Michael Moser · Michael Lotter Ulrich Glawe · Dominik Ehret Michael Krautblatter Joachim Rohn

Hanginstabilitäten der Alpen im System "Hart auf Weich"

Messtechnische Überwachung – Bewegungsmechanismus – Gefahrenpotenziale



Hanginstabilitäten der Alpen im System "Hart auf Weich"

Michael Moser · Michael Lotter · Ulrich Glawe · Dominik Ehret · Michael Krautblatter · Joachim Rohn

Hanginstabilitäten der Alpen im System "Hart auf Weich"

Messtechnische Überwachung – Bewegungsmechanismus – Gefahrenpotenziale



Michael Moser Institut für Angewandte Geowissenschaften Universität Erlangen-Nürnberg Erlangen, Deutschland

Ulrich Glawe freischaffender Berater für Ingenieurgeologie/Felsbau an Wasserkraftanlagen St. Leon-Rot, Deutschland

Michael Krautblatter Fachgebiet Hangbewegungen Technische Universität München München, Deutschland Michael Lotter Fachabteilung Ingenieurgeologie Geologische Bundesanstalt Wien, Österreich

Dominik Ehret Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Regierungspräsidium Freiburg Freiburg, Deutschland

Joachim Rohn Institut für Angewandte Geowissenschaften Universität Erlangen-Nürnberg Erlangen, Deutschland

ISBN 978-3-658-32107-9 ISBN 978-3-658-32108-6 (eBook) https://doi.org/10.1007/978-3-658-32108-6

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über http://dnb.d-nb.de abrufbar

Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH, ein Teil von Springer Nature 2020

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung, die nicht ausdrücklich vom Urheberrechtsgesetz zugelassen ist, bedarf der vorherigen Zustimmung des Verlags. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Bearbeitungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Die Wiedergabe von allgemein beschreibenden Bezeichnungen, Marken, Unternehmensnamen etc. in diesem Werk bedeutet nicht, dass diese frei durch jedermann benutzt werden dürfen. Die Berechtigung zur Benutzung unterliegt, auch ohne gesonderten Hinweis hierzu, den Regeln des Markenrechts. Die Rechte des jeweiligen Zeicheninhabers sind zu beachten.

Der Verlag, die Autoren und die Herausgeber gehen davon aus, dass die Angaben und Informationen in diesem Werk zum Zeitpunkt der Veröffentlichung vollständig und korrekt sind. Weder der Verlag, noch die Autoren oder die Herausgeber übernehmen, ausdrücklich oder implizit, Gewähr für den Inhalt des Werkes, etwaige Fehler oder Äußerungen. Der Verlag bleibt im Hinblick auf geografische Zuordnungen und Gebietsbezeichnungen in veröffentlichten Karten und Institutionsadressen neutral.

Springer Spektrum ist ein Imprint der eingetragenen Gesellschaft Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH und ist ein Teil von Springer Nature.

Die Anschrift der Gesellschaft ist: Abraham-Lincoln-Str. 46, 65189 Wiesbaden, Germany

Vorwort

Ausgangspunkt der Untersuchungen waren zum einen 1982 die Massenbewegungen Stambach-Zwerchwand/Oberösterreich, wo nach mehreren Felsstürzen ein Schuttstrom von 8 \cdot 10^6 m³ ausgelöst wurde und die Ortschaft Bad Goisern bedrohte. Als weiteren Auslösepunkt der Untersuchungen erwies sich die Plassen-Ostflanke und das Bergzerreißungsfeld Steinberg Kogel – Rotes Kögele, Hallstatt/Oberösterreich wo sich im Jahre 1985 ein Felssturz von ca. 30.000 m³ ereignete und die Forststraße Hallstatt-Salzberg verschüttete.

Im Laufe weiterer Erhebungen im Fränkischen Raum und in Oberbayern zeigte sich, dass besonders das System "Hart auf Weich" in verschiedenen geotechnischen Konstellationen für Felsstürze und Sekundärmassenbewegungen verantwortlich ist.

Die z.T. aufwendigen und über lange Zeiträume sich erstreckenden Untersuchungen konnten nur in Zusammenarbeit mit den verschiedensten Institutionen erarbeitet werden.

Folgenden Personen und Institutionen möchten wir für die Unterstützung danken:

- der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Finanzierung im Rahmen der geförderten Projekte. Mo 248/12-2 und SCHA 675/7-1,
- den Gebietsbauleitungen des Forsttechnischen Dienstes, Bad Ischl, Gail- und Lesachtal und Außerfern für die finanzielle, technische und personelle Unterstützung,
- dem Institut für Geodäsie der Universität (TH) Karlsruhe und dem Lehrstuhl für Geodäsie, Technische Hochschule München für die Betreuung der geodätischen Vermessungsarbeiten,
- dem Bayerischen Landesamt f
 ür Umwelt f
 ür gemeinsame, lehrreiche Begehungen von Hanginstabilit
 äten im bayerischen Alpenraum,
- der Akademie der Wissenschaften der Tschechischen Republik, Prag, für Geländearbeiten, Diskussionen und Anregungen innerhalb des Themen-Kreises "Hart auf Weich".
- den zahlreichen Diplomanden und Mitarbeitern für ihre z. T. sehr schwierigen Geländearbeiten.
- bei dem leider 2017 verstorbenen Techniker H. Meier vom Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Erlangen, ohne dessen extremen Einsatz im Gelände viele Probleme nicht hätten gelöst werden können.

Texte und Diagramme zu Kap. 3 und Kap. 4 sind zum großen Teil der Dissertation von Herrn Lotter 2001 entnommen. Kap. 5 enthält Ausführungen der Veröffentlichung Moser et al., veröffentlicht im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 2009 Band 149/1.

Inhaltsverzeichnis

Vo	rwor	t	V		
1	Einl	leitung, Zielsetzungen	1		
2	Grundlagen zum geomechanischen System "Hart auf Weich"				
	2.1	Bergzerreißung ("mountain splitting")			
	2.2	Blockbewegungen (block-type slope movements)			
		2.2.1 Blockbewegungen auf mächtiger, plastisch reagierender Unterlage,			
		lateral spreading (rock spread, CRUDEN & VARNES (1996))	9		
		2.2.2 Blockbewegungen auf geringmächtiger inkompetenter Unterlage –			
		Ausbildung einer Scherzone			
	2.3	Die Typen der untersuchten Hanginstabilitäten im System "Hart auf Weich"			
	2.3	Die Typen der untersuchten Hanginstaormaten im System "Hart auf weich".	.13		
3	Spr	öde Deckplatte überlagert eine mächtige duktile Unterlage	.17		
	3.1				
	3.2	Die Bergzerreißung an der Plassen-Ostseite bei Hallstatt/Oberösterreich	21		
		3.2.1 Allgemeiner Überblick	22		
		3.2.2 Stratigraphie, Geologie			
		3.2.3 Geotechnik und Massenbewegungen im Überblick			
		3.2.4 Geotechnische Eigenschaften der duktilen Unterlage			
	3.3	Lateral spreading am Lahngangkogel			
	3.4	Die Bergzerreißung Steinbergkogel – Rotes Kögele			
	э.т	3.4.1 Geologie			
		3.4.2 Geotechnische Verhältnisse und Kinematik einzelner Zonen	.45		
	3.5	Bergzerreißung und Felsturmbildung zwischen Dammwiese und			
		Lahngangkogel	.55		
	3.6	Bergzerreißung Zwerchwand, Raschberg, Sandling / Oberösterreich			
		3.6.1 Bergzerreißung Zwerchwand, Schuttstrom Stambach-Zwerchwand –			
		Bad Goisern/Oberösterreich			
		3.6.2 Das Bergzerreißungsgebiet am Raschberg	.86		
		Sandling	.90		
4	Spr	öde Deckplatte auf geringmächtiger, geneigter, duktiler Unterlage	.99		
	4.1				
	4.2	Grundlegende Untersuchungen			
		4.2.1 Geologisch-geotechnische Situation und erste Analysen zur	- 0 1		
		Kinematik	101		

VIII Inhaltsverzeichnis

		4.2.2	Seismische und mikroseismische Untersuchungen am Block 1, Energiebilanz	113						
	4.3									
		Kinen	natik)							
		4.3.1	Grundlagen der verwendeten Messmethoden							
			Bereich der Blockzüge							
			Bereich des Blockfeldes							
			Der Bereich der konvexen Hangkante							
			Die messtechnische Überwachung des Felsturmes 1A	144						
		4.3.6	Elektronische Extensometermessungen an Felsturm 1A unter							
			Berücksichtigung externer Faktoren							
		4.3.7	Die Felssturzprognose am Felsturm 1A	176						
5										
			schenlagen							
	5.1	Einfül	hrung zum Objekt Hornbergl-Reutte/Tirol	183						
	5.2		gischer Überblick	188						
	5.3	Die hangtektonischen Elemente und ihre Aktivität mit Hilfe der								
			sionsmaßbandmessung (KVM)	192						
		5.3.1	Homogenbereich 1a: Die Kammzone westlich des Hornbergl							
			Gipfels	195						
		5.3.2	Homogenbereich 1b: Die Blockschutthalde südöstlich vom							
			Gipfel des Hornbergl	195						
		5.3.3	Homogenbereich 2a, 2b: Die großen Bewegungszonen beiderseits							
			der Kammlinie							
			Homogenbereich 2b: Die Felssturzbereiche zum Murenbach	203						
		5.3.5	Homogenbereich 3a: Die Zerrungszone oberhalb der Abrisskante							
			des Felssturzes von 1976	206						
		5.3.6	Homogenbereich 3b, 3c: Die Spaltenzonen im Bereich des							
			Felssturzes von 1976 am Faulen Schrofen im Herrenbach							
	5.4	Geoda	ätische Bewegungsanalyse	210						
	5.5	Die ge	eotechnischen Eigenschaften inkompetenter Serien (Mergel, Ton-							
			chluffsteine)	213						
		5.5.1	Die geringmächtigen Zwischenlagen innerhalb gebankter Kalke							
			der Reiflinger Formation	213						
		5.5.2	Die veränderlichfesten Mergelsteine der Partnachschichten	216						
	5.6	Die st	euernden externen Faktoren der kinematischen Prozesse	217						
		5.6.1	Die saisonale Auswertung der Präzisionsmaßbandmessungen	217						
			Infiltrationsmengen und normalisierte Geschwindigkeit							
	5.7		Ilvorstellungen für das Bergzerreißungsfeld							
			2D-Modell in ABAQUS/Standard							
			Lamellenmodell in ABAQUS/Explicit							
			Modellierung mit UDEC							
			Vergleich der Verfahren							

Inhaltsverzeichnis IX

6	Zus	ammenfassung der untersuchten Lokalitäten	241
	6.1	Plassen-Ostflanke, Hallstatt/Oberösterreich	241
	6.2	Zwerchwand - Raschberg - Sandling/Oberösterreich	244
	6.3	Treßdorfer Höhe Naßfeld/Kärnten	247
	6.4	Hornbergl-Reutte/Tirol	251
	6.5	Ausblick	254
Lit	eratu	ır	255



1 Einleitung, Zielsetzungen

Die zunehmende infrastrukturelle Belastung durch steigenden Siedlungsdruck, Fremdenverkehr und Ausbau der Transport-/Verkehrswege haben in reliefbetonten Regionen (z. B. Alpen, Mittelgebirge) zu einem Vordringen des Menschen in potenziell gefährdete Bereiche geführt, in denen der Abbau relief- und materialbedingter Instabilitäten durch morphogenetische Prozesse wie Erosion und Hangbewegungen erfolgt (vgl. von POSCHINGER 1992). Plötzliche Massenbewegungen wie Felsstürze und Felsgleitungen gehören meist zu natürlichen Hanginstabilitäten mit längerer Vorgeschichte, deren ursächliche Faktoren in der Morphologie, geologischen Struktur, in Verwitterungs- und Entspannungsvorgängen und u. U. im Wasserhaushalt der Hänge zu suchen sind (vgl. SCHINDLER 1994). Sie bereiten sich über lange Zeiträume vor und können ohne Aufnahme und Überwachung oder falscher Interpretation der Vorgänge zu einer unerwarteten Gefährdung von Menschen und Sachwerten führen. Verbesserte Konzepte zum Erkennen, zur Risikobewertung und zur Vorhersage des zukünftigen Hangverhaltens sind deshalb erforderlich.

Ziele der durchgeführten Arbeiten waren insbesondere die Auflösung der Kinematik und der Bewegungsmechanismen von Deformationsvorgängen an Hängen im Bezug zu ihren primären, geologischen und morphologischen Ursachen und sekundär wirksamen, externen Faktoren am Beispiel typischer geologisch-geotechnischer Konstellationen.

Die ingenieurgeologische Geländeaufnahme mittels thematischer Karten, Lageplänen und geotechnischer Längenschnitte erlaubte die Typisierung unterschiedlicher Ausgangssituationen. Die Erfassung der kinematischen Entwicklung von sich langfristig vorbereitenden Hanginstabilitäten mittels Deformationsmessungen setzte die Entwicklung und Anwendung sinnvoller Messkonzepte voraus. Die Beschreibung der geologisch-geomorphologischen Verhältnisse, die Ergründung der Ursachen der bisherigen Entwicklung mit evtl. vorhandenen, früheren Sturzereignissen sowie die richtige Interpretation des rezent zu beobachtenden Bewegungsverhaltens (messtechnische Überwachung) sind entscheidend für Aussagen zum zukünftigen Verhalten eines Felshanges und damit für sein Gefahrenpotenzial (vgl. AESCHLIMANN 1994).

HOEK & BRAY (1981:328) weisen auf die Notwendigkeit der messtechnischen Überwachung von Böschungen mit fortschreitendem Bruch hin: "The fact that movements of the rock mass forming a slope can occur for many years before the slope finally collapses suggests that the failure process is progressive rather than instantaneous as is assumed in most forms of stability analyses. Time-dependent phenomena such as weathering and creep play an important role in this progressive failure process. The monitoring of slope movements, as described on the previous pages, is the only practical tool currently available for dealing with slopes in which progressive failure has been detected. The interpretation of the results from slope movement monitoring is based upon experience and, fortunately, a growing body of such experience is being accumulated. There is

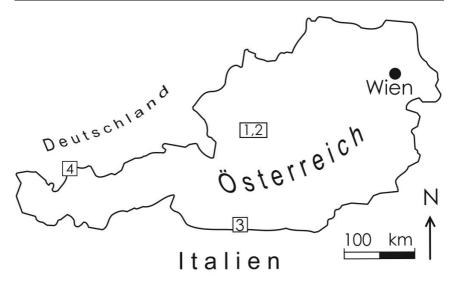


Abb. 1: Geographische Lage der Untersuchungsgebiete, mod. n. LOTTER (2001).

- Typ 1, 2 Bergzerreißungsfeld, eine spröde Deckplatte überlagert ein mächtiges, duktiles Unterlager; Felsstürze durch Kippbruch am Rand der Deckplatte, Gefahr durch Muren und Schuttströme (sekundäre Massenbewegungen) im Bereich des duktilen Sockels; Salzkammergut/Oberösterreich
- Typ 3 Bergzerreißungsfeld, eine spröde Deckplatte überlagert eine geringmächtige, geneigte duktile Schicht bzw. eine Wechselfolge relativ harter und weicher Gesteine; Ausbildung von Blockbewegungen (block-type slope movements), Felsstürze durch Kippbruch am Rand der Deckplatte; Naßfeld/Kärnten
- Typ 4 Bergzerreißungsfeld, Wechsellagerung von gebankten Kalken mit dünnschichtigen Mergellagen; Felsgleitungen, Bildung großer Spalten- und Bewegungszonen; Reutte/Tirol

little doubt, however, that this interpretation would benefit greatly from a sounder understanding of progressive failure mechanisms."

HOEK (1991: Tab. 1) betonte auch die Notwendigkeit der messtechnischen Überwachung von kippgefährdeten Felsböschungen, wie sie in ähnlicher Form an den Untersuchungsobjekten vorliegen: "Monitoring of slope displacements is the only practical means of determining slope behaviour and effectiveness of remedial measures".

Den identifizierten Ursachen und Ausgangsformen der Hanginstabilität der hier vorgestellten Beispiele in Abb. 1 ist gemeinsam, dass von ihnen ein erhebliches Gefahrenpotenzial durch plötzliche, sich aber über einen längeren Zeitraum vorbereitende Massenbewegungen, in erster Linie Felsstürze, ausgehen kann. Die vorgestellten geologisch-geotechnischen Konstellationen sind dem Geomechanik-System "Hart auf Weich" zuzuordnen.

Anhand der Fallbeispiele werden Ursachen und Erscheinungsbild instabiler Felshänge untersucht, deren Auswirkungen abgegangene oder potenzielle Felsstürze sind. Verschiedene ingenieurgeologische Arbeitsmethoden wie Kartierung, Profilaufnahme, Gefügeauswertung, Risikobewertung gefährdeter Bereiche und die Ermittlung fels- und bodenmechanischer Parameter im Gelände und im Labor kommen zur Anwendung.

Ein Schwerpunkt der Untersuchungen liegt in der Quantifizierung relativer und absoluter Bewegungsbeträge von langsamen, den plötzlichen Absturz von Felsmassen vorbereitenden Deformationsvorgängen. Die fortlaufende messtechnische Erfassung plastischer und elastischer Bewegungsmechanismen mittels geeigneter Messmethoden ist bei hangtektonischen Zerlegungsvorgängen ein zentraler Ansatzpunkt in der Beurteilung eines Felshanges hinsichtlich des gegenwärtigen Gleichgewichtszustandes und der zeitlichen Größenordnung des Bewegungsablaufs. Die Quantifizierung der kinematischen Prozesse, d. h. die Ermittlung von Bewegungsbeträgen, -richtungen und -raten sowohl punktuell, in Profilen oder flächenhaft, erfolgt mittels geeigneter messtechnischer Untersuchungsmethoden.



2 Grundlagen zum geomechanischen System "Hart auf Weich"

"Hart auf Weich" hat schon sehr früh Naturforscher und Geologen in den Bann gezogen. So beschreibt Walter Penck zu Anfang des 20. Jahrhunderts, dieses Phänomen in den Dolomiten sehr eindrucksvoll und poetisch (1912: 90, Abb. 2):

"Wir lassen vor uns die Felsruine der Cinque Torri in den Dolomiten erstehen. Arg zerklüftet stehen die Kalkwände aufrecht und lugen, trümmerumsäumt, hinaus über die waldigen, sanfteren Hänge des Ampezzotales. Sie sind die winzigen Reste einer einstmals weitausgedehnten Kalktafel. An anderen Bergen der weiteren Umgebung sehen wir dieselben Schichten wiederauftauchen, getrennt von den "Fünf Türmen" durch breite Täler. Dort wie hier beobachten wir unter den harten Kalkschichten weiche Gesteine, reich an Ton, die die breiten Rücken und Hänge am Fuß der jähen Dolomitgestalten zusammensetzten. Wie konnte es kommen, daß die mächtige Kalkplatte so zerstört wurde, daß sie heute nur noch als einsamer Pfeiler erhalten blieb? Durch den zerklüfteten Kalk dringen die Tageswässer zu den weichen, unterlagernden Schichten und durchnässen sie. Am Rande der ursprünglichen Felstafel gaben diese schlüpfrig gewordenen Gesteine unter den Kalken nach. [...] Täler fraßen sich ein in die Kalktafel; diese selbst wurde dadurch in eine ganze Anzahl kleinerer, von einander getrennter Tafeln zergliedert. Weiter geht die Gliederung, weiter das Abbröckeln und Kleinerwerden der Kalktafel. [...] Jetzt hat die Abtragung das formschöne Bild geschaffen: schroffe, einsame Zacken, willkommene Übungsplätze für Kletterer. An ihrem Fuß liegen noch die Trümmer der zuletzt gestürzten Felsen. Das Ganze in Auflösung begriffen, das Ganze eine Ruine!"



Abb. 2: Rechts: Aufnahmedatum 03.07.2011 © Dietmar Mitterer-Zublasing | diewanderer.it.

2.1 Bergzerreißung ("mountain splitting")

Der Begriff der Bergzerreißung ("mountain splitting") umfasst eine Vielfalt von morphologisch-geologischen Interpretationsmöglichkeiten. Diese gehen zunächst von einer qualitativen Beschreibung bestimmter hangtektonischer Kennzeichen innerhalb instabiler Hänge und in den Kammregionen von Bergen aus (z.B. HEIM 1932, LOBECK 1927 "rock city"):

- alle Übergänge von Undulationen bis zur Spaltenbildung in den oberen Bereichen von Sackungen/Talzuschüben
- offene Großklüfte in Gipfelregionen verbunden mit der Auflockerung des Gebirges
- großräumige mulden- und grabenähnliche Strukturen, Spaltenbildung und Blockbewegungsfelder in Hangflanken innerhalb spröder Gesteinsformationen.

Besonders AMPFERER (1939, 1940, 1941a, 1941b) erkannte diese während seiner geologischen Feldarbeiten in den Nördlichen Kalkalpen diese morphologischen und geologischen Indikatoren, die die Gipfelregionen von Bergen und Kämmen aufweisen (Abb. 3). Er bediente sich dabei der "systematischen Beachtung der Zugspannungen an den Steilhängen der Berge als Leitmotiv der Aufnahmswege" (AMPFERER 1939:1). In seiner Arbeit "Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen" weist AMPFERER (1940: 52) auf sekundäre rasche Massenbewegungen hin, die sich an die unmerklich langsamen Bergzerreißungen anschließen können: " ... , dass fort und fort an diesen Zerreißungen von der Schwere und auch von Niederschlägen und Frost weitergearbeitet wird und immer wieder aus den Zerreißungen aktive Bergstürze entspringen".

Des Weiteren stellt er fest, dass die Zerreißungen in allen Gesteinsarten auftreten können und übersieht dabei auch nicht den Einfluss bereits existierender tektonischer Elemente auf das Zerlegungsgeschehen: "Es ist klar, daß die Zerreißungen ihre Wege vielfach soweit als möglich nach der Vorzeichnung von älteren Strukturen in den Gesteinen richten, welche durch Gewalten der Tektonik eingeprägt worden sind. Durch solche Strukturen können die Linien der leichtesten Zerreißbarkeit wohl vorbereitet und dem Zug der Schwere gut zugänglich sein" (AMPFERER 1940:52). Besonders interessant bzgl. einer möglichen Klassifikation bzw. Zuordnung von Bergzerreißungen erscheint AMPFERER's (1940:52f.) Feststellung: "Die für unsere geologische Untersuchung in Betracht kommenden Wände besitzen jedoch in den meisten Fällen nicht etwa die Gleichartigkeit und Festigkeit eines sorgfältig abgesägten trockenen Probewürfels, vielmehr unterliegen sie den tausendfachen Wechselfällen von hart und weich, trocken und feucht, warm und kalt, geschichtet und ungeschichtet, zerspalten und unzerspalten".

Aus dieser grundlegenden geologischen Tatsache lässt sich erkennen, dass eine Definition des Begriffes "Bergzerreißung" aufgrund der oft komplexen Geologie vorab irreführend sein könnte. Bezüglich der behandelten Problematik in der vorliegenden Arbeit sind AMPFERER's Erkenntnisse über Deformationserscheinungen von steif-spröden Deckplatten auf weicher Unterlage bei söhliger Schichtlagerung wegweisend. Er leitet von den oben zitierten Grundprinzipien der Geologie und Felsmechanik diese Form der

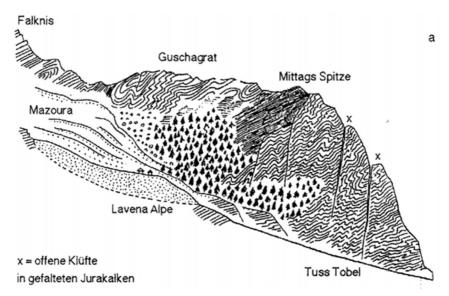


Abb. 3: Typische Form einer Bergzerreißung, AMPFERER (1940)

Bergzerreißung ab (AMPFERER 1940:53): "Es geht schon daraus hervor, wie viele Formen die Bergzerreißung auch schon bei horizontaler Schichtlage annehmen kann. Die Hauptform der Zerreißung von horizontalen Schichtplatten entsteht durch das Ausweichen weicherer Schichtlagen unter dem Drucke der Überlagerung. Die betreffende weiche (...) Schichte wird (...) nach der freien Seite hinausgeschoben. Dadurch wird den auflastenden Schichten die Möglichkeit zum Nachrücken eröffnet." Ebenfalls wird die mögliche Konsequenz der Ablösung von einzelnen Felstürmen und die folgenden Kippbrüche bereits beschrieben: "Eine häufige Abweichung ist zum Beispiel, daß die nachgiebige Schichtlage durch das Hinausschieben ihre horizontale Lage in eine schiefe ändert. Die Folge ist, daß die Schichtsäule darüber nicht bloß gesenkt, sondern auch gegen außen schief gestellt wird. Diese Lage ist wenig haltbar und führt bald zum Absturz."

2.2 Blockbewegungen (block-type slope movements)

In den 1970er Jahren wurde das von Ampferer in den 1940er Jahren angedachte Konzept besonders in der ehemaligen Tschechoslowakei wieder aufgegriffen.

Der Begriff "Blockbewegungen" lässt sich von dem an bestimmten Hangbewegungen in der ehemaligen Tschechoslowakei kreierten Ausdruck "block-type slope movements" (NEMCOK et al. 1972, PASEK & KOSTAK 1977) ableiten. HUTCHINSON (1988) ordnet diese Form der Massenbewegung den "Complex Slope Movements" zu. In Abb. 4 werden die wichtigsten Typen bzw. denkbare Fälle von Blockbewegungen vorgestellt.

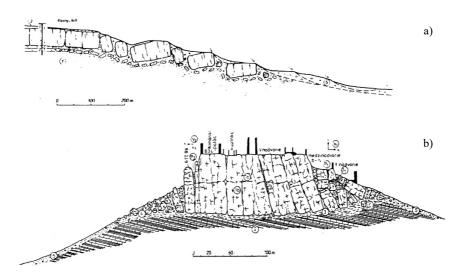


Abb. 4: Unterschiedliche Typen von Blockbewegungen. (a) Typische aus der Tschechoslowakei bekannte Blockbewegungen im Sinne von PASEK & KOSTAK (1977) auf einer mächtigen plastisch reagierenden Unterlage (aus PASEK & DEMEK 1969) (b) Blockbewegungen auf wechselgelagerten Flyschgesteinen in der Slowakei mit Ausbildung einer plastischen Gleitzone, FUSSGÄNGER (1985).

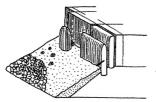
In der Literatur wird vor allem diese Ausbildung von Massenbewegungen aus der Slowakei (z.B. PASEK et al. 1979) und von der thüringischen Wellenkalkstufe berichtet (z.B. JOHNSEN & KLENGEL 1972). KOSTAK (1988) und KAMENOV et al. (1977) berichten von Blockbewegungen an der bulgarischen Schwarzmeerküste, während CACON & KOSTAK (1976) Blockbewegungen an der tschechisch-polnischen Grenze messtechnisch untersuchten (KOSTAK & CACON 1988), aber auch aus Tasmanien wird von ausgedehnten Blockbewegungen berichtet (CAINE 1982).

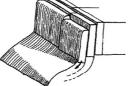
Blockbewegungen treten im Allgemeinen bei der Überlagerung inkompetenter Materialien (z.B. Phyllite, Mergel oder Tonsteine) mit steif-spröden Deckplatten (z.B. Kalke oder Basalte) auf. Durch das Versagen des unterlagernden weichen Materiales kommt es zur Zerlegung der Deckplatte in Einzelblöcke. Diese Zerlegung ist immer rückschreitend von den Rändern der Deckplatte. Einzelne so isolierte Großblöcke können einsinken, gleiten und kippen, wobei im fortgeschrittenen Stadium eine Blocklandschaft bzw. ein Felslabyrinth entstehen kann.

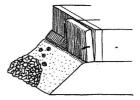
2.2.1 Blockbewegungen auf mächtiger, plastisch reagierender Unterlage, lateral spreading (rock spread, CRUDEN & VARNES (1996))

Die Kausalkette "Duktile Unterlage - Spröde Deckplatte - Zerlegung der Deckplatte zu Einzelblöcken - Massenbewegung vom Block-Typ" bei söhliger Schichtlagerung wurde bereits häufig phänomenologisch beschrieben.

Vor allem aus den Mittelgebirgen des süddeutschen Juras (z.B. TSCHIERSKE 1987), Thüringens (z.B. ACKERMANN 1959) und der Slowakei (z.B. ZARUBA & MENCL 1969) sind diese Formen von Blockbewegungen vielfach beobachtet worden, aber auch aus den Alpen wird von ähnlichen Massenbewegungen berichtet (z.B. ROHN 1991). JOHNSEN & KLENGEL (1973) beschreiben die Kinematik von Blockbewegungen an der Wellenkalkstufe Thüringens, wo sich die vom Massiv loslösenden und durch Abrissspalten begrenzten Blöcke zunächst nur horizontale, also Translationsbewegungen ausführen. ROHN (1991) folgert aus messtechnischen Beobachtungen eines talwärts "nickenden" mächtigen Großblocks bei ähnlicher geotechnischer Konstellation, dass dies sowohl durch talseitiges Auspressen des Unterlagers, als auch durch die Entwicklung einer gekrümmten, talseitig ausbeißenden Scherbahn verursacht wird. Da der plastisch reagierende Gebirgskörper beim Überschreiten seiner Versagenskriterien kinematisch nur einen Freiheitsgrad besitzt, nämlich die Translation zur freigefegten Böschung, ist mit einer sekundären, translativen Bewegung der Blöcke zu rechnen. Mechanisch handelt es sich hierbei um "plane strain" Verhältnisse, die durch die überlagernde Deckplatte auf eine mögliche Dehnungsrichtung zur freigelegten Böschung, reduziert sind. In diesem Zerlegungsstadium ("block rifts"; MALGOT et al. 1974:179) finden sich im Gelände hangparallele, frisch geöffnete Klüfte, die sich im Verlauf der Hangbewegung zu "Trockenklammen" (MÜLLER 1963:411) erweitern. Bislang konnte noch nicht erklärt werden, unter welchen geomechanischen Voraussetzungen ein berg- bzw. talwärts gerichtetes Kippen (Intern- bzw. Externrotation) der Felstürme sich einstellt. Im weiteren Verlauf der Blockbewegungen entsteht durch fortwährende Auflockerungsprozesse und durch das Herauspräparieren einzelner Felstürme ein Blockfeld ("block field"; MALGOT et al. 1974:179), in dem die Großblöcke unterschiedlichst verstellt sein können. Talwärts schließt sich oft ein Bereich sekundärer Rutschungen an. Einzelne Großblöcke treten nur noch selten in Erscheinung; das Gebirge ist meist vollständig in die Kluftkörper zerlegt. In den Mittelgebirgsbereichen setzt die Hangbewegung mit dem erosiv-fluviatilen Anschnitt des weichen Substrats ein. Im nun freigelegten Unterlager werden die Spannungsverhältnisse grundlegend geändert. Grundsätzlich kann davon ausgegangen werden, dass die Spannungen von den E-Moduli und den Poissonzahlen des Gebirges (z.B. AMADEI et al. 1987) sowie dem Überlagerungsdruck der Deckplatte abhängen. Da die Normalspannungen auf der freien Oberfläche der erosiv angelegten Böschung gleich Null sind (fehlendes Widerlager), kommt es beim Erreichen der Versagenskriterien der Unterlage zum Auspressen des plastisch reagierenden Gebirges. Dieser Vorgang hält solange an, bis die Spannungsverhältnisse in der weichen Schicht unter der Versagensgrenze liegen (näh. s. Kap. 3.1).







Fall 1: Aufrechtes, translatorisches Abfahren

Fall 2: Muschelbruch im Fall 3: Talwärtskippen Sockel

Abb. 5: Bewegungsmöglichkeiten plattenförmiger bzw. turmartiger Großkluftkörper am Rand des Systems "Hart auf Weich", n. POISEL & EPPENSTEINER (1989).

Der Konstellation "Hart auf Weich", d. h. die Lagerung einer harten, spröden Deckplatte über einem mächtigen, weichen duktilen Sockel ist von geomechanischer Seite auch von POISEL & EPPENSTEINER (1988, 1989) näher nachgegangen worden. Diese Arbeiten beschreiben die möglichen Versagensmechanismen derartiger Talflanken mit dem Abfahren, Abgleiten oder Kippen turmartiger bzw. plattenförmiger Kluftkörper am Rand des kompetenten Felskörpers auf dem inkompetenten Sockel (Abb. 5). Das Instabilwerden der an sich festen Deckplatte durch Kriech- und Gleitprozesse in der Unterlage als auch Grund- und Kippbruch der Felstürme mit resultierenden Felsstürzen und Felsgleitungen sind dafür kennzeichnend. Zudem ist die duktile Schichtfolge durch zunehmende Zugänglichkeit für Wasser über sich öffnende Spalten und Klüfte verstärkt der Erosion und Verwitterung ("basal weathering", EVANS 1981) ausgesetzt, weshalb POISEL & EPPENSTEINER (1989) einen "Selbstverstärkungseffekt" postulieren.

Bei den Blockbewegungen auf mächtiger, plastisch reagierender Unterlage wird sehr häufig seit den 1990er Jahren von Driften und Lateral spreading gesprochen (z.B. ROHN 1991). Nach Abb. 6 können folgende Prozesse beobachtet werden.

Durch die Auflast kommt es im Sockel zu einer plastischen Verformung. Als Folge bilden sich im spröden Gestein der Deckplatte Risse aus, es kommt zum Zerbrechen in einzelne Schollen und Blöcke (Abb. 6 A). Ihre Geometrie wird durch das Trennflächengefüge bestimmt, da eine Durchtrennung bevorzugt an präexistierenden Schwachstellen erfolgt. Die gebildeten Schollen sinken unterschiedlich tief ein. Beschleunigt und verstärkt wird das Einsinken durch unterirdischen Abbau und Bildung von Hohlräumen im Zusammenhang mit Bergbau in veränderlich festen Gesteinen. Diese Vertikalbewegung kann am Rand der spröden Auflage zu einer Aufwölbung des plastischen Materials führen (B). Bei genügend großem Relief setzen sich die Schollen langsam in Richtung des größten Gefälles in Bewegung. Begünstigt wird diese laterale Extension durch Rutschungen, die sich am Fuß der Schollen ausbilden können. Zwischen den abdriftenden Körpern kommt es zur Bildung von offenen Spalten und es entstehen atektonische Horst- und Grabenstrukturen (C). Letztgenannte werden durch nachbrechenden Schutt teilweise verdeckt, in manchen Fällen wird auch von unten duktiles Material in den entstehenden Raum

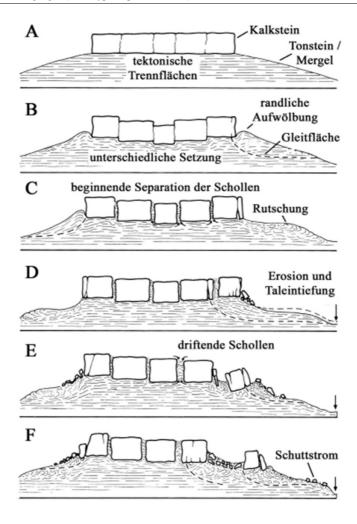


Abb. 6: Entstehung driftender Schollen bei Unterlagerung einer Platte aus Kalkstein durch veränderlich festes Gestein und beteiligte Massenbewegungen des Systems "Hart auf Weich". Erläuterung der stattfindenden Prozesse im Text, mod. n. DIKAU et al. (1996: 228)].

gepresst. Durch die Spalten und Gräben gelangt Wasser verstärkt zur unterlagernden Einheit und führt zu intensiver Verwitterung der veränderlich festen Gesteine. Dies verringert die Festigkeit und beschleunigt die ablaufenden Prozesse. Erosion oder Eintiefung von Bächen begünstigt die Entstehung von Rotationsrutschungen (D). Bei den randlichen

Schollen nimmt die Anzahl der Freiheitsgrade zu und es kann zur Ausbildung weiterer Massenbewegungen wie Kippung oder Felssturz kommen (E). Durch Felsstürze können wiederum Schuttströme ausgelöst werden (F). Der am Rand der Deckplatte stattfindende Austrag von Material destabilisiert das System rückschreitend und führt zu einer Selbstverstärkung der beteiligten Prozesse.

Durch weitere Zerlegung und aufgrund von Felsstürzen nimmt die Größe der driftenden Schollen mit zunehmendem Extensionsbetrag ab. Die Bewegungsrate nimmt nach außen hin zu und beträgt nach PASUTO & SOLDATI (in DIKAU et al. 1996: 129) zwischen 0,1 mm und 10 cm pro Jahr.

2.2.2 Blockbewegungen auf geringmächtiger inkompetenter Unterlage – Ausbildung einer Scherzone

Diese geotechnische Variante, bei der sich eine Gleitzone entwickelt, ist in der Natur sehr selten verwirklicht, da die geomechanischen Voraussetzungen stark spezifiziert sind. Vor allem aus der ehemaligen Tschechoslowakei wird von dieser geotechnischen Konstellation berichtet, wobei jedoch nur wenige Arbeiten dieses Phänomen eingehend beschreiben. Besonders interessant ist der Bericht von NEMCOK & SVATOS (1974:266) bezüglich der Ausbildung einer Scherzone am Travertinberg "Drevenik" (Abb. 4b) in der Slowakei: "The top part of the Flysch substratum is a zone of plastic distortion - a shear zone. Boreholes have shown the shear zone to be 1 - 5 m thick. The mass forming the shear zone may be characterized as plastic clay, sandy loam, including fragments of travertine and sandstone."

Das anfängliche Zerlegungsstadium der Deckplatte lässt sich dem von MALGOT et al. (1974) als "block rifts" bezeichneten Stadium gleichsetzen. Mit der hangtektonischen Zerlegung der nachgiebigen Gesteinsabfolge sind Blockrotationen verbunden, die jedoch von der Mächtigkeit der Scherzone beschränkt sein können. Beißt die Gleitzone an der Talflanke aus, schließen sich an die Gleit- und Kriechbewegungen Felsstürze an, die zur Bildung von Blockhalden führen können. Anders als beim Vorhandensein einer mächtigen duktilen Unterlage können hier die Blockbewegungen bereits bei einem vollständigen erosiven Anschnitt der spröden Deckplatte einsetzen. Ursache ist primär nicht eine "plastische Deformation" der zur Gleitzone prädestinierten unterlagernden Gesteinsabfolge, sondern das Einsetzen eines Kriech- bzw. Gleitvorganges von Felsblöcken entlang der Schicht mit der geringsten Scherfestigkeit. Ebenfalls denkbar ist der Einfluss von tiefgreifender Verwitterung oder sogenanntem "basal weathering" (EVANS 1981), was zur Erniedrigung der Gebirgsfestigkeit führt, mögliche Grundbrüche verursacht und durch die beginnenden Blockrotationen nachweisbar ist. Mit den anfänglichen Bewegungsvorgängen ist eine ständige Änderung des Spannungsfeldes in den unterlagernden Schichten verbunden. Durch die offenen Klüfte dringt vermehrt Wasser dorthin ein und führt so zu einer fortschreitenden Verwitterung und Schwächung des Unterlagers. Daraus können im Bereich der auflastenden Blöcke Brüche resultieren (z.B. Grundbrüche unter deren Rändern), sodass eine fortwährende hangtektonische Zerlegung des Unterlagers denkbar ist. Somit sind die Bedingungen für die hangtektonische Zerlegung des Gebirges zur Gleitbzw. Kriechzone erfüllt (NEMCOK & BALIAK 1977).

Die Zerlegung einer spröden Deckplatte über einer geringmächtigen, geneigten, duktil reagierenden Gleitzone beschreiben GLAWE (1992) und GLAWE & MOSER (1990 und 1993) am Beispiel der Bergzerreißung Treßdorfer Höhe (Kärnten). Ursache dieser Instabilität ist das Einsetzen eines Kriech- bzw. translationsförmigen Gleitvorganges von Felsblöcken bereits bei relativ kleinen Einfallswinkeln entlang der mechanisch schwächsten Schicht in dieser Abfolge.

2.2.3 Ausbildung von Blockbewegungen auf planarer Gleitfläche

Blockbewegungen entlang planarer Flächen sind bereits vielfach von anderen Autoren behandelt worden und stellen eine Ausbildung einer typischen Versagensform von Felsböschungen dar ("plane slides"; HOEK & BRAY 1981). Dabei bestimmen die Gleitkörpergeometrie, möglicher Kluftwasserschub, die Kohäsion und der Reibungswinkel der Aufstandsfläche die Standsicherheit und damit die Versagenskriterien. Ein Hauptkennzeichen dieses Typs von Blockbewegungen stellen die fehlenden Blockrotationen senkrecht zur Gleitfläche dar. Als Blockbewegungen lässt sich dieser Typ von Böschungsinstabilität nur dann bezeichnen, wenn mächtige isolierte Einzelblöcke oder aber Blockzüge talwärts gleiten. DONIÉ (1990) berichtet von Bergzerreißungen in wechselgelagerten Sedimentgesteinen in Form von planaren Rutschungen auf gefüllten Trennflächen. In dem von ihm bearbeiteten Bergzerreißungsfeld gleiten mächtige Schichtpakete ab und bilden im Verlauf der Hangbewegung aneinandergereihte Rücken- und Grabenstrukturen, an die sich infolge des talseitigen Ausstreichens der unterlagernden Gleitschicht Felssturzzonen anschließen.

2.3 Die Typen der untersuchten Hanginstabilitäten im System "Hart auf Weich"

In dieser Studie werden insbesondere die geologisch-geotechnische Ausbildung und die Kinematik folgender Konstellationen näher betrachtet.

- eine spröde Deckplatte überlagert einen mächtigen, duktilen Sockel wie z. B. Feinklastika, Salzstock, Phyllite (Abb. 7-1).
- eine spröde Deckplatte überlagert eine geneigte, relativ geringmächtige, duktile Schicht bzw. eine Wechselfolge relativ kompetenter und inkompetenter Gesteine (Abb. 7-2).
- Wechsellagerung von dickbankigen, hangauswärtsfallenden Kalkbänken mit dazwischen gelagerten, geringmächtigen Mergellagen (Typ Vajont, Abb. 7-3).

Besonders im ersten Fall (Abb. 7-1) können infolge undrainierter Belastung des unterlagernden gering permeablen duktilen Materials verursacht durch den Kollaps von Felstürmen oder gar von Teilen der Bergflanken wiederum Schuttströme (earthflows) ausgelöst

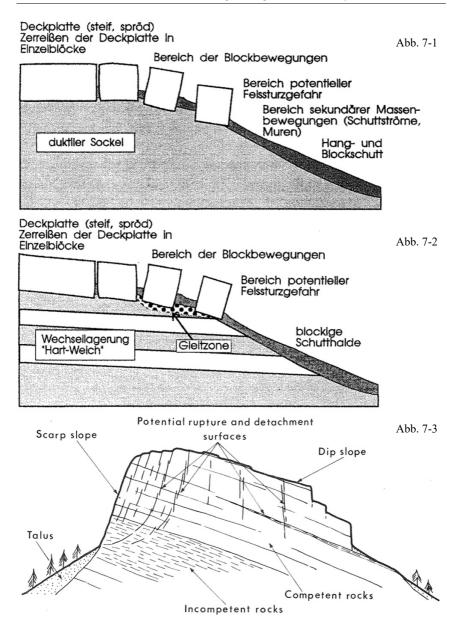


Abb. 7: Abb. 7-1 und Abb. 7-2 nach GLAWE & MOSER (1993), Abb. 7-3 nach EISBACHER & CLAGUE (1984).

bzw. reaktiviert werden (ROHN 1991, näh. s. Kap. 3.6). Der Abtransport von Material durch Schuttströme destabilisiert die Basis der verbliebenen Gesteinsmasse zusätzlich und begünstigt die Bestehung weiterer Massenbewegungen. Es handelt sich folglich um einen Prozess mit positiver Rückkopplung, d.h. nach Erfolg der Initialisierung verlaufen die beschriebenen Vorgänge selbstverstärkend (ROHN et al. 2004).



3 Spröde Deckplatte überlagert eine mächtige duktile Unterlage

Besonders schöne Beispiele liefert für diese Konstellation der mittlere Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Kennzeichnend ist das Auftreten von teilweise Anhydrit bzw. Gips und Salz führenden, feinklastischen Ton- und Mergelsteinen. Diese weisen eine deutlich geringere Gesteinsfestigkeit auf als Kalk- und Dolomitsteine. In Oberflächennähe finden zudem besonders bei den evaporitischen Ton- und Mergelsteinen Verwitterungs- und Auslaugungsvorgänge statt, die zu einer weiteren Abnahme der Festigkeit und somit zu einer Vergrößerung des Festigkeitsunterschieds gegenüber den auflagernden Kalk- und Dolomitsteinen führen.

3.1 Einführung

Den Hallstätter Schollen, vertreten durch die Ischl-Schollen, die Goisern – Aussee-Decke und die Plassen-Schollen westlich von Hallstatt, kommt hinsichtlich der Entstehung von komplexen Massenbewegungssystemen eine besondere Bedeutung zu. Diese äußert sich in Form von typischen, kausalen Prozessketten mit Bergzerreißungen, kippenden Felstürmen, Felsstürzen, Felsgleitungen, Schuttströmen und Muren (LOTTER & ROHN 2012).

Ausgangspunkt moderner Untersuchungen dieser Massenbewegungssysteme (z.B. LEHMANN 1920, 1926, SPENGLER 1920, 1921) waren der "Bergsturz" am Sandling 1920, nach heutiger Klassifikation bezogen auf die Kubatur des reinen Sturzvorganges (ca. 200.000 m³) als größerer Felssturz zu bezeichnen. In diesen frühen Arbeiten wird schon das Problem der geotechnischen Konstellation einer spröd-kompetenten karbonatischen Deckplatte, auflagernd auf einem duktil-inkompetenten Unterlager erkannt. Die weiteren geologisch-geotechnischen Untersuchungen sind besonders mit den Arbeiten in den 1980er Jahren von SCHÄFFER und Mitarbeitern verknüpft. Der Anlass war auch hier wiederrum eine Reihe von Felsstürzen an der Zwerchwand/Bad Goisern (1974 – 1982) und am Steinbergkogel/Hallstätter Salzberg (1981 und 1985). Nachfolgende Untersuchungen zu diesen komplexen Massenbewegungssystemen befassten sich insbesondere auch mit Fragestellungen wie die Sanierbarkeit derartiger Massenbewegungen und die Notwendigkeit einer langfristigen messtechnischen Überwachung. Diese Forschungsarbeiten wurden sehr häufig in enger Zusammenarbeit mit der Gebietsbauleitung des Forsttechnischen Dienstes der Wildbach- und Lawinenverbauung in Bad Ischl durchgeführt (z.B. BAMMER 1984).

Bei den Festgesteinen im Bereich der Hallstätter Schollen handelt es sich ausschließlich um Sedimentgesteine.

Die vorkommenden Festgesteine weisen große fazielle und materialbedingte Unterschiede sowie ein sehr variables Trennflächengefüge auf. Daher zeigen sie auch kein einheitliches mechanisches Verhalten. Die Gesteinsfestigkeit der Karbonate verringert sich tendenziell mit zunehmendem Tongehalt hin zu den Kalkmergel- bzw. Mergelsteinen. Die Gebirgsfestigkeit hingegen wird von der Ausbildung des Trennflächengefüges bestimmt. Dünnbankige Gesteine tendieren zu einem engständigeren Trennflächengefüge als dickbankige oder massige Gesteine und sind daher als mechanisch "schwächer" anzusehen. Festgesteine, v.a. in Form gebankter und massiger Kalksteine, überlagern ein meist mächtiges Unterlager aus veränderlich festen Gesteinen. Das mechanische Versagen des Unterlagers in Form von plastischer Verformung (Driften) sowie langsamen Fließ- und Gleitprozessen führt zur Ausbildung von Zugspannungen in den auflagernden Festgesteinen mit Zerreißungen und deren fortschreitender Zerlegung bis hin zur Kluftkörpergröße.

Die veränderlich festen Gesteine sind durch ihre mehr oder weniger ausgeprägte Empfindlichkeit gegenüber Wasserzutritt gekennzeichnet. Ihre Festigkeit liegt zwischen jener der Locker- und Festgesteine. Unverwittert besitzen sie Festgesteinscharakter und weisen eine mineralische Bindung auf. Kennzeichnend sind jedoch ihre Verwitterungsanfälligkeit und Konsistenzänderung in Abhängigkeit vom Wassergehalt, wodurch das geotechnische Verhalten bestimmt wird. Mit zunehmendem Wassergehalt nimmt die Festigkeit ab. Besonders ausgeprägt ist dieses Verhalten bei Gesteinen, die einen hohen Anteil quellfähiger Tonminerale wie beispielsweise Montmorillonit enthalten (EHRET 2002). Die veränderlich festen Gesteine sind durch ihren hohen Anteil an evaporitischem oder feinklastischem Material gekennzeichnet (zu bodenmechanischen Eigenschaften s. Kap. 3.2.4).

Großräumige Vorkommen von veränderlich festen Gesteinen finden sich im Bereich der Hallstätter Schollen vor allem in ausgelaugtem (Ton-Schluff-Gestein) und nicht ausgelaugtem Haselgebirge (Salz-Ton- Schluff-Gestein, näh. s. Kap. 3.2), Zlambachschichten und Allgäuschichten (beide überwiegend Kalk-Mergel-Wechselfolgen). Zur näheren stratigraphischen und tektonischen Einordnung der verschiedenen Gesteinseinheiten s. Abb. 8, Abb. 9, Abb. 10.

Eine geologische Übersicht über die Hallstätter Schollen im Raum Hallstatt, Bad Goisern und Bad Ischl kann der Abb. 10 entnommen werden.

3.1 Einführung 19

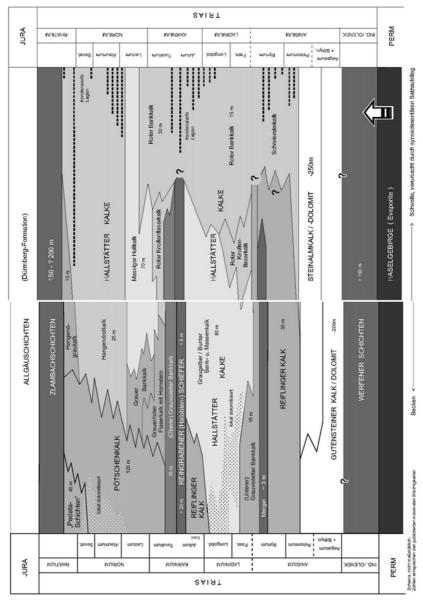


Abb. 8: Lithostratigraphie der Hallstätter Kalke und laterale Übergänge in die Hornsteinkalkfazies, aus MANDL et al. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl.

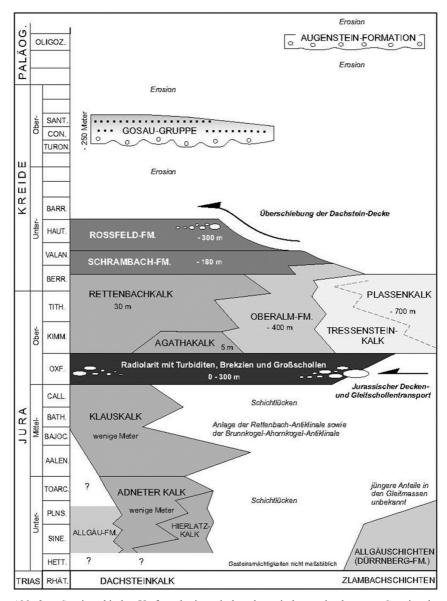


Abb. 9: Stratigraphischer Umfang der jurassischen, kretazischen und paläogenen Gesteine des Kartenblattes Bad Ischl, aus MANDL et al. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl.

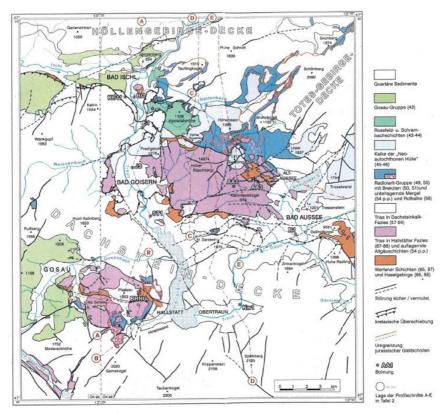


Abb. 10: Geologische Übersicht Bad Ischl, Bad Goisern, Hallstatt, aus MANDL et al. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl.

3.2 Die Bergzerreißung an der Plassen-Ostseite bei Hallstatt/Oberösterreich

Aufgrund langjähriger Untersuchungen und Messungen können hier besonders zielführend die geotechnische Situation, die Kinematik, der Mechanismus und die Ursachen der Hangbewegung beim Bergzerreißungs-Typ einer spröden Deckplatte über einer mächtigen duktilen Unterlage analysiert werden.