Scherzone denn als Gleitfläche zu interpretieren ist.

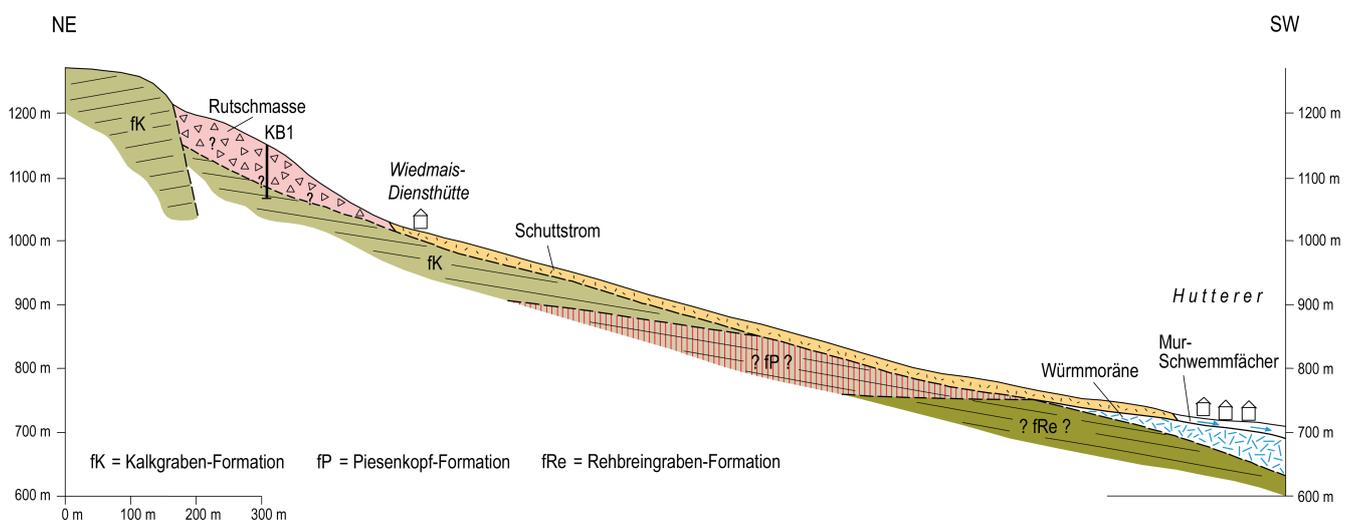


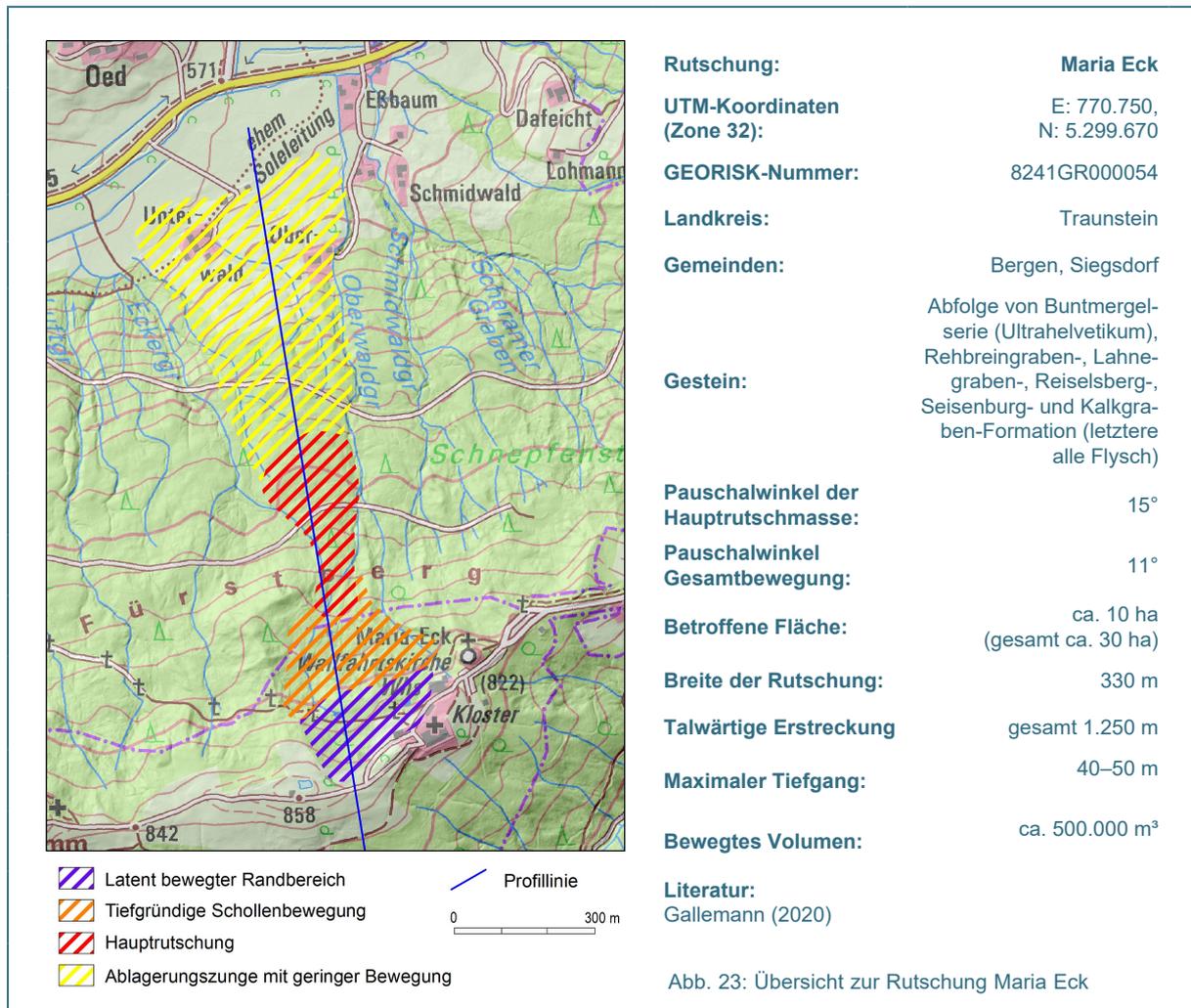
Abb. 21: Geologisches Profil der Rutschung Wiedmais

Aufgrund der langfristig andauernden Bewegungen der Hauptrutschung wird es wohl auch zukünftig zu kleineren und größeren Schuttströmen kommen. Die Bedrohung des Ortes Hutterer wurde inzwischen durch den Bau eines Ableitwalles deutlich vermindert.



Abb. 22: Anbruch des Schuttstromes an der Stirn der Wiedmais-Rutschung

4.2 Rutschung Maria Eck, ab 1992



Ausgangssituation:

Der nur mäßig steile Hang nördlich des Klosters Maria Eck wird von mächtigen alten Rutschmassen bedeckt. In den wenigen Aufschlüssen zeigt sich eine Abfolge von Ultrahelvetischer Buntmergelserie am Unterhang, gefolgt bergwärts von den Flyscheinheiten Rehbreingraben-Formation, Lahngraben-Formation, Reiselsberg-Formation, Seisenburg-Formation und Kalkgraben-Formation. Die Serien streichen etwa hangparallel und fallen mittelsteil nach Süden in den Hang ein (siehe Abb. 26). Die tektonische Grenze an der Überschiebung zwischen Flysch und Ultrahelvetikum ist nicht direkt aufgeschlossen.

Ablauf der Ereignisse:

Im Dezember 1992 wurde eine Rutschung bemerkt, die Ihre Anbruchkante in rund 750 m ü. NHN hatte und in einer Breite von etwa 100 bis 130 m bis etwa 700 m ü. NHN reichte. Eine Forststraße wurde um rund 30 m talwärts verschoben (Abb. 25). Der aufstockende Waldbestand wurde vollkommen zerstört. Die Rutschmassen zeigten eine zähe Fließbewegung, bei der randliche Wälle aufgeschüttet wurden und sich an der Stirn eine etwa 1 m hohe Zunge ausbildete. Die Bodenbe-

deckung wurde im oberen Bereich durch die turbulente Bewegung weitgehend zerstört, im unteren Bereich wurden größere Partien als Ganzes mitsamt der Vegetation verschoben. Der Tiefgang der Rutschung wurde auf etwa 5 bis 8 m geschätzt.

Sehr bald zeigte sich, dass bergwärts der deutlich aktiven Rutschung bis in eine Höhe von 800 m ü. NHN auch Bewegungen stattfanden. Hier waren es jedoch ganze Schollen, zwischen denen sich tiefe Dehnungsrisse öffneten. Der Boden und der aufrecht stehende Waldbestand wurden dabei mittransportiert. Der Tiefgang wurde in diesem Bereich auf etwa 30 bis 40 m geschätzt. Noch weiter bergwärts bis nahe an den Kamm wurden zwar keine frischen Bewegungsanzeichen beobachtet, doch fanden sich Nackentäler und Geländestufen als alte Bewegungsstrukturen. Die Strukturen reichen bis an das alte Klostergebäude und an den Klostergasthof heran.

Nicht nur bergwärts, auch talwärts der akuten Rutschmasse zeigten sich etliche Tage später leichte Bewegungsanzeichen. So entstanden in einem Forstweg auf 660 m ü. NHN eindeutige Querrisse, die auf Verschiebungen im Meterbereich hinwiesen. Im Hang und im Waldbestand waren keine



Abb. 24: Fuß der Rutschmasse bei Unterwald. Nur die leichte Wellung deutet auf die Rutschung hin, Aktivitätsanzeichen sind nicht zu erkennen. Hier erfolgt eine nachgewiesene leichte Aufwölbung.



Abb. 25: Rutschung Maria Eck, Verschiebung Forstweg

Hinweise auf akute Bewegungen zu erkennen. Der Tiefgang der Kriechbewegungen wurde dort auf nur wenige Meter geschätzt. Später erfolgte ein Hinweis, dass bei einer früheren Nachmessung der Grenzen einzelne Grenzsteine hier als im Zehnermeterbereich talwärts verschoben festgestellt worden sind.

Weitere Nachforschungen zeigten, dass im gleichen Bereich 1912 bereits starke Bewegungen stattgefunden haben müssen. Das Anwesen Unterwald am Hangfuß hatte den Chroniken zufolge damals evakuiert werden müssen. Ob die bestehenden Risse im Haus auf das damalige Ereignis oder auf spätere Bewegungen oder auf beides zurückgehen, ist unsicher.

Untersuchungen, Maßnahmen und Prognose:

Die geologische Kartierung der Rutschung zeigte in den wenigen Aufschlüssen die beschriebene Abfolge von Flyschgesteinen über der Buntmergelerde des Ultrahelvetikums. Die Ursache der Rutschung ist in dieser geologisch instabilen Situation zu sehen, die für den gesamten Hangbereich zwischen Bergen und Maria Eck ähnlich ist.

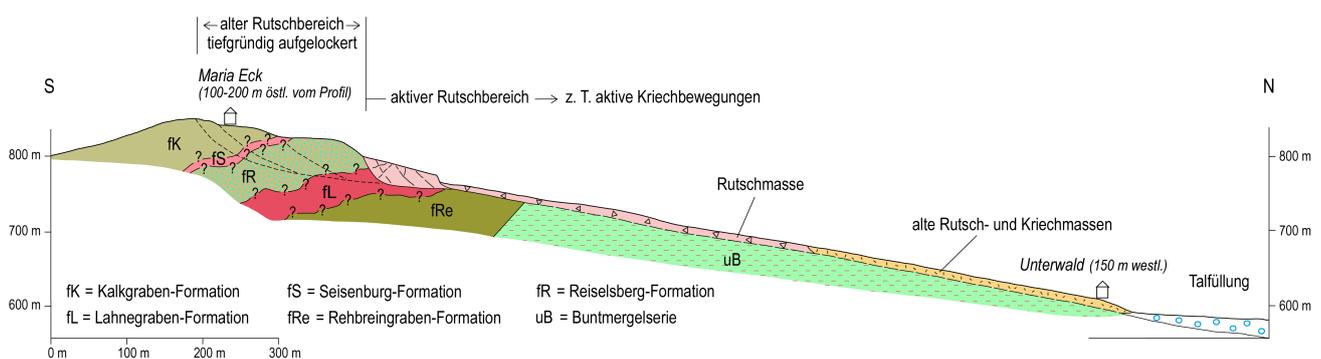


Abb. 26: Geologisches Profil der Rutschung Maria Eck

Im oberen Rutschbereich wurden geodätische Messungen durchgeführt. Ein Präzisionsnivellement im Klosterbereich wurde später durch ein geodätisches Messnetz im oberen Anbruchbereich sowie ein weiteres am Hangfuß ergänzt. Somit konnten unmerkliche anhaltende Deformationen im Umfeld der eigentlichen Rutschung belegt werden. Mit Konstruktion der räumlichen Verschiebungsvektoren in Verbindung mit geoelektrischen Untersuchungen konnte ein Tiefgang der Rutschung im oberen Bereich von etwa 35 m bestätigt werden (Abb. 27). Der Hauptrutschbereich am Mittelhang kam in den Folgejahren bald weitgehend zur Ruhe. Das Klostergebäude zeigte an der der Rutschung zugewandten Ecke frische Risse. Einer Rissbildung war wohl bereits früher durch zwei massive Stützkeile begegnet worden. Der Gasthof war bei einem früheren Erweiterungsbau auf einer tiefen Pfahlgründung abgestützt und mit einer Brunnenwand geschützt worden.

Die Rutschung Maria Eck zeigt eine ausgesprochen langanhaltende Deformation im Umfeld des eigentlichen Hauptrutschkörpers. Am Hangfuß sind die geodätisch nachgewiesenen Bewegungen morphologisch nahezu unmerklich. Der Unterhang zeigt nur leichte Wellungen und eine mit etwas Phantasie erkennbare breite Zunge (Abb. 24). Hier wirkt sich die Lastumlagerung am Mittelhang langfristig in einer Stauchung und Aufwölbung der Zunge aus. Selbst mit viel Erfahrung würde man

den Hang kaum als bewegt einstufen. Ähnlich wenig auffällig zeigt sich der Oberhang. Erst in letzter Zeit haben sich dort einzelne Bäume schräg gestellt. Ob es längerfristig zu einer Beruhigung, einem Anhalten der aktuellen Bewegungen oder zu einer Beschleunigung kommt, ist derzeit nicht vorhersagbar. Die bisherige mehrfache Wiederholung von Ereignissen zeigt, dass wohl weiterhin mit größeren Rutschungen zu rechnen ist. Der benachbarte Hangfuß zwischen Bergen und Eßbaum zeigt mehrere zungenförmige Loben von zähfließenden Rutschmassen oder Schuttströmen, die bis ins Tal vorgedrungen sind. Ob diese unmerklich langsam oder aber eher in einer Dimension von Metern pro Stunde entstanden sind, ist nicht bekannt.

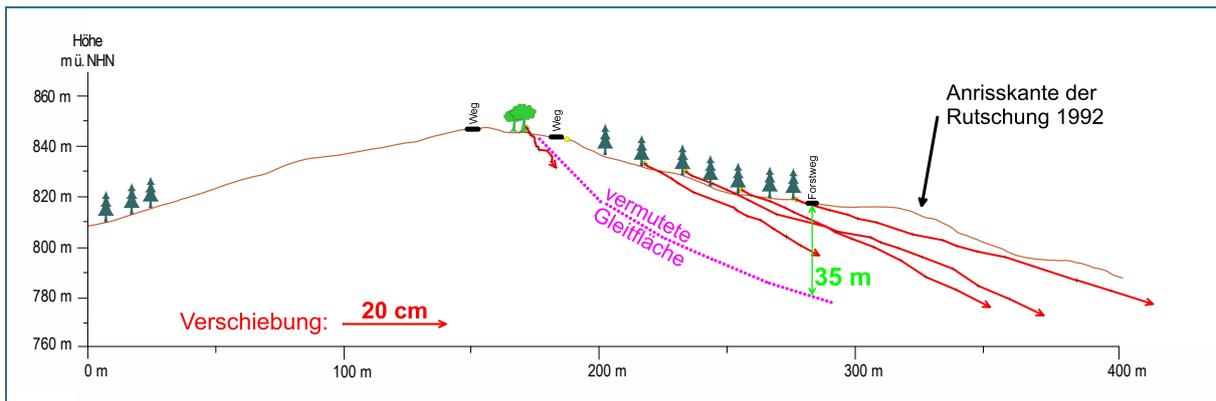


Abb. 27: Gemessene Bewegungsvektoren im Kammbereich (Beobachtungszeitraum: 15.12.2009 bis 17.04.2019)

4.3 Rutschung Hechendorfer Berg

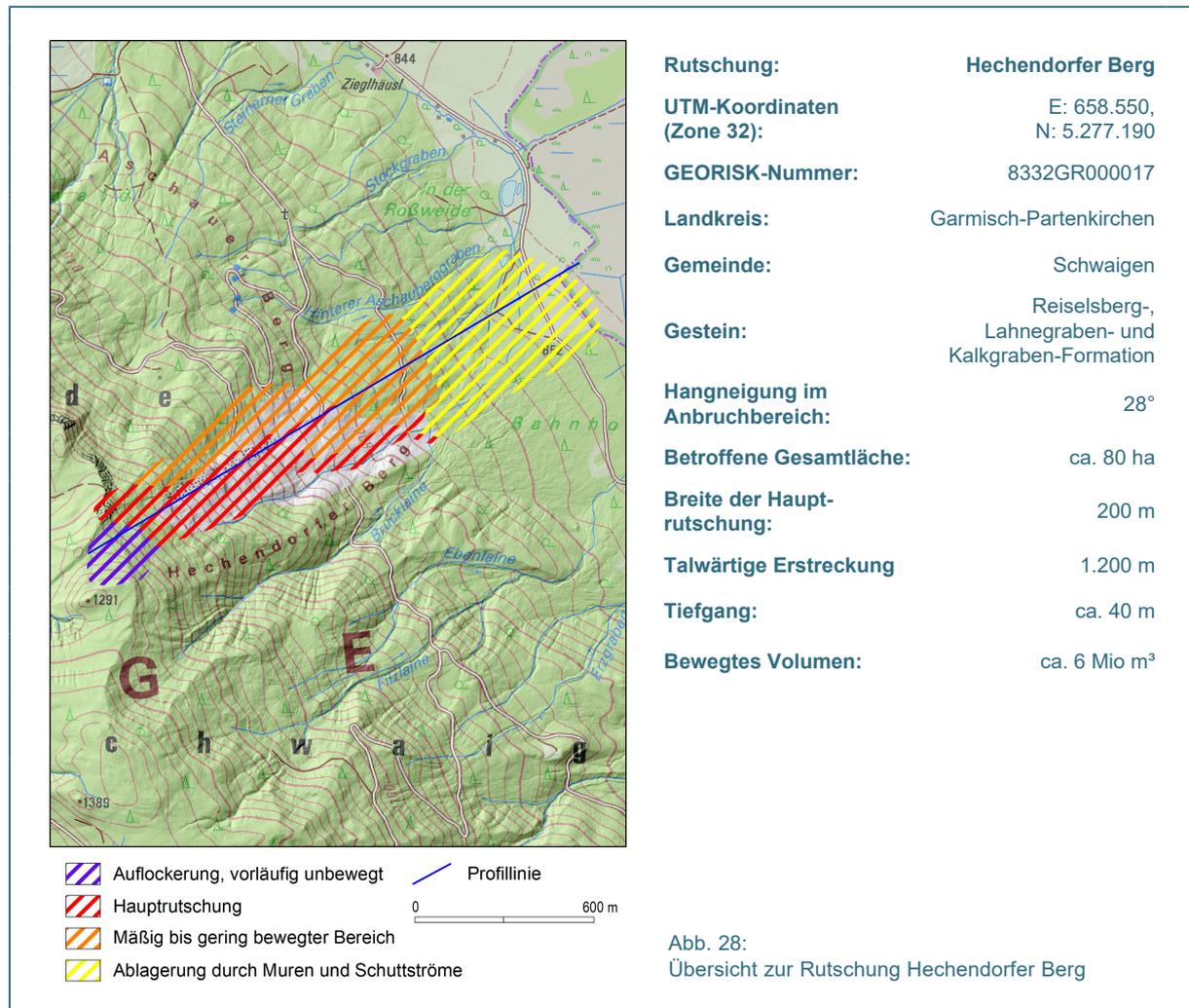


Abb. 28:
Übersicht zur Rutschung Hechendorfer Berg

Ausgangssituation:

Der Aschauer Berg an der Nordostflanke des Aufacker ist als rutschanfällig bekannt. In historischer Zeit war es immer wieder zu Hangbewegungen gekommen. Ursache ist in erster Linie der geologische Aufbau. Es liegt eine tektonisch bedingt mehrfache Abfolge von Reiselsberg-Formation, Lahngraben-Formation und Kalkgraben-Formation vor (siehe Abb. 29). Eine Besonderheit des Aufackers ist es, dass hier sehr ausgeprägte morphologische Lineamente zu beobachten sind. Diese Lineamente ziehen schnurgerade auch durch unbewegte Hangbereiche hindurch. Es handelt sich dabei um Geländestufen oder Gräben und Nackentäler. Wahrscheinlich gehen diese Strukturen auf (spät-) eiszeitliche Einflüsse zurück, als infolge Permafrost an tektonisch angelegten Schwachstellen eine Auflockerung und möglicherweise auch erste tieferreichende Bewegungen stattfanden.

Ablauf der Ereignisse:

Im Mai 2013 wurde oberhalb einer Forststraße auf Höhe 855 m ü. NHN eine zunächst kleine Rutschung bemerkt. Ein Augenzeuge beobachtete am 16.05.2013 gegen 19:00 Uhr, wie sich ein

Schuttstrom mit Blöcken und Bäumen mit einer Geschwindigkeit von geschätzt 0,1 m pro Minute über die Forststraße bewegte. Anfang Juni 2013 erfolgten dann Starkniederschläge, die eine weitere Ausdehnung förderten. Bis Mitte Juni 2013 erreichte die obere Anbruchkante eine Höhe von etwa 1.040 m ü. NHN.

Im Jahr 2014 haben sich die Bewegungen etwas beruhigt, um sich dann Anfang April 2016 wieder erheblich zu verstärken. Die Anbruchkante verblieb zunächst auf etwa 1.040 m ü. NHN, an der Stirn erfolgte jedoch eine Ausdehnung. So wurden weite Teile der oberen Forststraße nordwestlich der Abzweigung durch eine Rutschmasse mit Erlenbestand vollkommen überschüttet. Die weiteren Bewegungen bis etwa September verliefen eher langsam, aber anhaltend. Anlässlich von Starkregen erfolgten kurzfristig murartige Ausspülungen. Der Hangbereich oberhalb der Anbruchkante hat sich bis August zunächst immer weiter aufgelockert und ist dann in großen Schollen abgerutscht. Die obere Anbruchkante hat sich dabei bis auf eine Höhe von 1.220 m ü. NHN rückverlagert. Am Mittelhang wurde auch der untere Ast der Forststraße auf 855 m ü. NHN an einer meterhohen Stufe um Zehnermeter talwärts geschoben (Abb. 31). Selbst am unteren Forstweg auf 750 m ü. NHN wurden Querrisse und horizontale Versatzbeträge im Meterbereich beobachtet.

Innerhalb der Rutschmasse erfolgten lokal starke Wasseraustritte. Besonders auffallend war dies rechtsseitig auf rund 900 m ü. NHN, wo sich infolge der Ausspülung eine etwa 6 m tiefe und 20 m breite Quellnische bildete. Die frische, locker gelagerte Rutschmasse bot viel Feinmaterial als Geschiebeherd an, das dann teils murartig abgeflossen ist. Dabei erfolgte auch eine Übermuerung der Gemeindeverbindungsstraße am Hangfuß.

Nach dem Herbst 2017 hat sich die Rutschmasse mehr und mehr beruhigt. Bereits ab 2018 erfolgten – soweit dies ohne Vermessung festzustellen ist – kaum noch nennenswerte Bewegungen. Der weitgehend zerstörte Waldbestand wurde mittels Seilkrananlagen entnommen. 2019 kamen bereits wieder erste natürlich angesäte Jungbäume auf. Die Wunde in der Landschaft wird jedoch allein aufgrund des Jungbestandes für lange Zeit von weitem deutlich erkennbar sein (Abb. 30).

Untersuchungen, Maßnahmen und Prognose:

Das Ereignis fiel in eine Zeit, in der gerade das Blatt Unterammergau durch die geologische Landesaufnahme bearbeitet wurde. Somit konnte der stratigraphische Aufbau rasch abgeklärt werden. Weitere geologische Untersuchungen erfolgten durch die TU München im Rahmen von Bachelor-Arbeiten. In einer Auftragsarbeit an ein Ingenieurbüro wurde mit Hilfe von Luftbildern von einer Drohne ein neues Oberflächen-Geländemodell erstellt. Der Vergleich mit dem DGM der Oberfläche vor dem Ereignis ermöglichte Angaben zu Abtrags- und Aufschüttungsmächtigkeiten, die teils über 10 m lagen. Der damals teilweise noch vorhandene Waldbestand sowie die große horizontale und auch vertikale Ausdehnung zeigten allerdings auch die Grenzen der Methode der Drohnenbefliegung zur DGM-Erstellung auf.

Historische Recherchen zeigten, dass der Rutschbereich bzw. sein Umfeld schon häufig aktiv waren (Abb. 32). Auf den alten Topographischen Karten von 1900 ist im nördlichen Rutschbereich bereits ein langer Geröllstreifen als Signatur eingetragen. Auf einer alten Forstbetriebskarte von 1928 ist ein damals noch kleinerer Rutschbereich verzeichnet. Weitere Berichte über eine deutliche Aktivität, die bis zur oberen Kante auf etwa 1.200 m ü. NHN gereicht haben, gibt es für die Jahre 1939/40 und 1945/46. Damals wurde auch die Gemeindestraße am Hangfuß überschüttet. In Luftbildern aus dem Jahr 1949 ist ein schmaler Rutschbereich erkennbar, der vom Kamm bis auf etwa 900 m ü. NHN herabzieht. Der Waldbestand seitlich und unterhalb scheint erhalten zu sein. Hier ist die Masse also wohl murartig zwischen den Bäumen hindurch bis zur Gemeindestraße abgeflossen

Am 17.10.1978 aktivierte sich der Rutschbereich dann erneut. Berichten zufolge flossen damals Schuttmassen vom Kamm bei 1.200 m ü. NHN in einer Breite von 100 m und mit einer Geschwindigkeit von rund 20 m/Stunde bis ins Tal. Der Rutschbereich deckt sich nach den Angaben mit jenem aus den 30er bis 40er Jahren. Nach Fotos und nach den Luftbildern erreichte er jedoch oberhalb der Forststraße zwischen etwa 840 und 940 m ü. NHN eine deutlich größere Breite, die jener von 2013 ähnelte. Schon nach etwa zwei Wochen erfolgte 1978 wieder eine Beruhigung.

Im Südwestteil der jüngsten Rutschung stand oberhalb von 1.040 m ü. NHN bis zu Hangkante ein weitgehend intakter und über 100-jähriger Buchen-Altbestand. Nur die unruhige Morphologie und einige Felsköpfe und Nackentäler wiesen dort auf Vorbewegungen hin. Diese müssen noch wesentlich älter als die genannten historischen Daten sein.

Die Weiterentwicklung der Aktivität ist offen. Die aktuelle Beruhigung kann über die nächsten Jahrzehnte oder sogar Jahrhunderte anhalten. Durch den Rutschprozess hat eine Entlastung der oberen Hangkante stattgefunden und den Hang etwas abgeflacht. Zudem könnte die aktuelle Öffnung von Wasserwegen einen erneuten Anstau des Bergwassers vermindern und so eine Beruhigung fördern. Ebenso ist jedoch eine erneute Reaktivierung möglich. Die belegte bisherige Vielphasigkeit der Rutschung spricht zumindest langfristig für weitere Ereignisse.

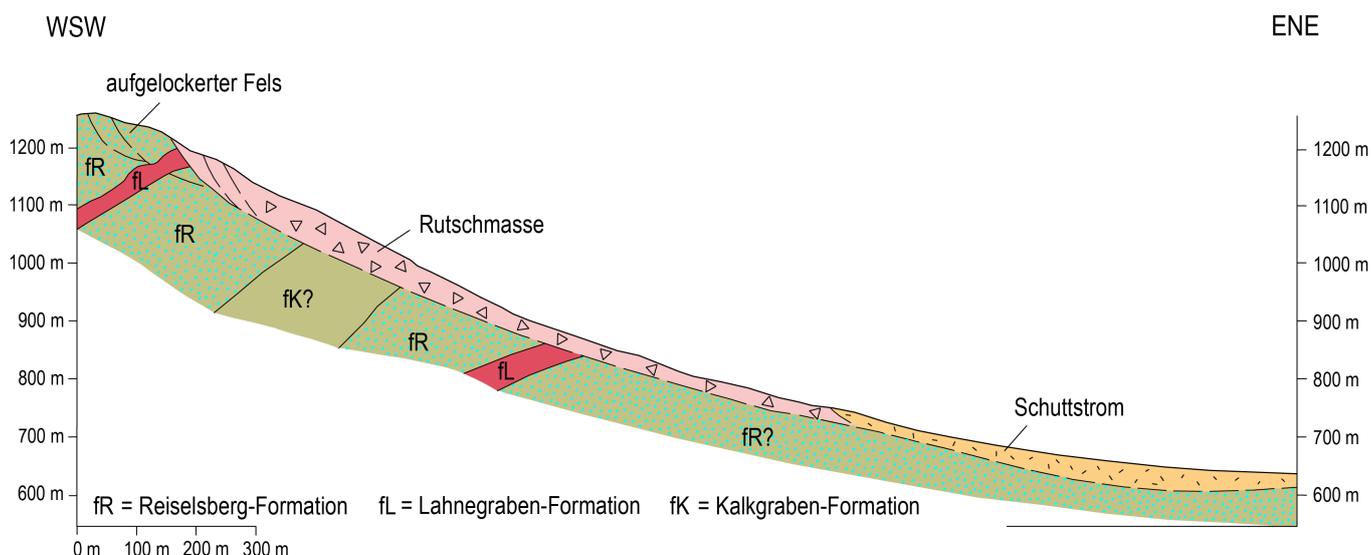


Abb. 29: Geologisches Profil der Rutschung Hechendorfer Berg



Abb. 30: Gesamtansicht 2018

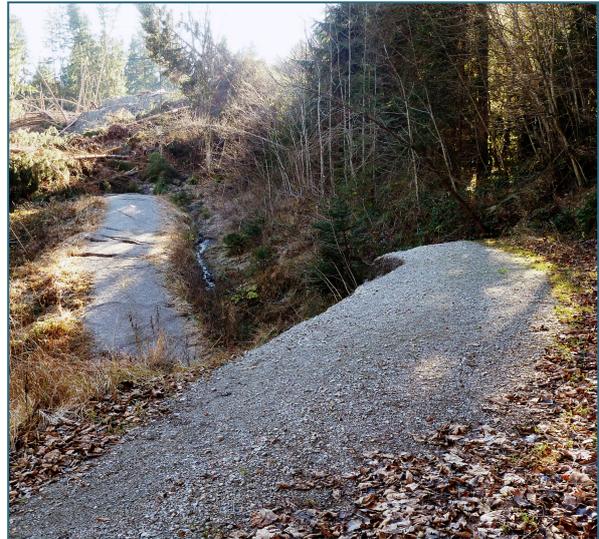


Abb. 31: Abgerutschte Forststraße

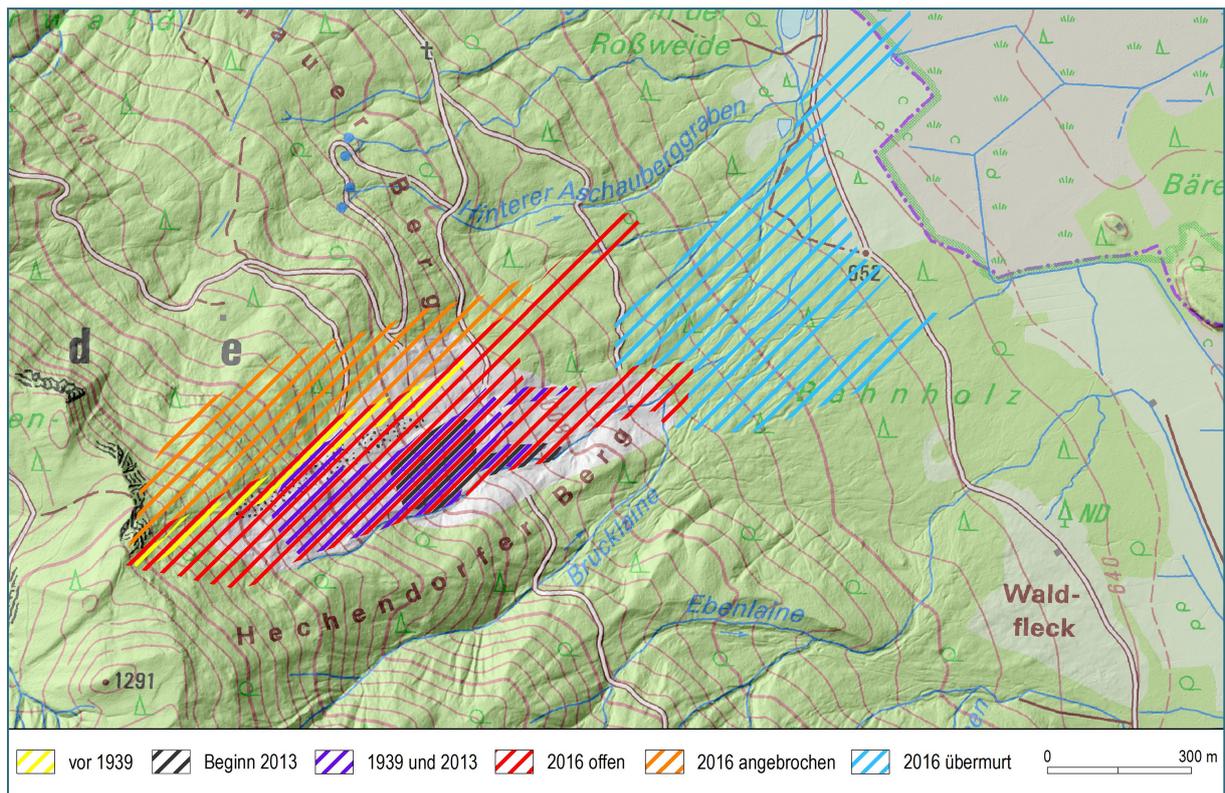
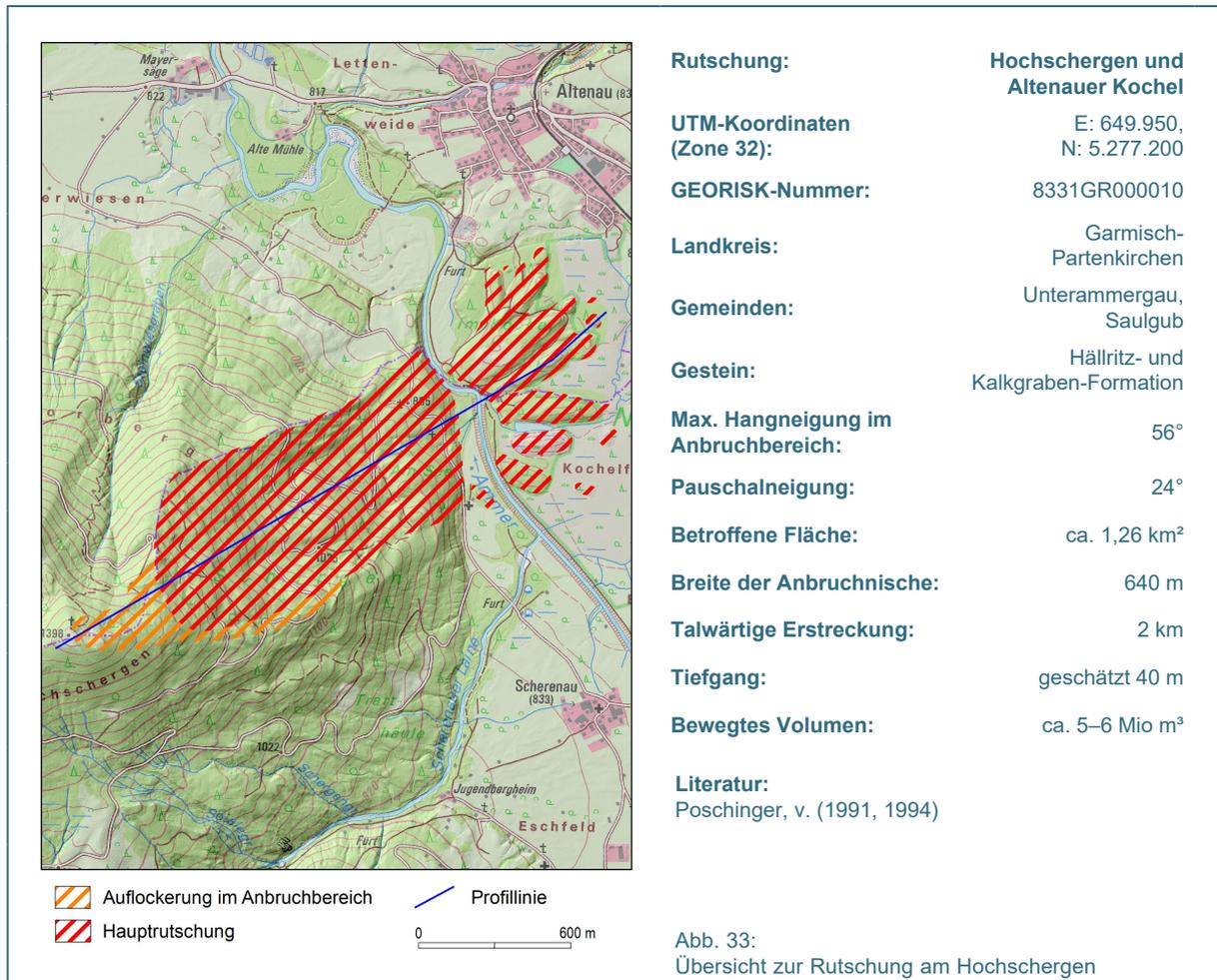


Abb. 32: Karte der historischen Rutschungen am Hechendorfer Berg

4.4 Rutschung Hochschergen und Altenauer Kochel



Ausgangssituation:

In der Kochelfilze im Ammertal zwischen Unterammergau und Altenau finden sich ungewöhnliche wallartige Erhebungen, die als Altenauer Kochel bezeichnet werden. Je nach Zählweise sind sechs bis neun Kochel abzugrenzen. In der älteren Literatur (u. a. Klebelsberg 1914) werden die Rücken noch als Moräne interpretiert. Im Gelände zeigt sich, dass die Wälle ausschließlich aus eckigem Flyschschutt bestehen. Die nur wenige 100 m nördlich anschließenden eindeutigen Moränenwälle des Altenauer Stadiums hingegen werden von gut gerundeten kalkalpinen Geröllen dominiert. Die Moränentheorie ist deshalb auszuschließen und die Entstehung der Kochel wird auf eine alte große Rutschung vom Hochschergen zurückgeführt. Die Ablagerungsform ähnlich den Fingern einer gespreizten Hand ist allerdings sehr ungewöhnlich und bedarf der Deutung.

Ablauf der Ereignisse:

Am Hochschergen stehen Gesteine der Kalkgraben- und darüber der Hällritz-Formation aus der Oberkreide (Campan) an. Die Kalkgrabenschichten sind von Wechsellagerungen von Tonsteinen, Kalkmergeln und Mergelkalken mit Bankmächtigkeiten im Meterbereich geprägt. In der Hällritz-Formation nehmen die Anteile an siliklastischen Sandsteinen zu, die Mergelanteile ab und die Bankmächtigkeiten werden geringer. Die Gesteine bilden eine nach Ostnordosten, also hangabwärts

geneigte Mulde. Wie aus einer geneigten Rinne ist das Hällritzer Material mit Teilen der Kalkgrabschichten entlang der Mulde nach Nordosten abgeglitten. Ein Großteil der Rutschmassen ist am Hang westlich der Ammer liegen geblieben. Die typische unruhige Morphologie einer Rutschmasse mit Senken, Rücken und sogar einem kleinen See weist auf die sehr mächtigen Ablagerungen hin. Im höheren Hangbereich sind ganze Gesteinspakete im Schichtverband abgerutscht, wobei sie nur eine starke Auflockerung erfahren haben (siehe Abb. 18). Nach seismischen Untersuchungen durch Bader (1994, 1995) sind die Gesteine dort bis 120 m Tiefe aufgelockert. Mit zunehmender Transportweite ist eine stärkere Zerlegung zu beobachten, so dass an den Uferanschnitten an der Ammer nur noch Schutt aus Feinmaterial mit Blöcken vorliegt.

Jenseits der Ammer setzt sich die Rutschmasse in den Kocheln fort. Diese sind von Seeablagerungen umgeben, die am Ende der Würm-Eiszeit im Ammertalsee abgelagert worden sind. In der Nähe der Rücken sind die gut geschichteten Seesedimente schräg gestellt und verquetscht. Im Flußbett der Ammer ist die schräge Schichtung bei Niedrigwasser teils sichtbar. Die Kochel bilden fingerförmige Wälle, die strahlenartig von der Rutschmasse weg verlaufen. Sie erheben sich um 20 m über die Talebene und reichen nach seismischen Untersuchungen 20 bis 30 m unter diese. Zwischen den einzelnen Rücken besteht im Untergrund keine Verbindung. Auffallend ist, dass die seitlichen Flanken der Wälle mit über 35° für lockere Schuttmassen sehr steil sind und dass die Rücken in Längsrichtung fast horizontal verlaufen oder sogar nach Osten zu, also in Bewegungsrichtung leicht ansteigen. Ein weiteres Kuriosum besteht darin, dass vor dem äußeren Ende einiger „Finger“ noch ein isolierter Hügel liegt (siehe Abb. 37).

Untersuchungen und Prognose:

Die große Rutschmasse am Hochschergen ist unstrittig. Zeitlich dürfte sie in die frühe Nacheiszeit zu stellen sein. Oberhalb der Hauptbruchkante verlaufen mehrere treppenartige Staffeln im Festgestein. Dieses ist hier tiefgreifend in Schollen talwärts versetzt. Mit Refraktionsseismik konnte zwischen 900 und 1.000 m ü. NHN ein Auflockerungsbereich in einer Mächtigkeit von etwa 75 m gemessen werden. Ob es sich dabei um „steckengebliebene“ Relikte der Rutschmasse handelt, oder aber bereits vor der Rutschung als Vorstadium diese tiefgreifende Bewegung nach Art eines Talzuschubes erfolgt war, ist nicht mehr feststellbar. Anzeichen weiter anhaltender Bewegungen im Anbruchgebiet sind nicht bekannt.

Die Kochel sind nach der derzeitigen Hypothese als lineare Gleitmassen zu deuten, die infolge eines Porenwasserüberdrucks in den unterlagernden jungen Seeablagerungen weit in das Seebecken vordringen konnten. Die Zunge der Haupttrutschmasse hat sich im Tal auf die wassergesättigten tonigen Schluffe der Seeablagerungen gelegt und diese plötzlich belastet. Der entstehende Porenwasserüberdruck muss eine lokal massive Herabsetzung der Reibung bis fast gegen Null bewirkt haben (Sassa 1988). Daraufhin ist lockeres Schuttmaterial aus der Zunge der Hauptmasse entlang einer schmalen „Spur“ zentrifugal weggeglitten. Gleichzeitig wurde von hinten aus der immer noch langsam anströmenden Haupttrutschmasse Material aus der Hauptzunge in die schmale lineare Gleitmasse nachgeliefert. An und vor deren Spitze hat sich immer wieder neuer Überdruck in der Unterlagerung aufgebaut. Die Spitze hat sich deshalb wohl sogar schneller bewegt, als die nachfolgende Gleitmasse, bei der bereits ein Drainageeffekt einsetzte. So wäre zu erklären, dass die Rücken im Verlauf nach außen zu ansteigen sowie die „vorausgleitenden“, vor den Rücken abgesetzten isolierten Hügel. Nachdem ein Rücken infolge Abnahme des Porenwasserüberdrucks zum Stillstand gekommen war, hat sich seitlich dazu nach dem gleichen Prinzip ein neuer gebildet und dies so oft, bis alle Kochel radialstrahlig abgelagert waren. Der Prozess ist als ein mäßig schneller

vorstellbar, bei dem sich die Hauptmasse mit einer Geschwindigkeit von Metern pro Minute und die lineare Gleitmasse etwas schneller mit einer Geschwindigkeit von Zehnermetern pro Minute bewegt hat.

Die Ablagerungen haben die Ammer zeitweise aufgestaut. Ein seitliches Umfließen der Kochel durch die Ammer hat offensichtlich zu keiner Zeit stattgefunden, der aufgestaute See hatte also kaum mehr als 10 m Wassertiefe. Bis zum Durchbruch im Bereich der „Handwurzel“ hat er wohl nicht sehr lange bestanden. Es wäre auch denkbar, dass die Rutschmasse in den damals noch bestehenden Ammertalsee abgegangen ist. Dann müsste dies allerdings kurz vor dessen Auslaufen erfolgt sein, denn auf der Rutschmasse finden sich keine Seeablagerungen.

Die Rutschung Hochschergen ist als ein seltener Spezialfall von Großrutschungen im Flysch zu sehen. Vergleichbar mit den anderen Beispielen ist das Verhalten am Oberhang. Dort hat sich der Fels tiefgründig in Schollen bewegt, die sich talwärts mehr und mehr in Schutt zerlegen. Die Hochschergernrutschung zeigt allerdings, dass durch ein ungünstiges Zusammenwirken von Faktoren hohe Reichweiten erzielt werden können. In diesem Fall war es die Ablagerung der Rutschmasse auf wassergesättigten Seeablagerungen oder sogar in einem See. Eine Wiederholung ist hier nicht zu erwarten. Andernorts können solche Faktoren jedoch wieder zusammenfallen, so dass ggf. auch dort mit ähnlichen Mechanismen und ähnlich hohen Reichweiten zu rechnen wäre.

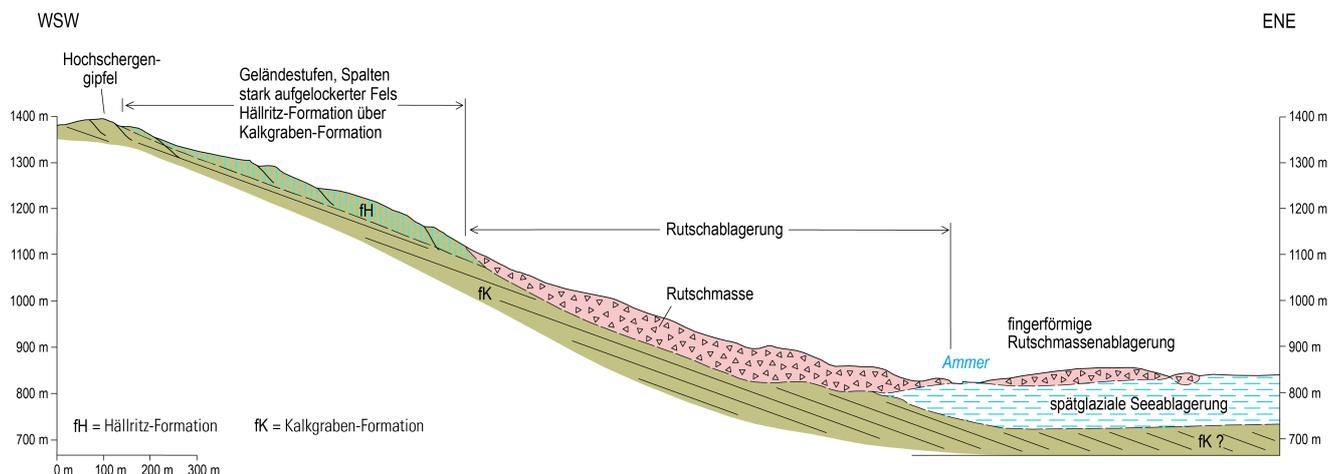


Abb. 34: Geologisches Profil der Rutschung Hochschergen und Altenauer Kochel



Abb. 35: Die bewaldeten, fingerförmig angeordneten Kochel in Bildmitte vor dem Liefergebiet am Hochschergen



Abb. 36: Einer der Altenauer Kochel, eine bewaldete Ablagerung von Rutschmassen

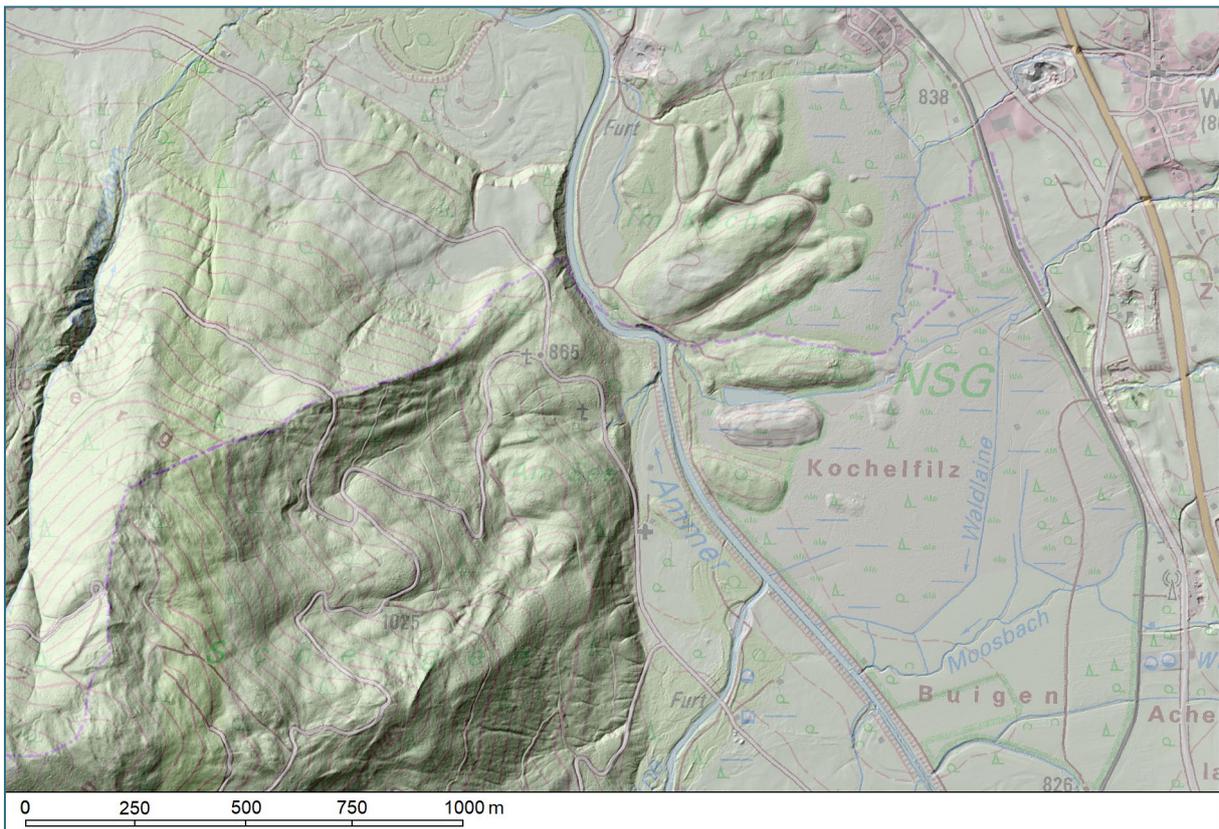


Abb. 37: Im Schattenbild des Digitalen Geländemodells sind die Hauptrutschung sowie die fingerförmigen Ablagerungen und die vor den „Fingern“ liegenden isolierten Hügel gut erkennbar.

4.5 Rutschung Stoißberg

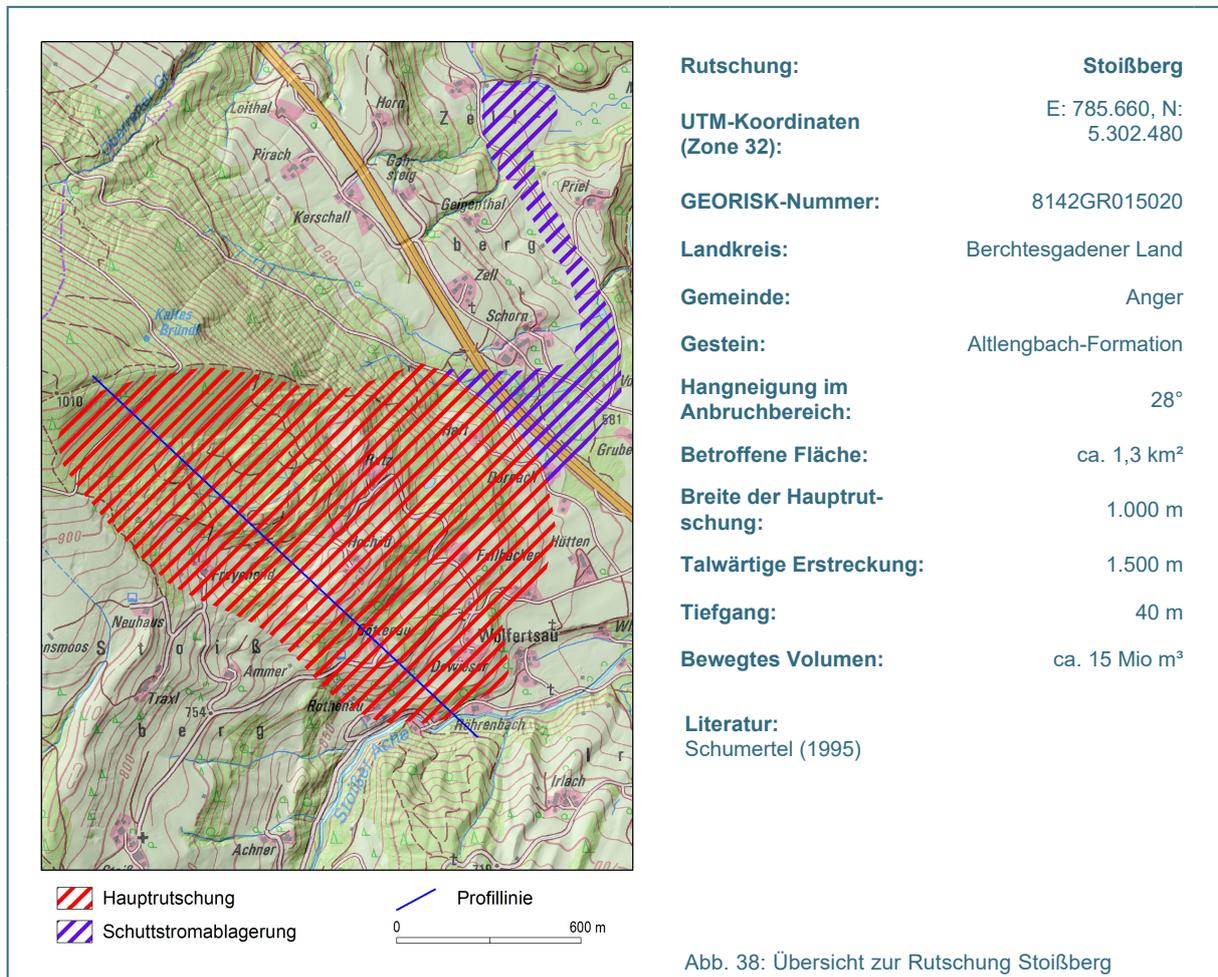


Abb. 38: Übersicht zur Rutschung Stoißberg

Ausgangssituation:

Am Osthang des Teisenberges zeigt sich am Stoißberg eine sehr große prähistorische Rutschmasse. Wegen der ungewöhnlichen Dimensionen und der nicht alltäglichen Mechanismen soll die Rutschung Stoißberg hier mit aufgeführt werden.

Am Stoißberg befindet sich knapp unterhalb des topographischen Punktes P. 1010 der höchste Punkt der Abrisskante einer Translationsrutschung. Die Gleitbahn liegt in der Altenglach-Formation und folgt den nach Südosten einfallenden Schichten (Abb. 39). Bis zu einer Höhe von 880 m im Süden und 820 m im Norden ist die Schichtfläche, die als Gleitbahn diente, vollständig von Rutschmassen freigestellt. Unterhalb zeigt sich die unruhige, teils girlandenartige Morphologie der Ablagerungen (Abb. 40). Talwärts nimmt die Dimension der halbkreisförmigen Wälle zu. Die größten Wälle zeigen sich nordwestlich von Hochöd mit Höhen von über 15 m und Breiten von bis zu 200 m. In der Rutschmasse liegen abflusslose Senken mit Vernässungszonen und Stauwasserbereichen, was auch zu lokalen Moorbildungen führte. Talwärts anschließend und teils bis zur Stoißer Ache folgen weitere Massen, die morphologisch etwas stärker überprägt erscheinen. Sei es, dass sie einem älteren Ereignis zuzuordnen sind oder sei es, dass sie durch Bewirtschaftung stärker egalisiert wurden. Der gesamte Rutschkörper nimmt eine Fläche von rund 1,3 km² ein. Die Mächtigkeit der Rutschmasse ist mit wohl mehreren Zehnermetern anzunehmen. Im Bereich nordöstlich der Au-

tobahn finden sich im Tal zwischen Schorn und Geigenthal (linksseitig) und Gruberhäusl bis Priel (rechtsseitig) Ablagerungen in Fließstruktur, die auf ein Großereignis zurückzuführen sein müssen. Es dürfte sich um einen Riesen-Schuttstrom als Sekundärereignis der Stoissberggrutschung handeln.

Ablauf der Ereignisse:

Die auffallend ebene schichtparallele Gleitfläche hat eine Neigung von vorwiegend nur 21° und steilt im obersten Bereich leicht bis etwa 28° auf. Ob sie nur das Produkt einer zweiten, jüngeren Felsgleitung ist oder aber Zeugnis einer einzigen Hauptrutschung, ist nicht eindeutig festzulegen. Die morphologisch frischer erscheinenden Formen nahe Hochöd könnten auf eine zweite, jüngere Phase hinweisen. Dies kann jedoch auch allein durch Verwitterung und Bewirtschaftung der tieferen Hänge vorgetäuscht sein. Die Gleitfläche taucht nach Südosten unter die Ablagerungen ein, ihre Fortsetzung ist dort unbekannt. Eine Unterschneidung der aktivierten Schichtfläche durch die Stoisser Ache ist geometrisch allenfalls bei einer weiteren Abflachung auf unter 12° in Richtung Südosten möglich. Eine Schichtneigung von nur 12° würde andererseits eine hohe Stabilität des Hangfußes bewirken, so dass dieser Mechanismus eher unwahrscheinlich ist.

Die Ablagerungen zeigen insbesondere am Oberhang girlandenartige Wulstformen, es haben dort also Stauchungen stattgefunden. Die Anzeichen für Stauchung setzen sich bis zur Stoißer Ache fort. Ob die Ache zeitweise durch die Stirn der Rutschmasse blockiert und aufgestaut war, ist nicht bekannt. Stausedimente wurden zumindest nicht gefunden.

Nach Süden zu ist die Anbruchfläche rechtsseitig durch eine West-Ost verlaufende, wohl tektonisch angelegte Stufe begrenzt. Nach Norden fehlt eine solche Begrenzung und die Rutschmassen sind teilweise auch über den Rand nach Norden hin übergeflossen. Eine Abgrenzung wird somit diffus. Aus den nördlichen Ablagerungen haben sich schuttstromartige Strukturen entwickelt. Durch die Planierungen im Bereich der Autobahntrasse unterbrochen ziehen sie noch etwa 1,6 km weiter in Richtung Nordosten. Es muss ein mächtiger Schuttstrom dem glazialen Tal gefolgt sein, das zwischen Priel und Geigenthal nach Norden verläuft. In der anschließenden glazialen Umfließungsrinne westlich Höglwörth hat der Schuttstrom eine markante Zunge abgelagert. Sie dürfte für den Aufstau des Höglwörther Sees verantwortlich sein. Nach neueren Untersuchungen der Universität Jena (Prof. R. Zech, mündliche Mitteilung) hat dies um etwa 4.000 bis 5.000 cal. y BP (calibrated years before present) stattgefunden. Der Schuttstrom kann möglicherweise auch ein etwas jüngeres Phänomen als die Hauptrutschung sein, wenn er durch den Ausbruch von in Senken auf der Rutschmasse gestaute Wassermassen entstanden ist. Ein konkreter Herkunftsort ist jedoch nicht mehr festzustellen.

Untersuchungen, Maßnahmen und Prognose:

Weitere Untersuchungen zu Alter und Mechanismen sind vorgesehen. Eine Gefährdung ist derzeit nicht erkennbar. Es gibt keinerlei Anzeichen weiterer größerer, tiefreichender Bewegungen. Die Rutschung Stoißberg zeigt aber, welche Dimensionen Flyschrutschungen erreichen können und wie weit die sekundären Prozesse reichen.

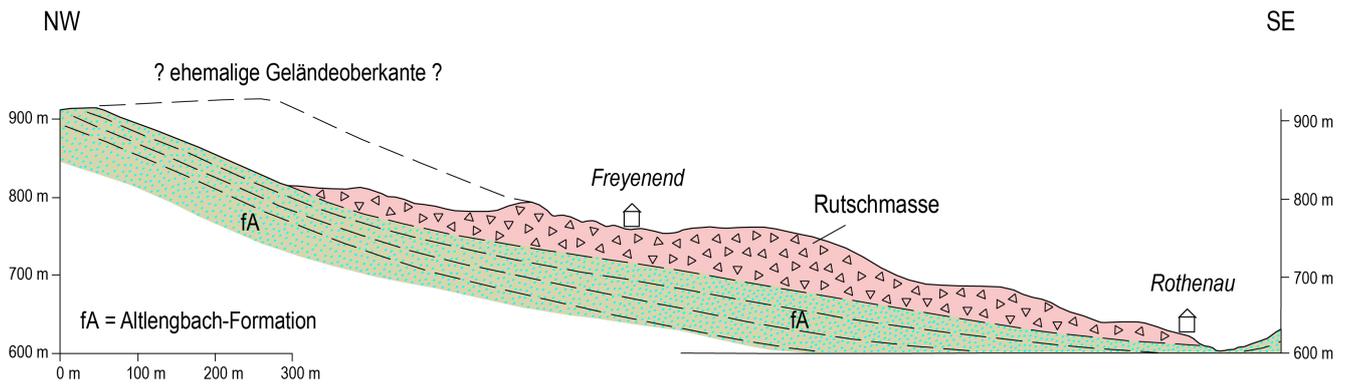


Abb. 39: Geologisches Profil der Rutschung Stoißberg

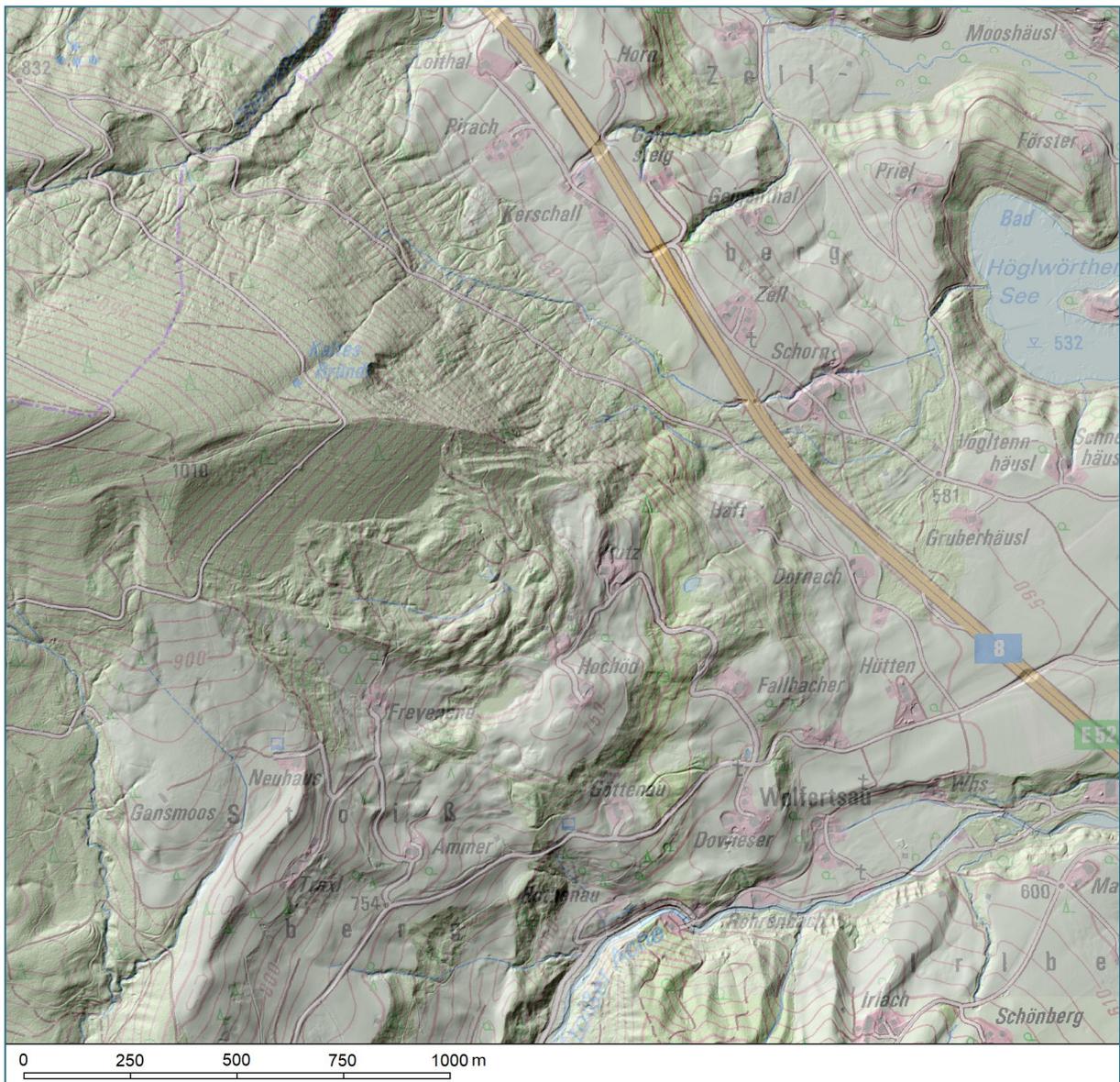
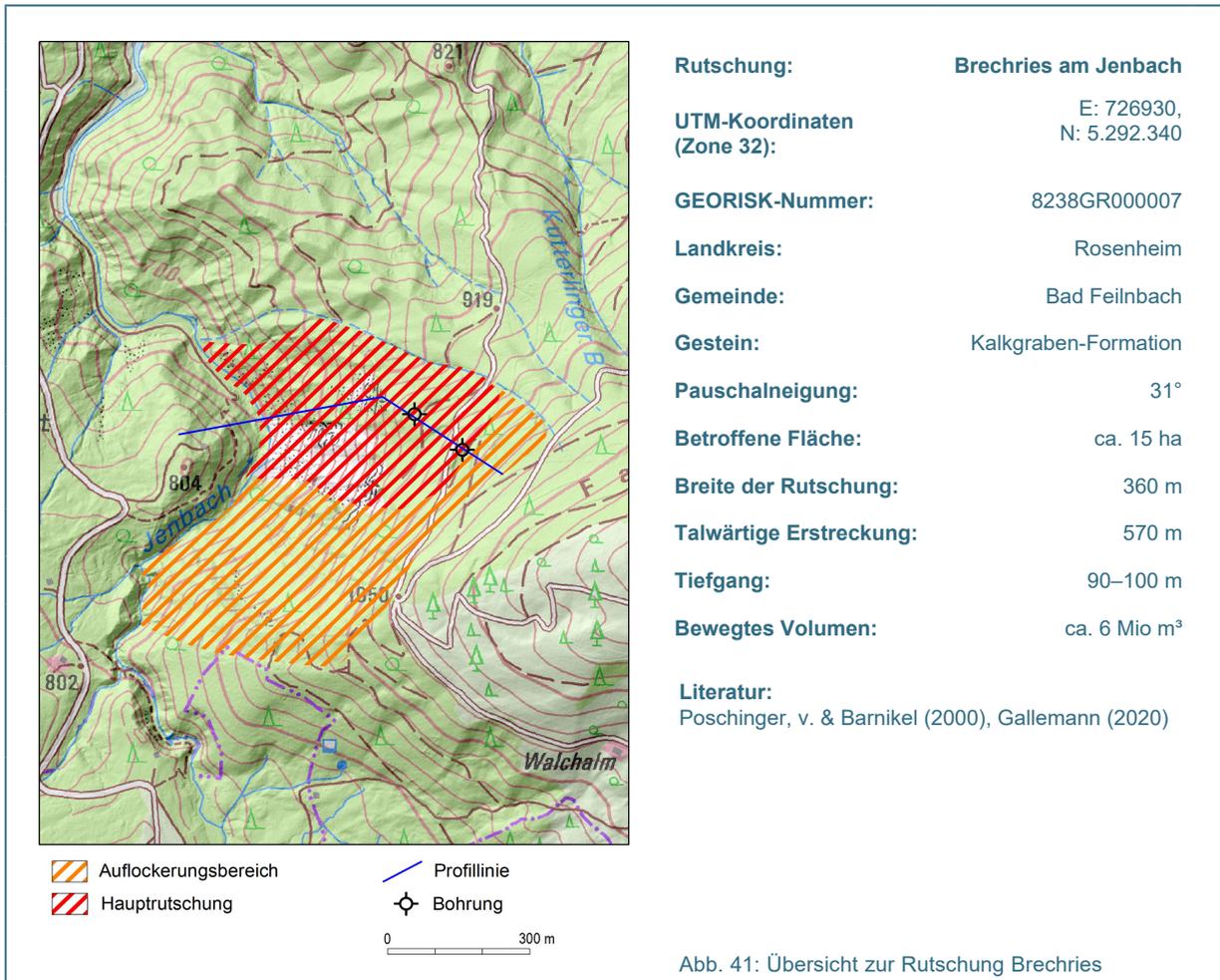


Abb. 40: Girlandenartige Wulststrukturen im Schattenbild

4.6 Rutschung Brechries am Jenbach



Ausgangssituation:

Der Jenbach durchquert die Flyschzone von Süd nach Nord in nahezu gerader Linie. Nur auf Höhe des Brechries weicht er in einer weiten Schleife nach Osten aus und erodiert dort den Prallhang. Das früher noch gerade verlaufende Tal wurde wohl in der Risseiszeit durch kiesige Gletscherablagerungen blockiert, die zu Konglomeraten verfestigt wurden. Der Jenbach musste sich einen neuen Weg suchen und ist nach Osten ausgewichen. Dort hat er den Hang in Gesteinen der Kalkgraben-Formation des Flysch im Laufe der Jahrtausende mehr und mehr angeschnitten und das Brechries geschaffen.

Die Wechselfolgen der Kalkgraben-Formation fallen im Brechries flach bis mittelsteil in den Hang ein, was für eine eher stabile Lagerung sprechen würde (Abb. 45). Nördlich der „Brechries-Reiße“, eines fast immer aktiven Steinschlagbereiches, liegt eine rund 50 m hohe Felswand von über 100 m Breite, die kaum eine Auflockerung zeigt (Abb. 46). Der gesamte Wandbereich wird hier als intakter Block verschoben.

Ablauf der Ereignisse:

Eine Ende der 1970er-Jahre neu erbaute Wildbachsperre im Jenbach zeigte nach kurzer Zeit bereits Risse. Was zunächst als fehlerhafte Bauausführung gedeutet wurde, erwies sich bald als der erste dokumentierte Bewegungsanzeiger einer wohl bereits seit langem ablaufenden Großrutschung. In den alten Katasterblättern aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts ist das „Brechries“ schon als Anbruchbereich verzeichnet. Die Lokalnamen Brechries (= brechen und reißen) sowie Jenbach (wohl von „jähler Bach“) sprechen dafür, dass hier bereits seit Jahrhunderten Bewegungen stattgefunden haben.

Die Gesamtbewegungen gehen eher langsam und deshalb weitgehend unbemerkt ab. Nur an der steilen Front kam es immer wieder zu sekundären kleineren Rutschungen oder auch zu Felsstürzen. Am 01.01.1998 ereignete sich ein größerer solcher Felssturz mit mehreren 1.000 Kubikmetern Material. Der Jenbach wurde verschüttet und es bildete sich ein Damm mit einem kleinen Stausee. Bei einem Bruch hätte er eine Bedrohung für den Ort Bad Feilnbach dargestellt. Der Damm konnte jedoch mit einem Bagger kontrolliert abgetragen werden.

Am flacheren Oberhang traten konstante Verschiebungen an der Almstraße auf. Zudem liegt hier eine markante Senke, die sogenannte Hirschlacke, die wassergefüllt war. Weitere Rücken verlaufen leicht schräg zum Hang und weisen auf ein schollenartig zerlegtes Gebirge hin. An gespannten Wurzeln zeigte es sich, dass die Rücken langsam hangauswärts rotiert werden und sich somit relativ zur bergwärtigen Scholle heben. Die Vermessungsergebnisse ergaben, dass es nur eine scheinbare Hebung ist und die bergwärtige Scholle nur stärker einsinkt (Abb. 42).

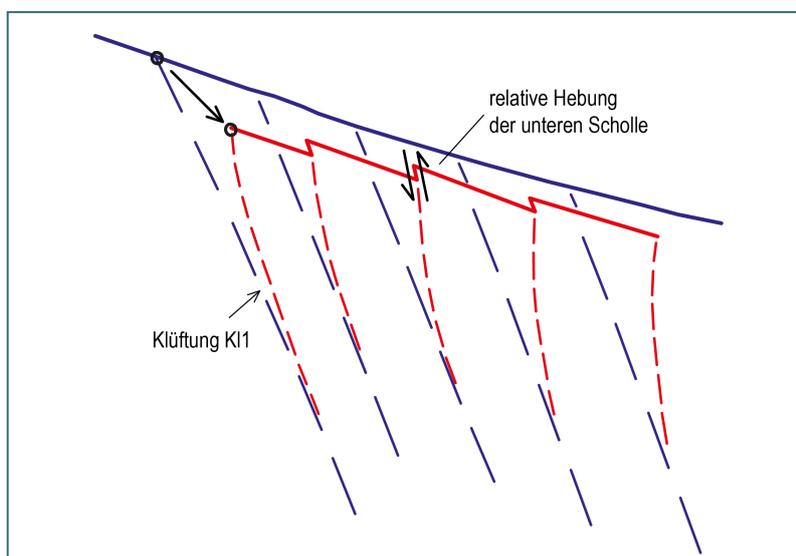


Abb. 42: Schematische Darstellung der Bewegung entlang der Klüftung K11. Es resultiert eine relative Hebung der jeweiligen talwärtigen Scholle.

Etwas südlich des Brechries hat sich 2001 in der sogenannten Moarleiten in einem Hang mit tiefreichenden Auflockerungen eine größere Rutschung ereignet, die nur indirekt mit dem Brechries in Verbindung steht. Sie liegt am Südrand der sehr großen muschelförmigen Nische, deren Nordteil das Brechries bildet. Der Mittelteil zwischen Moarleiten und Brechries ist bereits seit langem abgerutscht und vom Jenbach vollständig abtransportiert worden. Der Südteil hatte sich nach den Geländeformen zu schließen bereits vor langer Zeit im Zehnermeterbereich bewegt, muss dann aber stecken geblieben sein. Die Ursache für die Reaktivierung zu Beginn der 2000er-Jahre ist nicht bekannt.

Untersuchungen, Maßnahmen und Prognose:

Bereits 1980 wurden durch das WWA Rosenheim erste geodätische Beobachtungsmessungen mittels eines Polygonzugs im Oberhang eingerichtet. Ab 1989 erfolgte auch eine geodätische Deformationsmessung an der gebrochenen Wildbachsperre selbst. Zeitgleich wurde ein Drahtextensometer über den Jenbach hinweg gespannt, das über viele Jahre die Verformung der Rutschmasse am Fuß erfasste. Diese Messungen wurden mit einem Datenlogger aufgezeichnet. Alle Messungen wiesen auf weitgehend konstante Bewegungen des Hangfußes mit Dimensionen von Dezimetern pro Jahr hin. Eine flache Inklinometerbohrung im Bachbett durch die Universität Erlangen (KB 3 in Abb. 45) zeigte, dass die Bewegungen nicht wesentlich unter das Bachniveau reichen.

Nach dem Felssturz von 1998 musste jederzeit mit neuen größeren Abbrüchen aus der Rutschmasse des Brechries gerechnet werden. 1999 wurde deshalb zur genaueren Beobachtung eine automatisierte Messstation am Gegenhang errichtet. Zwei Mal täglich werden 23 fest installierte Reflektoren mit einem Robotic-Tachymeter angezielt und in Lage und Höhe erfasst. Bei plötzlichen Verschiebungen ist eine Warnung per E-Mail an das WWA Rosenheim eingerichtet. Die Verschiebungsdiagramme über 20 Jahre zeigen, dass über den kompletten Messzeitraum annähernd konstante Geschwindigkeiten vorlagen (siehe Abb. 44. „Messpunkt M8“). Weder trockene Sommer noch besonders nasse Winter scheinen Einfluss auf das Bewegungsverhalten zu haben. Lediglich die Starkniederschläge vom Juni 2013 finden sich in nahezu allen Messpunkten als signifikante, aber vorübergehende Beschleunigung. Die automatisierte Beobachtung mit Hilfe der tachymetrischen Messstation wird weiter fortgesetzt.

Ebenfalls 1999 wurden am Oberhang der Rutschung zwei Bohrungen bis in 78 m (KB 1, 953 m ü. NN) und 74,8 m (KB 2; 1.002 m ü. NN) Tiefe abgeteuft und mit Inklinometerrohren ausgebaut. Bis 2006 erfolgten Verschiebungsmessungen quer zur Bohrachse bis zur Endteufe. Die Ansatzpunkte der Bohrungen wurden zudem in ein geodätisches Messnetz einbezogen. Die kombinierte

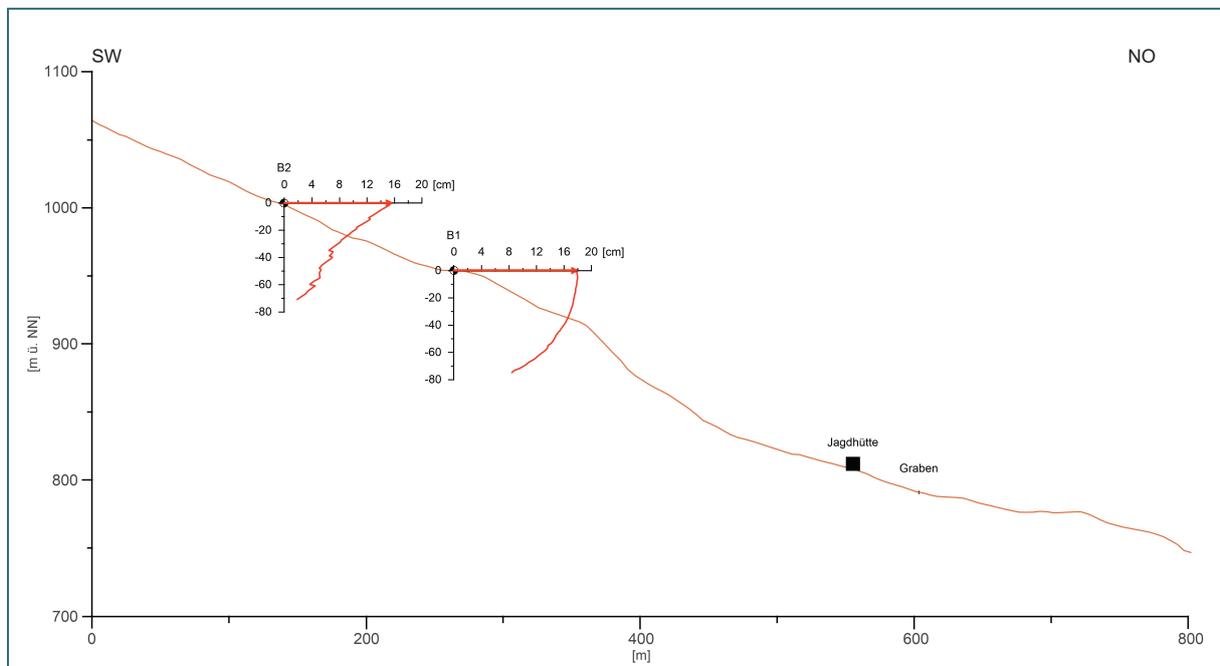


Abb. 43: Ergebnisse der Inklinometermessungen. Während in KB 2 die Bewegung mit der Tiefe konstant abnimmt, sind in KB 1 die obersten 40 m nahezu als Block bewegt. Die Inklinometer wurden durch Oberflächen-geodäsie ergänzt. Die Bohrungen haben beide das unbewegte Anstehende nicht erreicht, wie an der Lücke zwischen der vertikalen Nullachse und roter Inklinometerlinie erkennbar ist.

Auswertung von Inklinometermessungen und Oberflächengeodäsie zeigt, dass der absolut feste Untergrund in keiner Bohrung erreicht wurde. In KB 1 wurden im Inklinometer nur 55 % der Gesamtdeformation erfasst, in KB 2 immerhin 89 %. Die im Inklinometer in KB 1 gemessenen Bewegungen konzentrierten sich auf die Tiefe von 40 bis 78 m (Abb. 43). Dies deckt sich mit der Beobachtung, dass die talwärts der Bohrung gelegene Felswand (Abb. 46) als Ganzes verschoben wird. In KB 2 hingegen liegen die stärksten Deformation nahe der Geländeoberfläche, sie nehmen mit der Tiefe kontinuierlich ab. Extrapoliert man die Inklinometerkurven, erhält man eine anzunehmende Mächtigkeit von 90 bis 100 m bei KB 1 und mehr als 80 m bei KB 2.

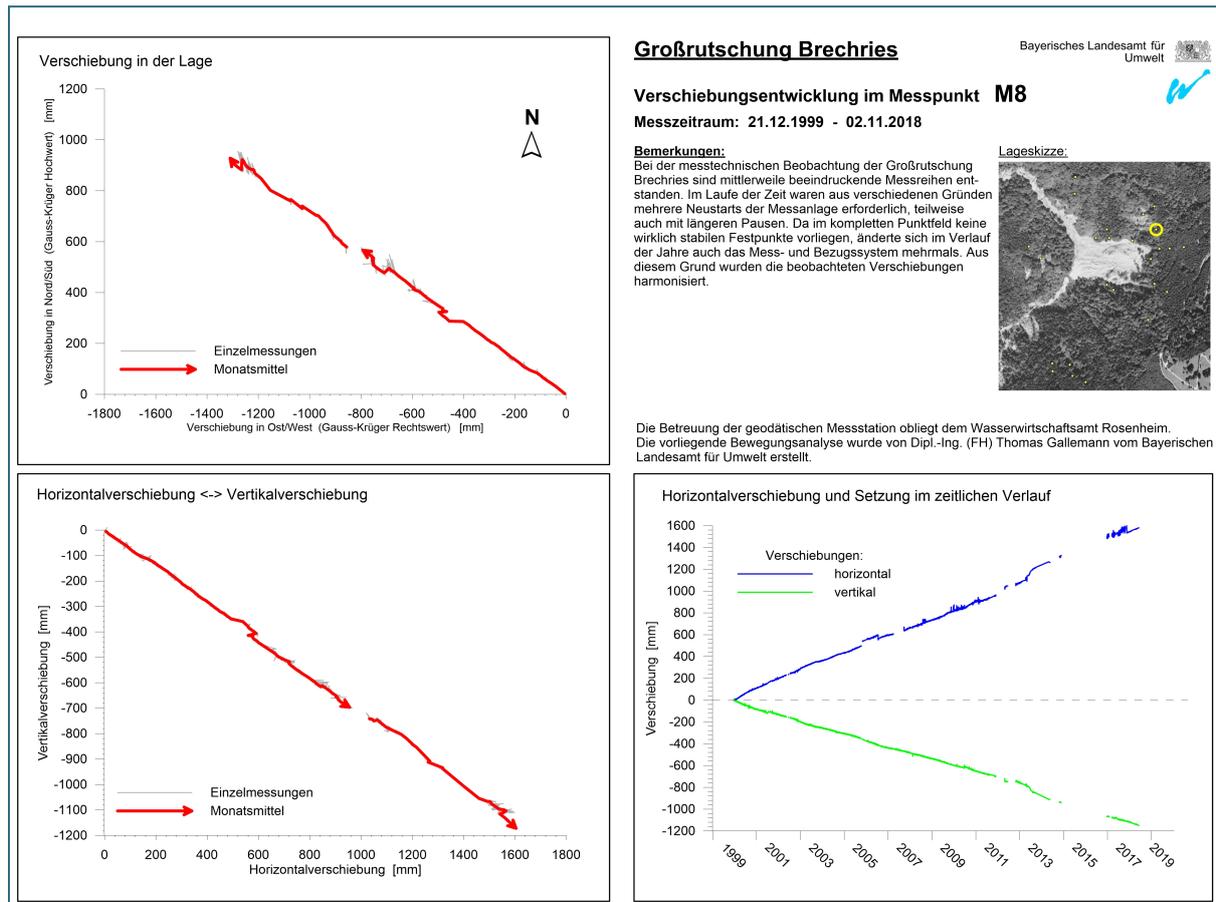


Abb. 44: Oberflächengeodäsie mit dem Servotheolith vom Gegenhang, exemplarisch für den MP 8. Der lineare Verlauf in Lage- und Höhenverschiebung wird deutlich.

Die beiden Bohrungen haben bis zur Endteufe kein Grundwasser angetroffen. Das Gebirge ist allerdings bis in die Tiefe abschnittsweise stark zerlegt und somit gut durchlässig. Das Fehlen von Grundwasser deckt sich mit der Beobachtung, dass Niederschläge nahezu keinen Einfluss auf die Bewegungsgeschwindigkeit im Brechries haben.

Die Auswertung der beiden Kernbohrungen hat ergeben, dass die flache Schichtneigung an der Geländeoberfläche bis zur Endteufe anhält. Entlang der Schichtflächen sind gelegentlich Tonlagen von wenigen cm Mächtigkeit und meist steifer Konsistenz eingeschaltet. Zudem wurden steil stehende, teils lehmgefüllte Klüfte mit angewitterten Klufflächen durchfahren, was belegt, dass die Klüftung schon lange Zeit offen steht. Wahrscheinlich handelt es sich um die mechanisch wirksame Kluftrichtung k11. In beiden Bohrungen zeigten sich an Kluff- und Schichtflächen verbreitet Harni-

sche, die wohl auf tektonische Bewegungen während der Gebirgsbildung zurückgehen. Auf alle Fälle bilden die Harnische Flächen mit sehr geringer Restscherfestigkeit, die für weitere Bewegungen prädestiniert sind.

Die Bewegungsvektoren am Mittel- bis Oberhang verlaufen nicht in Fallrichtung, sondern aus dieser um 20–30° nach Norden verschoben. Erst am Unterhang biegen sie in Richtung des Baches um. Die Schichtflächen fallen flach bis mittelsteil in den Hang ein und können deshalb nicht als Gleitfläche dienen. Die Abweichung der Bewegungen nach Norden steht mit einer maßgeblichen Klufttrichtung kl1 in Zusammenhang, die in diese Richtung verläuft, aber steiler als der Hang einfällt. Nennenswerte flach hangauswärts gerichtete Trennflächen konnten nicht beobachtet werden. Die Inklinometermessungen, insbesondere in KB 2, die relative bergseitige Hebung an den Nackentälchen und das Fehlen einer konkreten Gleitfläche weisen auf ein langsames talwärtiges Umbiegen der durch die Klüftung kl1 steil abgetrennten Gesteinspakete (sog. Hakenschlagen, Abb. 42) in einer mächtigen Deformationszone hin. Solche Mechanismen sind vorwiegend von großen Talzuschüben aus den Zentralalpen bekannt und für Rutschungen im Flysch keineswegs typisch.

Die Brechriesrutschung kann somit als derzeit kontinuierliche Felsrutschung bezeichnet werden, aus deren Stirn Sekundärrutschungen und Felsstürze abgehen. Sie steht mit ihrem Mechanismus und auch mit ihren Dimensionen in starkem Gegensatz zu den anderen hier beschriebenen Flyschrutschungen. Die konstante Bewegung der Hauptmasse kann vorläufig als weitgehend „gutmütig“ eingeschätzt werden, ein katastrophaler Abgang sehr großer Massen zeichnet sich derzeit nicht ab. Eine Änderung des aktuellen Bewegungsregimes ist jedoch jederzeit möglich und würde eine Neubewertung erforderlich machen. Um dies gegebenenfalls rechtzeitig bemerken zu können, muss die geodätische Beobachtung unbedingt weiter aufrechterhalten werden.

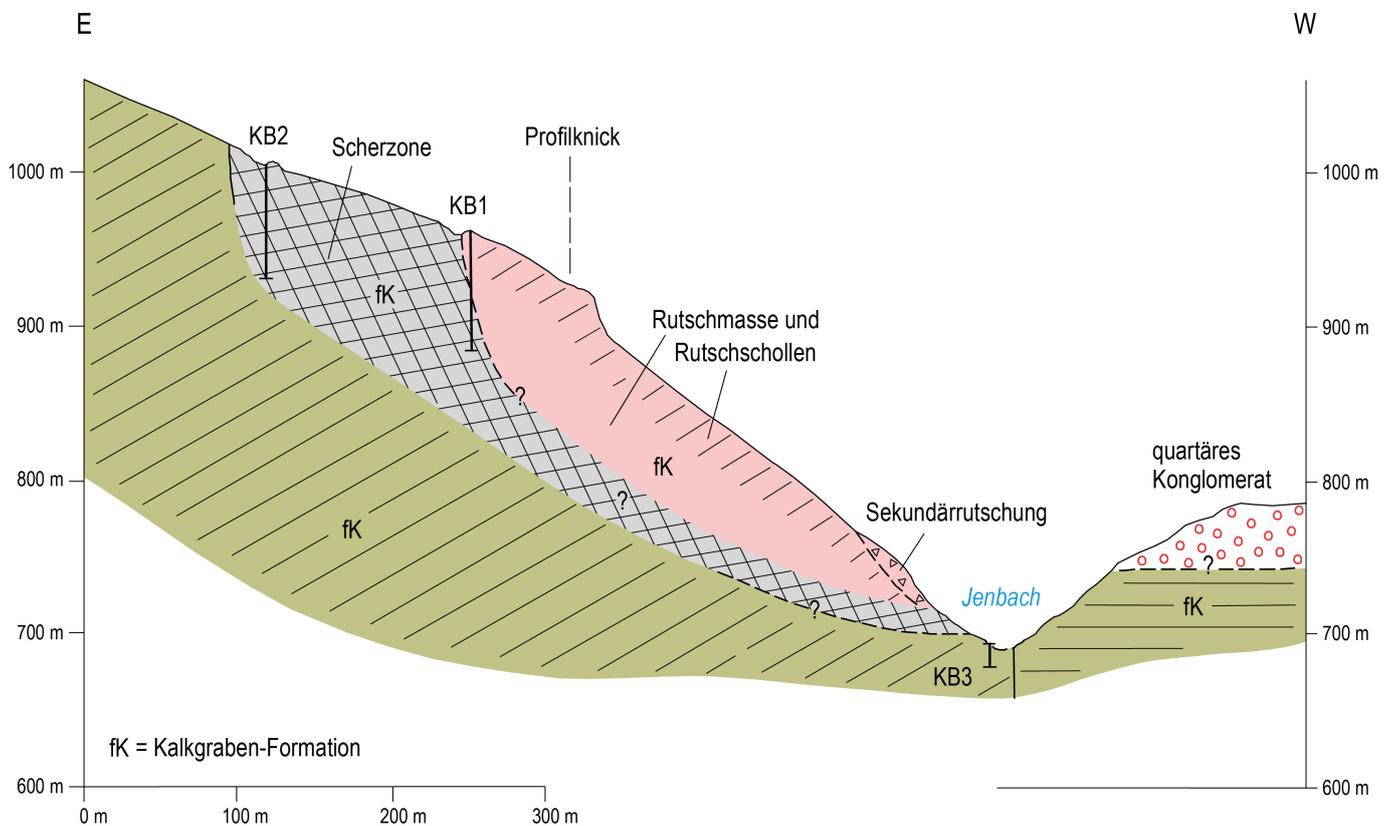


Abb. 45: Geologisches Profil zur Rutschung Brechries am Jenbach



Abb. 46: In Bildmitte die Brechries-Reiße mit stets aktivem Steinschlag bis Felssturz. Links oben eine 50 m hohe Wandstufe, die als Ganzes verschoben wird. Die Rutschung reicht noch weit über die Hangkante hinaus.

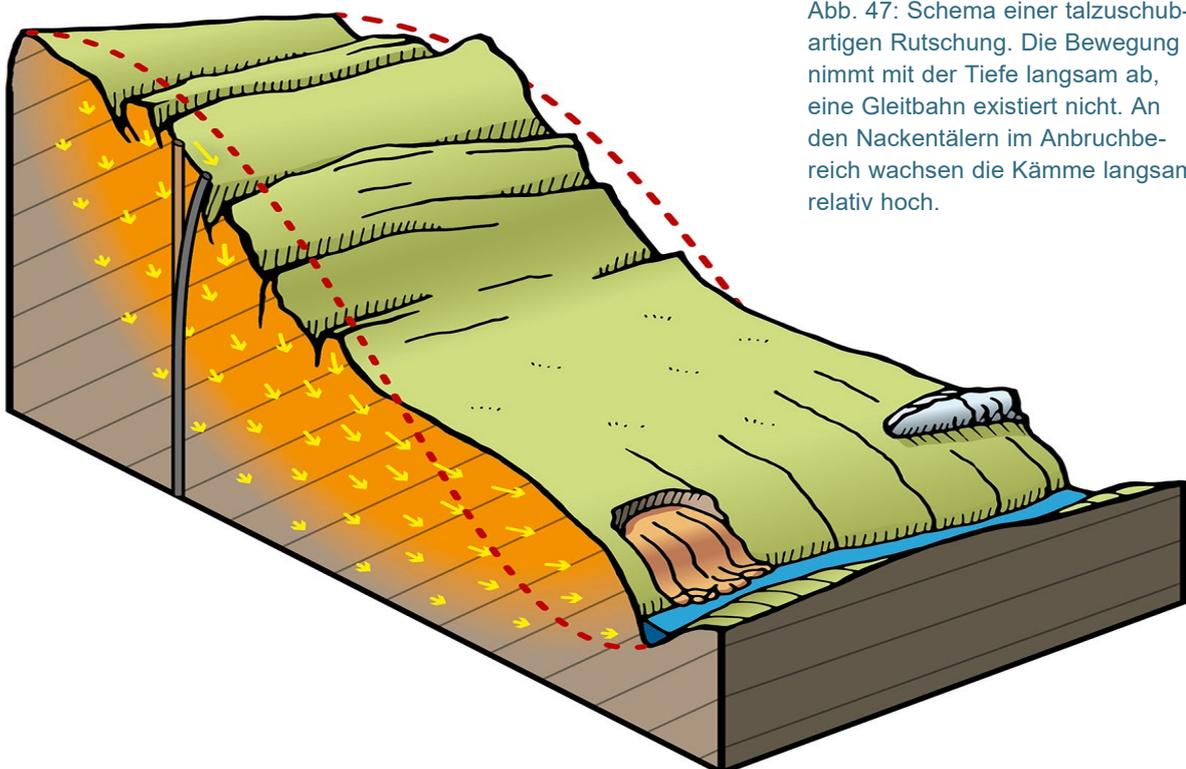


Abb. 47: Schema einer talzuschubartigen Rutschung. Die Bewegung nimmt mit der Tiefe langsam ab, eine Gleitbahn existiert nicht. An den Nackentälern im Anbruchbereich wachsen die Kämme langsam relativ hoch.

5 Resümee

- Große Rutschungen im Flysch, die auch in den anstehenden Felsbereich eingreifen, finden fast ausschließlich in bereits vorhandenen, alt angelegten Bewegungsbereichen statt. Die Kenntnis der alten Rutschbereiche ist deshalb elementar, auch wenn sie schon lange in Ruhe sind.
- Hauptursache für die Instabilität ist der Gesteinsaufbau mit den Wechsellagerungen aus geklüfteten wasserdurchlässigen Hartbänken und verwitterungsanfälligen Ton-/Mergelstein-Lagen. Diese besondere Gesteinsstruktur, die bei der Gebirgsbildung durch tektonische Störungen und intensive Verfaltungen überprägt wurde, ist für die hydrogeologischen Bedingungen verantwortlich, die letztendlich zur Auslösung der Rutschungen führen.
- Eine Prädisposition durch die tief reichende Einwirkung von pleistozänem Permafrost ist wahrscheinlich, denn sie hat zu einer weiteren Auflockerung und Verwitterung bis in große Tiefen beigetragen.
- Es ist charakteristisch, dass vom Anbruchbereich hangabwärts eine zunehmende Auflockerung, Zerlegung und Zersetzung der Gesteine stattfindet. Diese reicht von weitgehend festem Fels an der Anbruchkante über große Schollen zu Blockwerk in Feinmatrix am Mittelhang und weiter zu Schuttmaterial mit abnehmendem Blockanteil am Hangfuß. Mit diesen Materialübergängen ändert sich auch der Mechanismus von einem Gleiten am Kopf zu einem zunehmend nassen Fließen und Kriechen, also von Rutschungen zu Schuttströmen und Muren bis Schlammströmen.
- Die Reaktivierbarkeit der Ablagerungen ist nicht vorhersagbar. Viele der Rutschmassen bleiben über Jahrhunderte in Ruhe, bevor sie sich wieder in Bewegung setzen. Grundsätzlich sind nahezu alle der alt angelegten Flyschrutschungen reaktivierbar. Auslöser einer erneuten Bewegung oder einer Beschleunigung sind in vielen Fällen länger anhaltende intensive Niederschlagsperioden oder Starkregen nach einer Feuchtperiode. Die im Zuge des Klimawandels prognostizierte Zunahme von Starkregenereignissen dürfte deshalb auch eine Zunahme von Reaktivierungen mit sich bringen.
- Stabilisierungsmaßnahmen sind aufwändig und garantieren keinen sicheren Erfolg. Die Meidung der Rutschungen und insbesondere der potentiellen Auslaufbereiche bei Infrastruktur- und Baumaßnahmen ist die sinnvollste und nachhaltigste Maßnahme der Schadensvermeidung. Zudem muss darauf geachtet werden, mit den labilen Flächen so sorgsam wie möglich umzugehen, insbesondere in Bezug auf bauliche und hydrologische Eingriffe. Bei der Abgrenzung gefährdeter Bereiche leistet die Gefahrenhinweiskarte zu Geogefahren des LfU einen wesentlichen Beitrag.

6 Beiträge

Zu diesem Bericht erfolgten Diskussions- und schriftliche Beiträge durch zahlreiche Kolleginnen und Kollegen. Unbedingt zu nennen sind dabei: Dipl.-Ing. Thomas Galleman zu geodätischen Fragen, Dr. Uli Teipel zur regionalen Geologie, Dipl.-Ing. Markus Kügler zur Geotechnik, Dr. Marion Nickmann zum Verwitterungsverhalten der Flyschgesteine.

7 Literaturverzeichnis

- Ad-Hoc-AG Hydrogeologie (2016): Regionale Hydrogeologie von Deutschland – Die Grundwasserleiter: Verbreitung, Gesteine, Lagerungsverhältnisse, Schutz und Bedeutung.– Geol. Jb. A 163: 456 S., 264 Abb.; Hannover.
- Bayerisches Geologisches Landesamt (1993): Abschlussbericht über die Untersuchungen bezüglich der Hangbewegungen am Teisenberg im Wiedmais und bei Hutterer, Gemeinde Inzell.– Unveröff. Bericht, 33 S.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt (2020): Umweltatlas Bayern, Angewandte Geologie, Georisk-Objekt 8242GR000034. https://www.lfu.bayern.de/geologie/massenbewegungen_karten_daten/index.htm?lang=de, (Abruf am 26.03.2020).
- Bader, K. (1994): Bericht über den Aufbau der Bergsturzmasse „Kochel“ bei Altenau und der Talfüllung nach seismischen und geoelektrischen Messungen.– Unveröff. Bericht, BayGLA.
- Bader, K. (1995): Bericht über das Liefergebiet für den Bergsturz „Kochel“ bei Altenau.– Unveröff. Bericht, BayGLA.
- Binder, F. & Höllerl, S. (2017): Bayerische Alpen – ein denkbares Rückzugsgebiet für die Fichte im Klimawandel? LWF Wissen 80, 108–109.
- Chan, T., Christiansson, R., Boulton, G.S., Ericsson, L.O., Hartikainen, J., Jensen, M.R., Mas Ivars, D., Stanchell, F.W., Vistrand, P., Wallroth, T. (2005): Decovalex lii Bmt3/Benchpar Wp4: The thermo-hydronechanical responses to a glacial cycle and their potential implications for deep geological disposal of nuclear fuel waste in a fractured crystalline rock mass.– Int. J. Rock Mechanics & Mining Scs., 42, 805–827.
- Galleemann, T. (2020): 20 Jahre geodätische Beobachtung an der Großrutschung Brechries.– VDVMagazin 1/20, 6–10.
- Galleemann, T. (2020): Geodäsie und Geophysik als Methoden zur Untersuchung und Beobachtung eines Rutschhangs.– Allgemeine Vermessungs-Nachrichten 4/2020, Berlin.
- Hübl, J., Schraml, K., Lindner, G., Tartarotti, T., Gruber, H., Gasperl, W., Supper, R., Jochum, B., Ottowitz, D., Gruber, S., Marschallinger, R., Moser, G. (2015): Synthesebericht der Höhenberg-Rutschung im Pechgraben/Großraming. IAN Report 158, Institut für Alpine Naturgefahren, Universität für Bodenkultur – Wien (unveröffentlicht).
- Klebensberg, R. v. (1914): Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande III: Der Ammersee und sein glaziales Einzugsgebiet.– Zeitschrift für Gletscherkunde, VIII, 226–262, Berlin.
- Kröger, J. (1970): Über die Ursachen und den Ablauf von Berggrutschen und anderen natürlichen Bodenbewegungen im bayerisch-österreichischen Alpenrand.– Diss. Techn. Univ. München, 169 S., 99 Abb., 14 Tab., 6 Beil., München.
- Laatsch, W. & Grotenthaler, W. (1972): Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation.– Forstwissenschaftliches Centralblatt Nr. 91, 339–357.

- Mayer, K. (1994): Geologisch-, geotechnische Untersuchungen am SW-Hang des Teisenberges bei Inzell (Oberbayern).– Unveröff. Diplomarbeit Friedrich-Alexander-Universität Erlangen/Nürnberg, 119 S., 74 Abb., 5 Tab., 12 Taf., Erlangen.
- Mayer, K.; Baumann, H.-J.; Galleman, T. (2005): Ingenieurgeologisch-geotechnische Untersuchungen zur Kinematik der Großrutschung Brechries südlich von Bad Feilnbach (Oberbayern).– 15. Tagung für Ingenieurgeologie, S. 269–274, Erlangen.
- Medicus, G. (2009): Massenbewegungen und Vegetationsbedeckung.– Unveröff. Diplomarbeit Leopold-Franzens-Universität, Fak. f. Bauingenieurwiss. Innsbruck, 110 S. Innsbruck.
- Nickmann, M. (2009): Abgrenzung und Klassifizierung veränderlich fester Gesteine unter ingenieur-geologischen Aspekten.- Münchner Geowiss. Abh. B, 12, 1–148, München.
- Oberste Baubehörde Im Bayerischen Staatsministerium des Inneren, für Bau und Verkehr (2017): Planungshilfen für die Bauleitplanung.– 208 S.
- Poschinger, A. v. (1991): Zur Genese der Kochel von Altenau bei Unterammergau.– *Geologica Bavarica* 96, 215–221, München.
- Poschinger, A. v. (1993): Die Wiedmaisrutschung als Beispiel für eine Großhangbewegung im Flysch.– *Nachr. Dt. Geol. Ges.*, 50: 119–120; Hannover.
- Poschinger, A. v. (1994): Some Special Aspects of the „Impact“ of a Landslide on the Valley Floor. *Landslide News*, 8, 26–28, Kyoto.
- Poschinger, A. v. (1998): Zur Vorhersage von Hangbewegungen.– *Münchner Geologische Hefte*, Reihe B, Heft 7, 23–30, München.
- Poschinger, A. v. & Barnikel, H. (2000): Großrutschung Brechries: Geologische Analyse und wirtschaftliche Maßnahmen.– *Int. Symp. Interpraevent 2000*, 1, 293–304, Villach.
- Poschinger, A. v., Mayer, K. (2000): Das GEORISK- Informationssystem im Spiegel der Starkregenereignisse an Pfingsten 1999.– *Geologica Bavarica* 105: 342–351, München.
- Sanktjohanser, L. (1964): Wegebauprobleme im Flysch.– *Forstwiss. Forschungen; Beiheft z. Forstwiss. Cbl.*, Heft 19, 108 S., Hamburg.
- Sassa, K. (1988): Geotechnical model for the motion of landslides.– *Landslides*, 1, 37–55.
- Scholz, H. & Scholz, U. (1981): Das Werden der Allgäuer Landschaft. Eine kleine Erdgeschichte des Allgäus. – *Allgäuer Heimatbücher*, 81: 152 S., Kempten (Verlag f. Heimatpflege).
- Schumertel, U. (1995): Geländeaspekte von Massenbewegungen im Flysch am Beispiel des Teisenberges im südöstlichen Oberbayern.– Unveröff. Diplomarbeit TU München, 108 S., Anlagen.
- Teipel, U. (2016): Zersatz- und Solifluktionsbildungen oberhalb der würmzeitlichen Vergletscherung im Hörnle-Aufacker-Gebiet (Ammergebirge).– *Geologica Bavarica* 113, 34 S., Augsburg.

Wasserwirtschaftsamt Rosenheim (2018): Jenbach – Brechries.- Eintrag auf der Internetseite , Abruf 26.03.2020: https://www.wwa-ro.bayern.de/alpine_naturgefahren/jenbach/index.htm.

Zaruba, Q. and Mencl, V. (1982): Landslides and their control.– Developments in Geotechnical Engineering 31, 324 S., Amsterdam et al.



Eine Behörde im Geschäftsbereich
Bayerisches Staatsministerium für
Umwelt und Verbraucherschutz

