

Massenbewegungen im Hochtannberggebiet – Geologie, Ursachen, Beispiele

von Georg Hils, Michael Ruff und Kurt Czurda

Zu den Autoren

Dipl.-Geol. Georg Hils, geboren 1973 in Sigmaringen, Studium der Geologie an der Universität Karlsruhe mit Schwerpunkt Ingenieurgeologie. Diplom 2002, Inhalt der Diplomarbeit war eine geologische und geotechnische Kartierung des Hochtannberggebiets im Sommer 2001. Zurzeit angestellt als Wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Universität in Karlsruhe.

Dipl.-Geol. Michael Ruff, geboren 1972 in Füssen, Studium der Geologie an der Universität Karlsruhe mit dem Schwerpunkt Ingenieurgeologie, Diplomabschluss 2000, als Diplomarbeit bearbeitete er eine Kartierung in der südlichen Vorarlberger Flyschzone (Schopperrau), zur Zeit Promotion am Institut für Angewandte Geologie über das Gebiet Hochtannberg und Arlberg (Projekt Georisikokarte Vorarlberg).

Prof. Dr. Dr. Kurt Czurda, Studium der Geologie und Mineralogie an der Universität Innsbruck und Heidelberg sowie Bauingenieurwesen an der TU Budapest. Promotion in Geologie an der Universität Innsbruck und Geotechnik an der TU Budapest. Habilitation in Angewandter Geologie an der Universität Innsbruck. Postdoktorale Aufenthalte in Kanada und Zürich, Gastprofessuren in Japan, Thailand und Salzburg. Inhaber des Lehrstuhls für angewandte Geologie und Institutsleiter an der Technischen Universität Karlsruhe.

Abstract

The relationship between the mechanisms of mass movements and their trigger factors is demonstrated in the Northern Calcareous Alps in the vicinity Warth/Arlberg. Two kinds of mass movements can be differed. One kind are large scale, slow movements like block slides of rigid calcareous blocks on a substratum of marls. The other kinds are rapid movements leaving noticeable landscape marks like landslides in bedded rocks or loose sediments. Both kinds are illustrated at various case studies.

Keywords: mass movements, Hochtannberg, Vorarlberg, Austria

Kurzfassung

In den Nördlichen Kalkalpen rund um Warth am Arlberg im Hochtannberggebiet lässt sich anschaulich ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen den Mechanismen von Hangbewegungen und ihren auslösenden Faktoren, die stark von der jeweiligen geologischen Situation abhängig sind, verdeutlichen. Im

VORARLBERGER
NATURSCHAU
12
SEITE 31 – 52
Dornbirn 2003



Wesentlichen kann man hierbei zwei Arten von Massenbewegungen unterscheiden. Zum einen sind dies großräumige Bewegungen, die meist nur langsam ablaufen. Hierzu zählen in erster Linie Blockgleitungen, bei denen sich große, als starre Platten fungierende Kalkschollen auf einem tonigen, veränderlich festem Substrat hang abwärts bewegen. Zum anderen treten aber auch schnelle Bewegungen auf, welche oftmals deutliche Spuren in der Landschaft hinterlassen. Dazu gehören Rutschungen in geschichteten Gesteinen oder Lockersedimenten. Beide Arten werden an einigen Fallbeispielen erläutert.

1. Einleitung

Im Rahmen des Projektes „Georisikokarte Vorarlberg – Projekt Hochtannberg/ Arlberg“ sollen die Gefahren, die von Massenbewegungen wie Felsstürzen, Rutschungen, Muren usw. ausgehen, erfasst und ausgewertet werden. Hierfür erfolgte im Sommer 2001 eine geologische und geotechnische Revisionskartierung eines ca. 5 – 10 km breiten Streifens entlang der B 200 und B 198 von Schröcken am Hochtannbergpass bis Langen am Arlberg. Durchgeführt wird das Projekt in Kooperation mit der Vorarlberger Landesregierung und der Vorarlberger Naturschau Dornbirn an der Universität Karlsruhe (TH). Der folgende Artikel stellt einen Ausschnitt der in den Nördlichen Kalkalpen rund um Warth ermittelten Ergebnisse dar. Dabei lässt sich ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Genese, also der Entstehung der Gesteine, sowie deren heutige Lagerung, und den an den Bergflanken und Steilwänden auftretenden Massenbewegungen erkennen. Nur durch genaue Kenntnisse der geologischen Gegebenheiten können mögliche Risikobereiche, an denen in näherer Zukunft Bewegungen stattfinden könnten, ermittelt und abgegrenzt werden. Im nun folgenden Artikel sollen diese Zusammenhänge aufgezeigt und an einigen Beispielen erläutert werden.

2. Geologie des Hochtannberggebiets

Das Hochtannberggebiet zählt regionalgeologisch zu den Nördlichen Kalkalpen, einem etwa 30 – 40 km breiten Gebirgsstreifen, der sich ungefähr in Ost-West-Richtung von Vaduz bis nach Wien erstreckt. Er nimmt in Vorarlberg eine Fläche von ca. 800 km² ein, die als durchgehendes Band vor allem den Südwest- und den zentralen Ostteil Vorarlbergs bedecken. Die Nördlichen Kalkalpen, die auch als Kalkalpin bezeichnet werden, bestehen aus Gesteinen, die als marine Sedimente in der Tethys abgelagert wurden. Dieses Meer lag ursprünglich zwischen dem heutigen Europa und Afrika. Durch die Orogenese (Gebirgsbildung) der Alpen wurden diese Gesteinsfolgen von ihrem Untergrund abgehoben, gefaltet, als Deckenstapel übereinandergeschoben und teilweise bis zu mehrere hundert Kilometer weit nach Norden in ihre heutige Position verfrachtet. Der folgende Abschnitt soll die Entstehungsgeschichte der Gesteine der Nördlichen Kalkalpen näher beschreiben und die wichtigsten Ereignisse der Alpenbildung – in vereinfachter Form – erklären.

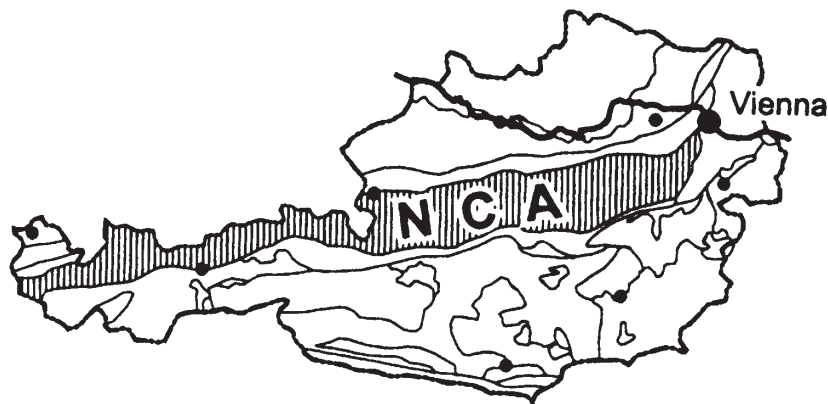


Abb. 1: Schematische Darstellung der Verteilung der als schraffierte Fläche dargestellten Nördlichen Kalkalpen (NCA) in Österreich (verändert nach NEUBAUER & HÖCK 2000).

Vor ca. 250 Millionen Jahren begann der damalige Superkontinent Pangäa, in dem alle kontinentalen Krustenfragmente zu einer riesigen Landmasse vereint waren, in mehrere Bruchschollen bzw. Platten zu zerbrechen. Dies ermöglichte der Tethys, einem keilförmigen Ausläufer des sogenannten Uropazifiks, von Osten her den Kontinent zu überfluten und ein flaches Meer auszubilden (siehe Abb. 2). In diesem Flachmeer herrschten Bedingungen, die man in etwa mit denen in der heutigen Karibik vergleichen kann. So gab es weitläufige Korallenriffe von denen z.B. die Dachsteinkalke oder der in Vorarlberg vorkommende Oberrhätalkalk zeugen, aber auch zahlreiche Lagunen, in denen karbonatische Flachwassersedimente wie der Hauptdolomit abgelagert wurden (HAUSER & KRÄINER 1993).

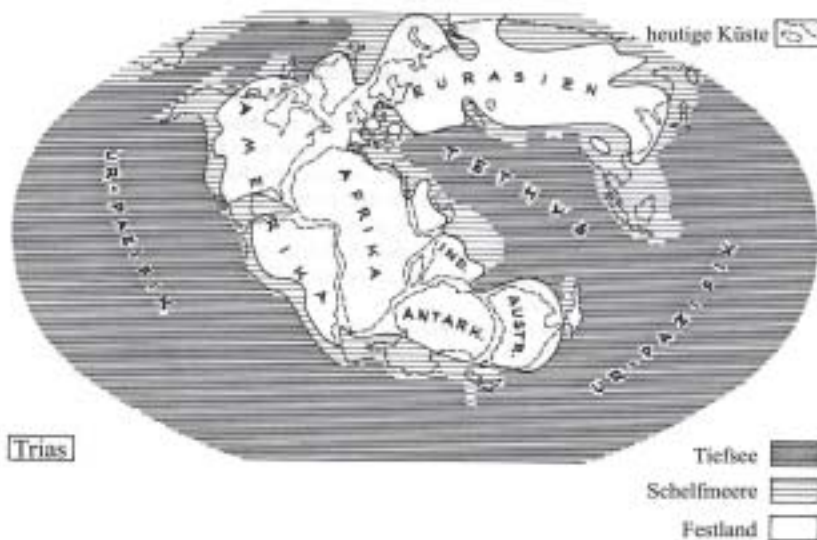


Abb. 2: Paläogeographische Situation zu Beginn der Trias. Von Osten her dringt der Meeresarm der Tethys in den Superkontinent Pangäa ein (verändert nach SCHOLZ & SCHOLZ 1995).

In der Folgezeit kam es am Ende der Trias (vor ca. 210 Mio. Jahren) zur Krusten-
dehnung zwischen Europa und Afrika. Dies führte einerseits zum Zerbrechen der
Karbonatplattformen und andererseits zur Absenkung der kontinentalen Kruste
(LEMOINE & TRÜMPY 1987). Die Sedimentation von Gesteinsmaterial ging

natürlich auch in dieser Zeit kontinuierlich weiter, wobei jetzt Gesteine zur Sedimentation gelangten, die eher für tiefere Meeresbereiche typisch sind (Allgäu-Formation, *siehe Abb. 3*). Durch die Dehnung entstand ein neues Relief aus Schwellen- und Beckenregionen. Wegen deren unterschiedlichen Wassertiefen wurden dort Gesteine unterschiedlicher Fazies (Ausbildung) abgelagert (*siehe auch Kap. 3*).

Abb. 3: Stark schematische Darstellung der Gesteinsformationen, die von der Trias bis zur Kreide in einem Meeresbereich abgelagert wurden, der stark durch Schwellen- und Beckenbereiche gegliedert war.



Durch das „Aufreißen“ des Atlantischen Ozeans zwischen dem heutigen Amerika und Afrika/Eurasien ab dem mittleren Jura (vor ca. 165 Mio. Jahren), bewegte sich Afrika relativ zu Europa nach Osten. Im Bereich des heutigen Mittelmeeres entstand dadurch eine durch zahlreiche tiefe „Krustenrisse“ charakterisierte Störungszone, entlang derer sich die europäische und afrikanische Platte sinistral (linkssinnig) gegeneinander verschoben (PFIFFNER 1992). In Folge dieser Plattenbewegung wurden die wichtigsten Hauptelemente der heutigen Alpen angelegt. Es bildeten sich am Südrand von Europa das Helvetikum, am Nordrand von Afrika das Süd- und Ostalpin und dazwischen der Penninische Ozean als Zentralzone (TRÜMPY 1985) (*siehe Abb. 4*). Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen wurden im Ostalpin, also an der Afrikanischen Küste, abgelagert.

Abb. 4: Darstellung der wichtigsten Hauptelemente der Alpen am Ende der Jurazeit. Durch Krustendehnung zwischen Afrika (Ostalpin) und Europa (Helvetikum) kommt es zur Ausdünnung der kontinentalen Kruste und schließlich zur Bildung einer ozeanischen Kruste im Bereich des Penninischen Ozeans.



In der unteren Kreidezeit (vor ca. 120 Mio. Jahren) wurde die ostwärts gerichtete Verschiebung Afrikas durch eine Großplattenbewegung abgelöst, bei der sich die Platten nun aufeinander zu bewegten (PFIFFNER 1992). Dies führte zur Schließung des erst kurz zuvor entstandenen Penninischen Ozeans. Die entsprechende Subduktionszone, an der die ozeanische Kruste „verschluckt“ wurde, lag am Nordrand von Afrika. In Folge der Subduktion wurden die Gesteine des Ostalpins zu Beginn der späten Kreide (Cenoman) so eingeeengt, dass Sie von ihrem Untergrund abscheren und sich so der Deckenstapel ausbilden konnte, der heute die Nördlichen Kalkalpen aufbaut (*siehe Abb. 5*).

In Vorarlberg und Tirol besteht dieser Deckenstapel aus vier verschiedenen Decken. Von unten nach oben sind dies die Allgäu-, Lechtal- und Inntal-Decke, auf der noch kleinere Deckenreste (Klippen) der Krabachjoch-Decke liegen. Da die Ausbildung der einzelnen Gesteinsformationen in den Decken sehr ähnlich ist, geht man davon aus, dass sie ursprünglich dem gleichen Ablagerungsgebiet abgeleitet werden können. Dabei stammt die heute am höchsten liegende Decke ursprünglich aus dem südlichsten Bereich, wurde also am weitesten nach Norden überschoben.

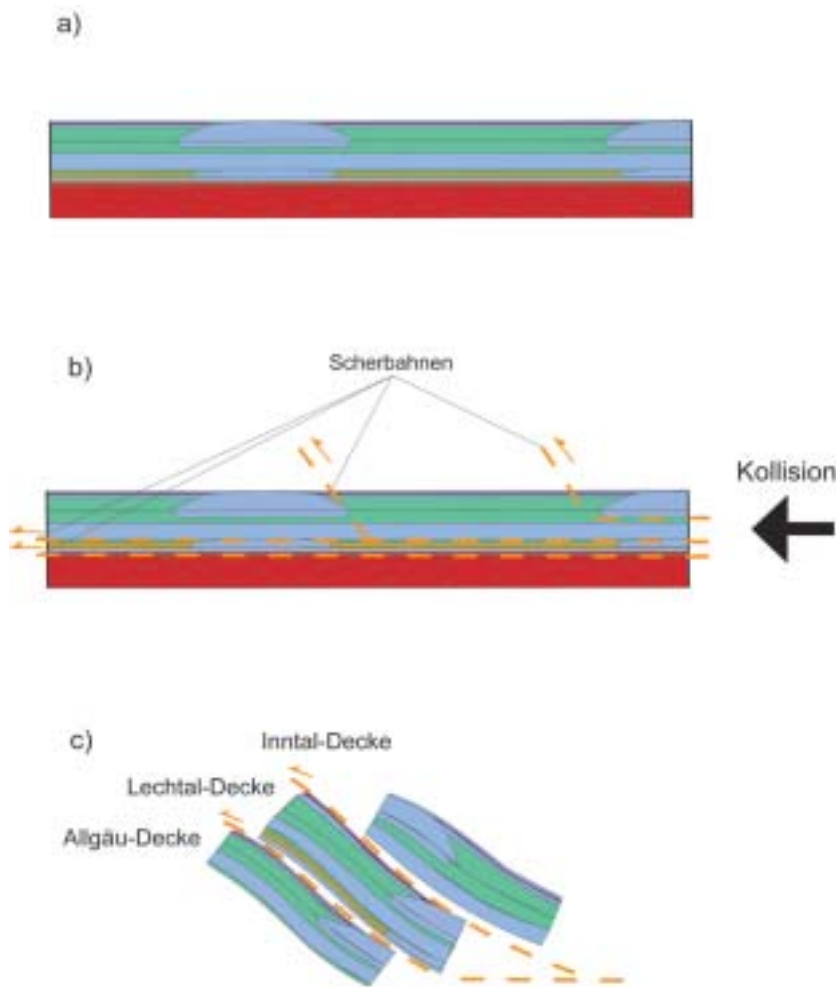


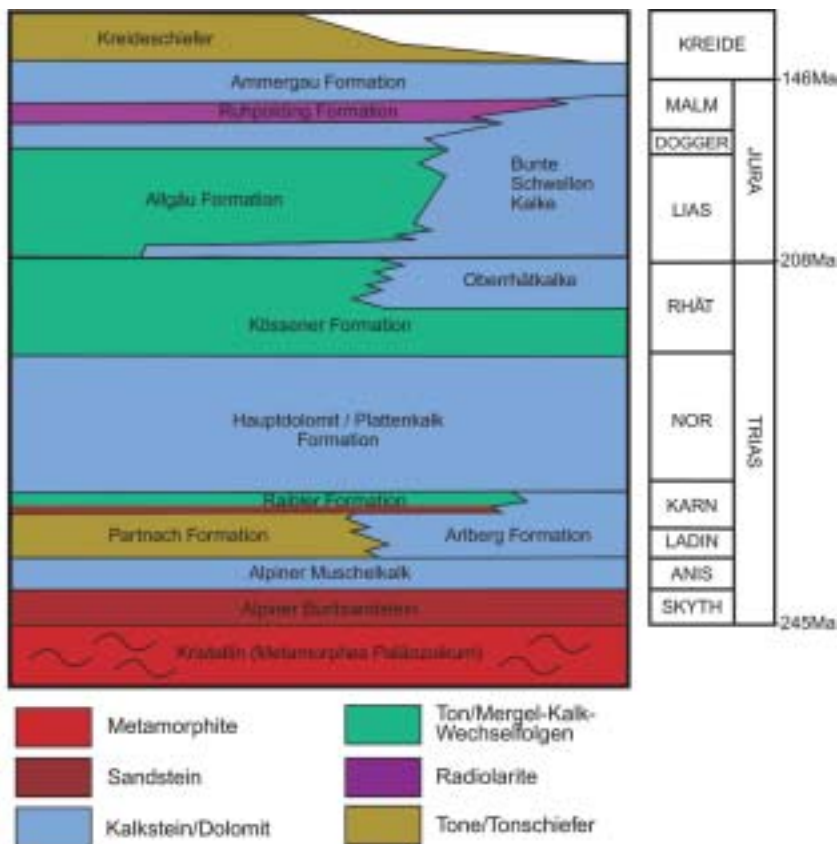
Abb.5: (a) Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen wurden in einem Dehnungs- (Extensions-)bereich abgelagert. (b) In der Kreidezeit kam es zur Kompression und letztendlich zur Kollision von Europa und Afrika. Hierbei wurden zahlreiche Deckenstapel an sogenannten Scherbahnen abgetrennt. (c) Die Decken, die früher nebeneinander lagen, sind heute übereinander geschoben.

Nachdem die gesamte ozeanische Kruste unter Afrika subduziert und in tiefere Krusten- bzw. Mantelbereiche abgeführt worden war, kam es im frühen Tertiär (vor ca. 50 Mio. Jahren) schließlich zur Kollision von Afrika mit Europa. Die Kollision hatte zur Folge, dass der ostalpine Deckenstapel (mit den Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen) zusammen mit den penninischen Deckeneinheiten auf den europäischen Kontinentalrand auffuhr. Bei diesem tektonischen Ereignis wurden die Gesteinseinheiten stark verfaultet und entlang zahlreicher Störungen

gegeneinander versetzt. Erst später – im jüngeren Tertiär – kam es zur Hebung des Alpengürtels und die Landschaft erhielt durch lang anhaltende erosive Tätigkeit, vor allem der Gletscher, ihr heutiges Aussehen.

3. Beschreibung der einzelnen Gesteinsformationen

Abb. 6: Überblick über die Gesteinsformationen der westlichen Lechtaler Alpen, deren Ausbildung und zeitliche Einordnung (Ma = Mio. Jahre) (verändert nach SCHOLZ & SCHOLZ 1995).



Die Gesteine in der Umgebung von Warth bestehen aus Gesteinsformationen, die gegen Ende der Trias und im Jura über einen Zeitraum von ca. 75 Mio. Jahren abgelagert wurden. Sie sind fast ausschließlich der bereits oben erwähnten Allgäu-Decke zugehörig. Lediglich die Karhorn-Klippe ist eine Fortsetzung der Lechtal-Decke.

Weil die Allgäu-Decke an der Raibler Formation abgeschert wurde, fehlen ihr im Gegensatz zur Lechtal-Decke die ältesten Gesteinsformationen aus dem Perm und der frühen Trias. Im nun folgenden Abschnitt sollen die Gesteinseinheiten der Allgäu-Decke näher beschrieben werden. Da sowohl die Adnet-, als auch die Ruhpolding- und die Ammergau-Formation in Bezug auf die in Kap. 4 beschriebenen Massenbewegungen und ihre Ursachen keine Bedeutung haben, wurden sie in diesem Artikel nicht berücksichtigt. Das Gleiche gilt auch für die Quartären Ablagerungen wie z.B. Moräne oder Hangschutt.

3.1 Hauptdolomit

Der Hauptdolomit ist in den nördlichen Kalkalpen einer der wichtigsten Gipfelbildner. So sind im Untersuchungsgebiet die Gipfel des Karhorns und der Mittagspitze aus Hauptdolomit aufgebaut. Auch der Widderstein und der Biberkopf, die unmittelbar an das Gebiet angrenzen, bestehen aus dieser Gesteinsformation, die im Nor, einer Stufe der Trias abgelagert wurde. Damals, also vor ca. 220 Mio. Jahren, gab es zahlreiche Lagunen, die sich hinter den Dachstein-Riffen in der sogenannten Back-reef-Fazies gebildet hatten. In diesen Lagunen war die Zirkulation des Wassers sehr gering und der Salzgehalt höher als in offenen Meeresbereichen. Unter diesen Bedingungen lagerte sich im Laufe der Jahr-millionen feines, kalkhaltiges Material ab, das schon bald nach seiner Ablage- rung syndiagenetisch in Dolomit umgewandelt wurde (OBERHAUSER 1980).

Betrachtet man die Felswände des Hauptdolomits, so fällt in erster Linie die gute Schichtung, bei mächtigeren Lagen auch als Bankung bezeichnet, auf. Die Höhe, auch Mächtigkeit genannt, der einzelnen Bänke beträgt zwischen 20 cm und 1 m. Schlägt man mit dem Hammer aus dem Fels ein Gesteinsstück heraus, kann man sehr schön seine dunkelgraue Farbe erkennen. Außerdem fällt auf, dass das Gestein nach Schwefelwasserstoff (H_2S) riecht, was auf einen hohen organischen Anteil (Bitumen) zurückzuführen ist.



Abb. 7: Grau-brauner, gut gebankter Hauptdolomit am Koblat. Die Bänke weisen eine deutliche Faltung auf. Höhe des Bildausschnitts ca. 15 m.

Eine Besonderheit der Hauptdolomitformation im Hochtannberggebiet stellt ein schieferführender, auffallend dunkler Dolomithorizont im oberen Bereich der Abfolge dar. Es handelt sich dabei um stark bituminöse Karbonate, die bereichsweise eine reichhaltige Fischfauna konserviert haben, z.B. in Seefeld in Tirol oder im Wiestal bei Salzburg. Als Bildungsmilieu dieser Schichten funktionieren isolierte Becken, Buchten und kolkartige Vertiefungen der Hauptdolomitlagune, in denen schwefelwasserstoffreiche Bodenwässer das Absterben der Fauna bewirkten (CZURDA 1973).

Ist der Hauptdolomit länger der Verwitterung ausgesetzt, geht die dunkelgraue Farbe des „frischen“ Gesteins in eine graubraune, oftmals auch gelbe Farbe über. Darüber hinaus beginnt der Hauptdolomit bei einsetzender Verwitterung in kleine, sandige Partikel zu zerfallen. Grund für diese Vergroßerung ist eine starke Brekzierung einiger Lagen, welche vor allem in den Bereichen auftritt, in denen das Gestein tektonisch stark beansprucht wurde. Durch diese tektonische Beanspruchung wird das Gestein an zahlreichen kleinen Dislokationen gegeneinander versetzt und somit stark zerrüttet. Die dabei zwischen den kantigen Bruchstücken entstandenen Zwischenräume sind gelegentlich durch Calcit neu verfüllt worden, meist jedoch offen geblieben. Dadurch ist der Gesteinsverband im Bereich der Brekzierung äußerst instabil und zerfällt sehr leicht bei einsetzender Verwitterung. Diese Verwitterungsanfälligkeit ist der Grund dafür, warum sich unterhalb von Hauptdolomitmäulen weitläufige, aus scharfkantigen Trümmern aufgebaute, Schuttfächer befinden.

3.2 Plattenkalk

Der Plattenkalk tritt in der oberen Trias (vor ca. 213 Mio. Jahren) als unregelmäßige fazielle Vertretung des Hauptdolomits auf. Er wurde ebenfalls in einem seichten, jedoch langsam absinkenden Sedimentationsraum abgelagert, wodurch sich die Lebensbedingungen merklich besserten und dadurch zunehmend kalkige Sedimentation einsetzte.

Der Plattenkalk besitzt eine dunkelgraue Farbe, ist teilweise recht bituminös und entwickelt sich progressiv aus dem oberen Hauptdolomit durch zunehmende Einschaltung von Kalkbänken in die dolomitischen Lagen. Er ist gut gebankt im 10 cm bis 50 cm-Bereich, wobei die einzelnen Bänke teilweise eine sehr feine Lamination aufweisen. Sind die Lagen mergelig ausgebildet, so verwittern sie beigefarben in sanften Formen. Bei höherem Kalkgehalt bekommt er eine blaugraue Farbe, die Verwitterungsformen sind eher schroff. Gelegentlich finden sich als Besonderheit auf den plattig ausgebildeten Schichtoberflächen reiche Fossilansammlungen von Kleinschnecken (*Rissoa alpina*) und Algenlamination.

3.3 Kössener-Formation

Die Kössener-Formation ist die nächstfolgende Gesteinsformation, die dem Hauptdolomit bzw. dem Plattenkalk aufliegt. Sie besteht aus zwei Gesteinseinheiten, die im Folgenden näher beschrieben werden. Zum einen sind dies die hauptsächlich tonig-mergeligen Kössener-Schichten und zum anderen der kalkige Oberrhätalk.

3.3.1 Kössener-Schichten

Die Kössener-Schichten wurden in der Oberen Trias (Rhät, vor ca. 210 Mio. Jahre) in einer Phase abgelagert, in der sich die Verbindung der ehemaligen Hauptdolomit-Lagune zum offenen Meer verbesserte und langsam auf den gesamten Lagunenbereich ausdehnte (OBERHAUSER 1980). Somit wurden diese Gesteine in Beckenbereichen, die sich nördlich und westlich des großen Dachsteinriffkomplexes befanden, sedimentiert.

Im Gelände sind die Kössener-Schichten oft nur sehr schwer zu erkennen. Dadurch, dass sie hauptsächlich aus Ton und Mergel bestehen, also sehr weichen Gesteinen, die der Verwitterung kaum Widerstand leisten, bilden sie keine Felswände aus wie z.B. der Hauptdolomit. Die Tonlagen besitzen eine dunkelbraune Farbe, im feuchten Zustand erscheinen sie nahezu schwarz. In diese dunklen Ton/Mergellagen sind immer wieder dunkelgraue, pyrithaltige Kalke zwischengeschaltet, welche ockerfarben, gelegentlich auch rötlich-violett verwittern. Sie sind gut geschichtet bis gebankt und enthalten oftmals Fossilien, wobei man v.a. Korallen und Anhäufungen von Muschelschalenbruchstücken (Lumachellen) beobachten kann.



Abb. 8: Deutliche Wechsellagerung von dunklen, stark tonigen und hellen, kalkig-mergeligen Lagen. In der gesamten Abfolge der Kössener-Schichten dominieren die weichen Tonlagen, welche meist stark zerschert sind und der Verwitterung wenig Widerstand leisten können.

3.3.2 Oberrhätkalk

Die Oberrhätkalke entstanden in einem flachem Meeresbereich, in etwa 30 – 40 m Wassertiefe. Dort kam es in der Trias aufgrund der Lebenstätigkeit riffbildender Organismen, hauptsächlich von Korallen, zur Ausbildung weitläufiger, massiger Riffkörper. Diese Riffe existierten oft vom Ende der Trias bis in den frühesten Jura hinein (vor 210 – 205 Mio. Jahren) und starben dann aufgrund von klimatischen Veränderungen ab (FABRICIUS 1962).

Die Oberrhätkalke sind im Gelände oft schon von weitem als schroffe, hellgrau bis weiß verwitternde Felsrippen erkennbar. Im frischen, also unverwitterten Zustand, zeigt das Gestein eine dunkelgraue Färbung, die gut ausgebildete Bankung liegt meist im Meterbereich. Da die Flächen, unter denen Oberrhätkalk liegt, landwirtschaftlich nicht genutzt werden, sind sie im Untersuchungsgebiet häufig durch dichten Waldbestand charakterisiert. Ein besonders markantes Merkmal der Oberrhätkalke sind die ausgeprägten Karsterscheinungen. So sind an exponierten, der Verwitterung ausgesetzten Lagen tiefe Rillen, sogenannte Rillenkarren, zu beobachten. Darüber hinaus kommen auch vereinzelt Dolinen vor.

Abb. 9: Gut gebankter Oberrhätkalk unterhalb der Rappenspitze. Die Höhe der Felswand beträgt ca. 120 m.



3.4 Allgäu-Formation

Die Allgäu-Formation wurde während des frühen und mittleren Jura (vor 208 – 157 Mio. Jahren) in Form von Turbiditen abgelagert (EBERLI 1987). Ein Turbidit ist ein Trübe- oder Suspensionsstrom, der aus großen Mengen von kleinen Sedimentteilchen besteht, die in Suspension – also in Schwebelage – gehalten werden. Solche Trübestrome entstehen, wenn sich an untermeerischen Hängen größere Mengen Sediment ablösen und mit großer Geschwindigkeit in tiefere Beckenbereiche strömen (vgl. RUFF et al. 2002). Verursacht wurden die turbiditischen Zyklen durch die Öffnung des Penninischen Ozeans im Jura, wodurch sich schmale aber tiefe Beckenbereiche bildeten.

Allgemein werden zwei Megazyklen der Karbonatsedimentation von einem Horizont tonig-mergeliger Sedimentation getrennt (JACOBSHAGEN 1962). Somit ergibt sich eine Gliederung der Formation in die Unteren (kalkigen), Mittleren (tonig-mergeligen) und Oberen Allgäu-Schichten (wiederum kalkig).

Die Allgäu-Formation ist die im Untersuchungsgebiet am häufigsten vorkommende Gesteinsformation. Sie bestehen vor allem bei den Unteren und Oberen Allgäu-Schichten aus sehr gut gebankten, mittel- bis dunkelgrauen Kalken und Mergeln, die bei der Verwitterung in Folge der Oxidation von fein verteiltem Pyrit eine schmutzig-gelbbraune Farbe annehmen. Die Mittleren Allgäu-Schichten besitzen einen deutlich höheren Mergelgehalt als die Unteren und Oberen Allgäu-Schichten. Diese Mergellagen sind von dunkelgrauer Farbe und fein geschichtet. Gelegentlich kann man in den Mittleren Allgäu-Schichten auch sogenannte Manganschiefer-Komplexe beobachten. Sie bestehen aus nahezu schwarzen Tonschichten, auf deren Schichtoberflächen man einen bläulichen Glanz erkennen kann.



Abb. 10: Schön geschichtete Kalke der Unteren Allgäu-Schichten. Verursacht wird die gute Schichtung durch relativ weiche, dunkelbraun verwitternde Mergellagen, die zwischen den härteren hellbraunen Kalkbänken ausgebildet sind.

4. Massenbewegungen

In alpinen Regionen treten eine Vielzahl von verschiedenen Massenbewegungen wie Fels- oder Bergstürze, Rutschungen, Muren, Schlammströme etc. auf. Obwohl auch im Kalkalpin rund um Warth einige dieser Mechanismen wirksam sind, sollen im Folgenden nur die Rutschungen und die Blockgleitungen exemplarisch vorgestellt werden.

4.1 Rutschungen

Eine Rutschung oder Gleitung ist die schnelle Hangabwärtsbewegung (einige Meter pro Minute) einer zusammenhängenden Masse entlang einer vorgegebenen Gleitfläche. Gleitflächen können dabei sowohl schon im Gestein existierende Trennflächen sein (z.B. Schichtung oder Schieferung) oder durch Bruch neu entstehen. Bei letzterem ist die Gleitfläche meist listrisch gebogen und die bewegte Masse rutscht nicht nur bergab, sondern wird auch rotiert. Aufgrund dieser rotierenden Bewegung spricht man in diesem Fall von einer Rotationsrutschung. Solche Rutschungen treten häufig in Lockergesteinen wie Moränen oder Verwitterungsauflagen auf.

Rutschungen, die in Festgestein auftreten, bewegen sich oftmals entlang vorgegebener ebener Gleitflächen. Da die Rutschung hierbei ohne Rotationsbewegung erfolgt und die bewegte Masse entlang der ebenen Gleitfläche um einen Translationsbetrag versetzt wird, bezeichnet man diese Art der Bewegung als Translationsrutschung. Dieser Typus von Massenbewegung tritt häufig in Sediment- oder metamorphen Gesteinen auf, da in solchen Gesteinstypen ebene Gleitflächen oftmals bereits vorgezeichnet sind.

Der in der Natur wohl am häufigsten auftretende Rutschungstyp ist jedoch die sogenannte Kombinierte Rutschung, da die Gleitfläche in den meisten Fällen keinem der beiden vorangegangenen Rutschungsarten eindeutig zugeordnet werden kann. Sie ist daher eine Kombination aus Rotations- und Translationsrutschung und besitzt sowohl gekrümmte, als auch ebene Gleitflächenanteile. Grund für die unterschiedliche Ausbildung der Gleitfläche sind Festigkeitsunterschiede innerhalb der bewegten Masse.

Ursachen für Rutschungen sind oftmals ungünstige Lagerungsverhältnisse des Gesteins. Dies ist dann gegeben, wenn die Trennflächen im Gestein annähernd parallel zum Hang einfallen bzw. hang auswärts orientiert sind (vgl. RUFF et al. 2002).

4.2 Blockgleitung

Unter dieser Art der Massenbewegung versteht man im Wesentlichen das Auseinanderbrechen und anschließende Auseinanderdriften starrer Felsschollen auf einer plastisch deformierbaren Unterlage, ohne Ausbildung einer erkennbaren Gleitfläche. Mitunter wird diese spezielle geologische Situation, also die Lagerung von homogenem, festem Gestein auf einem inhomogenen, leicht verformbaren Lockermaterial auch als sogenanntes „Hart auf Weich“-System bezeichnet.

Auch im Untersuchungsgebiet rund um Warth lassen sich einige Gesteinseinheiten diesem System zuordnen. Als plastische Unterlage treten dabei die Gesteinsformationen auf, die hauptsächlich aus mergeligen oder tonigen Lagen aufgebaut werden und somit einen hohen Gehalt an Tonmineralen aufweisen. Dies sind sowohl die Kössener-Schichten, die, wie im vorigen Kapitel bereits beschrieben, größtenteils aus dunklen Mergelserien bestehen, als auch die Mittleren Allgäu-Schichten, die aus einer Kalk-Mergel-Wechselfolge aufgebaut werden und vor allem in den mergeligen Lagen einen hohen Tonmineralgehalt besitzen. Diese Tonminerale reagieren auf Druck mit plastischer Deformation,

das heißt die Tonminerale gleiten entlang einem sie umgebenden dünnen Wasserfilm aneinander vorbei. Somit ist das plastische Verhalten der Tone stark vom Wassergehalt abhängig. Im Falle einer Wassersättigung bzw. -übersättigung, wie sie nach starken Niederschlägen oder nach der Schneeschmelze auftreten können, nimmt die plastische Verformung tonmineralhaltiger Gesteine daher meist merklich zu. Sind die Schichten aus Mergeln oder Tonsteinen hingegen trocken, verhalten sie sich spröde. Man bezeichnet diese Gesteine daher auch als wechselfeste Gesteine.

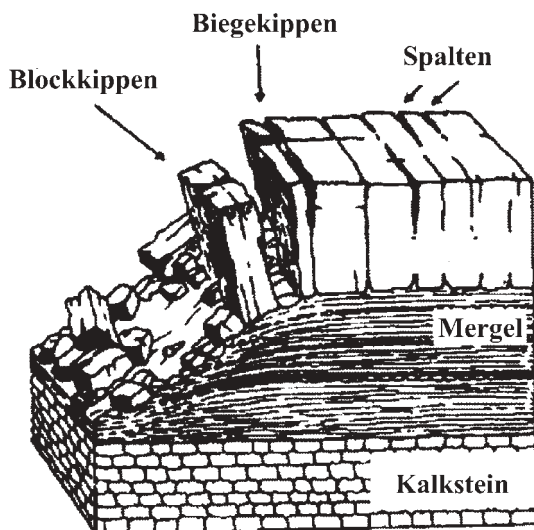


Abb. 11: Schematische Darstellung von Blockbewegungen (Kalkstein) auf einer plastisch deformierbaren Unterlage (Mergel) nach DIKAU et al. 1996. Nachdem sich die Blöcke von der großen Kalkscholle gelöst haben, kippen sie nach vorne über und stürzen die Böschung hinab.

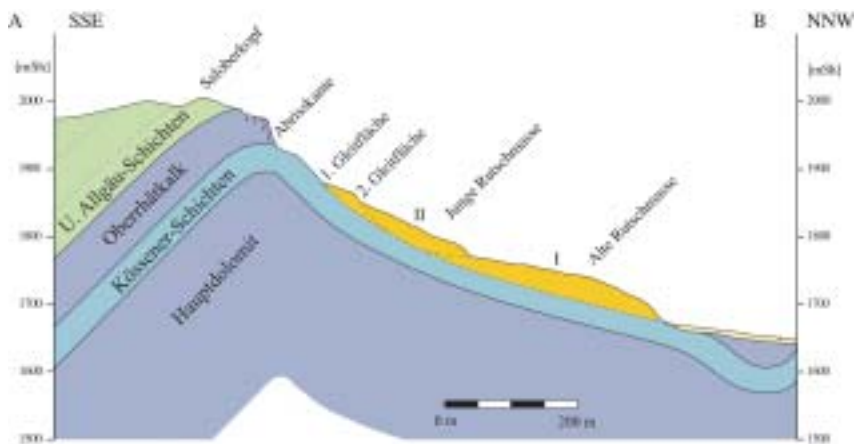
Als starre (rigide) Blöcke oder Schollen treten im Untersuchungsgebiet die Oberrhätkalk auf, welche aus überwiegend massivem Kalkstein aufgebaut werden. Diese Gesteine reagieren auf Druck und Deformation mit sprödem Bruch. Beginnt eine Oberrhätkalk-Scholle nun auf den plastischen Gesteinen zu rutschen bzw. hang abwärts zu gleiten, gerät sie unter enorme Spannungen, welche die Ausbildung eines Dehnungsbruchs bzw. einer Abrisskante zur Folge haben. Die abgebrochene Kalkscholle entfernt sich daraufhin als mehr oder weniger geschlossener Block zusehends vom Abrissbereich weg, wobei man in Bewegungsrichtung eine deutliche Zunahme der Versatzbeträge und eine zunehmende Zerlegung der Schollen in kleinere Einheiten beobachten kann (siehe Abb. 11).

5. Fallbeispiele

5.1 Fallbeispiel Schulmahd-Rutschung

Der Schulmahd-Rutschung liegt im Wesentlichen das im vorigen Kapitel beschriebene System „Hart auf Weich“ zugrunde (s.o.). So bilden die tonig-mergeligen Schichten der Kössener-Formation die weiche, plastische Unterlage und der Oberrhätalk die harten, rigiden Felschollen, die sich auf dem plastisch deformierten Substrat hang abwärts bewegen. Diese Lagerungsverhältnisse sind auch im Profil (Abb. 12) ersichtlich, wobei hier ein Schnitt durch die Rutschmasse – parallel zur Bewegungsrichtung – gelegt wurde, um noch einmal die Mechanismen und die wichtigsten Elemente der Rutschung zu verdeutlichen.

Abb. 12: Profil der Schulmahd-Rutschung mit Darstellung der beiden gelb eingezeichneten Rutschmassen. Lage des Profils siehe Abb. 15.



Will man dem Rutschungsereignis ein Bewegungsmodell zugrundelegen, kann man davon ausgehen, dass sich das Material zunächst als mehr oder weniger geschlossener Block von der Felswand abgelöst hat und dann in eine Gleitbewegung übergegangen ist, wobei es hierbei zu einer Zerkleinerung des Blocks in mehrere Einheiten kam.

In der folgenden Phase muss es zu einer erheblichen Beschleunigung der Felsblöcke gekommen sein, so dass die Massenbewegung in eine Translationsrutschung überging und es zur Ablagerung zweier zeitlich getrennter Rutschungsereignisse kam. Wie im Profil (Abb. 12) deutlich zu erkennen ist, biegen die Gesteinsschichten im Bereich der Abrisskante um und fallen dann nach Norden, mehr oder weniger hangparallel, ein. Die Hangneigung beträgt dabei unterhalb der Abrisskante bis zu 45°, wobei die Kössener-Schichten im oberen Hangbereich sogar mit bis zu 60° nach Norden, also hang abwärts einfallen. Diese Lagerungsverhältnisse sind vermutlich die Hauptursache für die Translationsrutschung. Denkbar ist natürlich auch, dass starke Niederschläge eine entscheidende Rolle gespielt haben. Da die Riffkalk-Schollen stark verkarstet sind, versickert das Wasser sehr schnell in den im Gestein ausgebildeten Spalten- und

Röhrensystemen, bis es auf die wasserundurchlässigen Tonlagen der Kössener-Schichten trifft. Diese stellen folglich einen Stauhorizont dar, der durch den erhöhten Porenwasserdruck im Kontaktbereich zwischen den Oberrhätalk- und den Kössener-Schichten die haltenden Kräfte reduziert.



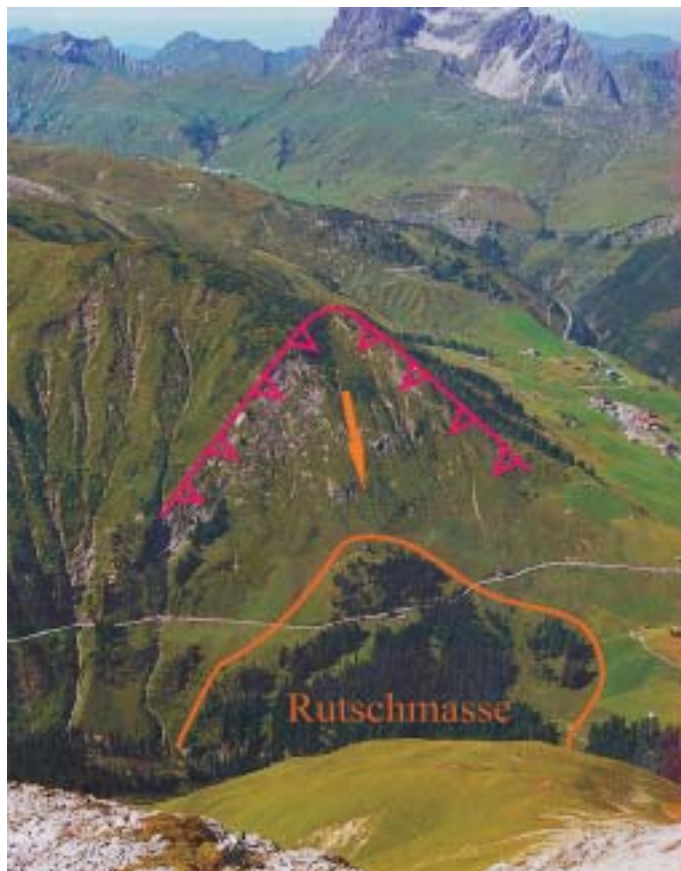
Abb. 13: Schulmahd-Rutschung oberhalb der Kuchlbahn-Talstation. Die Abrisskante im Oberrhätalk ist rot eingezeichnet.

Die Rutschmasse der Schulmahd-Rutschung ist ca. 400 m – 450 m lang, bis zu 300 m breit und maximal ca. 25 m – 30 m tief. Sie besteht aus sehr schroffen Riffkalk-Felsblöcken, wobei einige Blöcke mehrere Meter Durchmesser besitzen. Wie eingangs bereits erwähnt, lässt sich die Rutschung in zwei Rutschkörper unterteilen, die zeitlich getrennten Ereignissen entsprechen. Die jüngere Rutschmasse liegt der älteren und bedeutend größeren Rutschmasse auf. Sie ist ca. 200 m – 250 m lang, ca. 100 m breit und 10 m bis maximal 15 m tief. Da beide Rutschmassen bewachsen sind, kann man davon ausgehen, dass die Rutschungen bereits einige 100 Jahre zurückliegen und momentan vermutlich nur extrem langsame Bewegungen stattfinden. Dass Bewegungen stattfinden, erkennt man an vereinzelt auftretenden Spalten im Felsplateau oberhalb der Felswand (Zerrspalten), die parallel zur Abrisskante angeordnet sind. Diese Zerrspalten sind allerdings ausnahmslos mit Erdmaterial verfüllt, ebenfalls ein Hinweis auf eine eher langsame Deformation des Gesteins.

5.2 Fallbeispiel Wannenkopf-Rutschung

An der Ostflanke des Wannenkopfs südlich von Warth ist ca. 70 m – 100 m unterhalb des Gipfels eine große Translationsrutschung in den Unteren Allgäu-Schichten ausgebildet. Sie verläuft etwa 200 m nach dem südlichen Ortsausgang von Warth durch die B 198. Die Wannenkopf-Rutschung besteht aus einer etwa 400 m langen, bis zu 350 m breiten und vermutlich bis zu 40 m tiefen Rutschmasse. Schon von weitem ist die Abrisskante in den braunen Kalken der Unteren Allgäu-Schichten deutlich erkennbar (siehe Abb. 14).

Abb. 14: Blick von der Mittagspitze nach Westen auf die Wannenkopff-Rutschung. Die Abrisskante ist rot eingezeichnet, die Bewegungsrichtung durch den gelben Pfeil verdeutlicht. Die bewegte Masse ist ca. 300 – 350 m hang abwärts gerutscht, so dass die B 198 direkt durch die Rutschmasse verläuft. Im Hintergrund ist der Widderstein zu erkennen, der aus Hauptdolomit besteht.

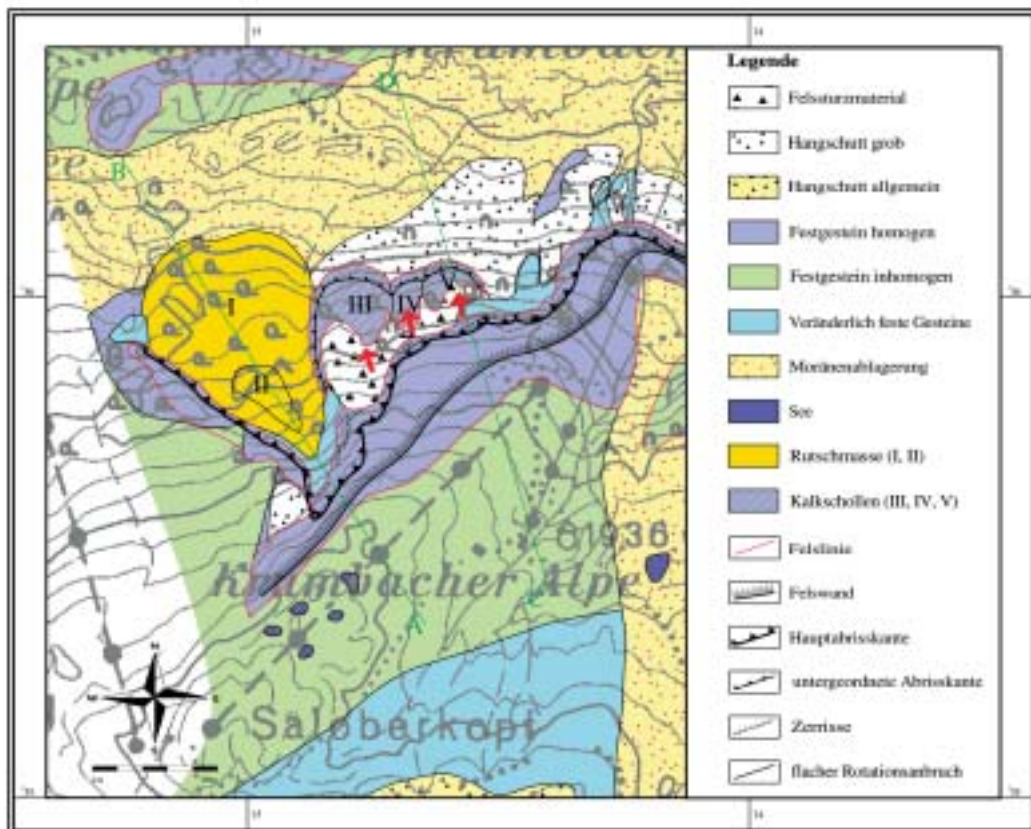


Die Ursache für diese Translationsrutschung ist in diesem Fallbeispiel nicht – wie im vorangegangenen Beispiel der Schulmahd-Rutschung – auf ein ungünstiges Einfallen der Schichtflächen zurückzuführen, sondern gründet im Auftreten zahlreicher Schieferungs- und Kluftflächen. Entlang einer der Kluftflächen hat sich das Material gelöst und ist ca. 200 m hang abwärts gerutscht. Entstanden sind die Kluft- und Schieferungsflächen, die mit ca. 45° mehr oder weniger parallel zum Hang bzw. in Richtung B 198 hin einfallen, durch starke tektonische Beanspruchung und Faltung des Gesteins. So liegt die Rutschung in einem Bereich, in dem zahlreiche Kleinfalten mit Wellenlängen im 10er Meter Bereich auftreten. Diese Kleinfalten sind auch der Grund dafür, dass die Gleitfläche nicht völlig eben, sondern leicht gewellt ist.

Die Rutschung ereignete sich wahrscheinlich bereits kurz nach dem Ende der letzten Eiszeit, da nach der Eisschmelze der Gegendruck auf die durch den Gletscher übersteilten Talflanken fehlte. Heute scheint die Rutschung zum Stillstand gekommen zu sein. Es konnten jedenfalls keine Hinweise auf akute Bewegungen gefunden werden. Auch die B 198 weist nur geringe Schäden auf, die nicht unbedingt auf momentan stattfindende Bewegungen schließen lassen. Trotzdem könnten z.B. Baumassnahmen entlang der B 198, die eine Versteilung des Hangbereichs zur Folge hätten, durchaus eine neuerliche Bewegung auslösen.

5.3 Fallbeispiel Schulmahd-Blockgleitung

Unmittelbar an die bereits beschriebene Schulmahd-Rutschung grenzen im Osten mächtige Oberrhätkalkschollen (III, IV, V) an, die auf Kössener-Schichten lagern (siehe Abb. 15). Folglich liegt auch diesem Bereich das System „Hart auf Weich“ zugrunde.



Die Oberrhätkalk-Schollen sind der eigentlichen Felswand bzw. Abrisskante ca. 50 m bis 100 m vorgelagert. Die Abrisskanten bilden dabei recht markante Steilwände mit bis zu 60 m Höhe. Unmittelbar unterhalb der Felswände befinden sich weitläufige Schuttfächer aus groben Blöcken, die in Form von Steinschlägen von der Felswand abgebrochen sind.

Die Schollen haben sich äquivalent zur Schulmahd-Rutschung in einer ersten Phase von der Felswand gelöst und sind dann in eine Kriechbewegung übergegangen. Dabei handelt es sich im Wesentlichen um drei starre Schollen, die nur durch geringe Abstände von wenigen Metern voneinander getrennt sind. Auch sie bilden nach Norden hin sehr steile Felswände mit bis zu 60 m Höhe, unterhalb derer sich große Schuttfächer ausgebildet haben. Alle drei Schollen bewegen sich in die gleiche Richtung und zwar ziemlich genau nach Norden.

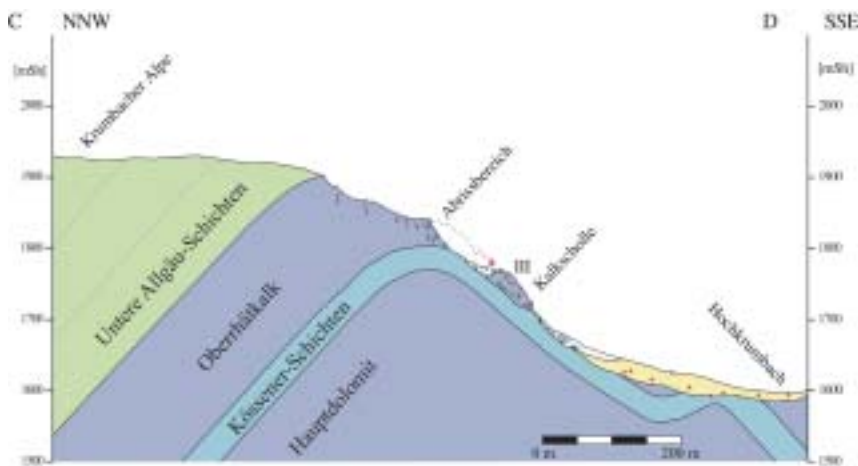
Abb. 15: Geotechnische Karte der Schulmahd-Rutschung mit gelb eingezeichneter Rutschmasse im linken Bildbereich und der Schulmahd-Blockgleitung mit den schraffierten Blöcken im mittleren Bildbereich, sowie die Lage der beiden Profile AB und CD. Die Bewegungsrichtungen der Blöcke sind durch rote Pfeile dargestellt.

Abb. 16: Foto der Schulmahd-Rutschung im rechten Bildbereich und der Schulmahd-Blockgleitung auf der linken Bildseite. Die Abrisskante im Oberhätalk ist rot eingezeichnet.



Die westliche Scholle (III) ist die Größte und bewegt sich etwas schneller als die beiden kleineren angrenzenden Schollen IV und V (siehe Abb. 16). Außerdem führt sie eine rotierende Bewegung aus und ist daher etwas stärker hang abwärts geneigt als die beiden anderen Schollen. Eine Ursache für die unterschiedliche Neigung liegt eventuell darin begründet, dass die kleineren Schollen neben der translativen- auch eine „sackende“ Bewegungskomponente beinhalten, wohingegen die große Scholle sich vermutlich fast rein translativ bewegt. Es ist daher durchaus denkbar, dass sich die Deformation der großen Scholle – wie im Falle der Schulmahd-Rutschung – in Zukunft noch beschleunigt und es letztendlich zu einer Translationsrutschung kommt.

Abb. 17: Schematisches Profil der Schulmahd-Blockgleitung. Mit einem roten Pfeil ist die Bewegung der Kalkscholle (III) auf den plastisch deformierbaren Kössener-Schichten verdeutlicht. Gut erkennbar ist auch das Umbiegen der Schichten im Bereich des Abrisszone. Lage des Profils siehe Abb. 15.



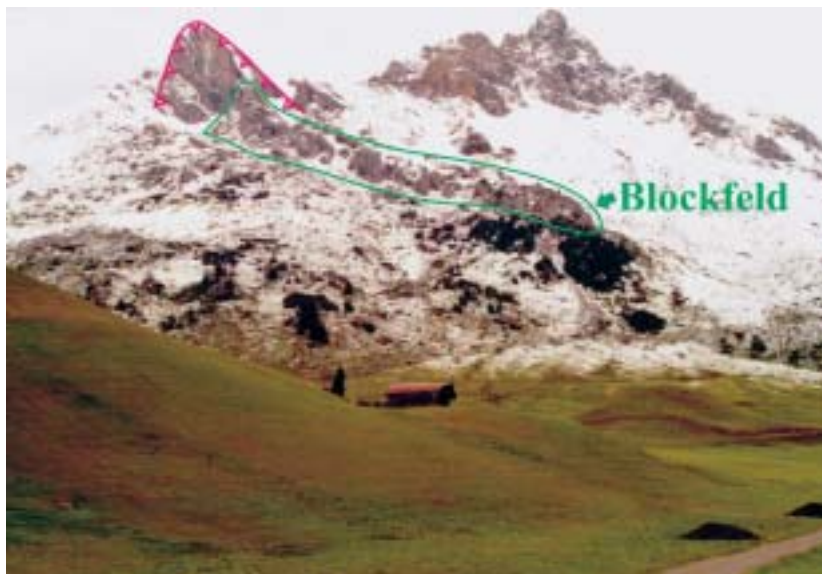
Ein anderer Grund für die differenten Neigungsbeträge könnten aber auch in den sich ändernden Lagerungsverhältnissen zu finden sein. So liegen die Kössener-Schichten unmittelbar unterhalb der Abrisskante mehr oder weniger horizontal und biegen dann nach Norden um (*siehe Abb. 17*). Sie fallen somit mit Werten um die 45° genau hangparallel ein, wobei die Oberrhätalk-Schollen eventuell dieser Veränderung Folge leisten und mit fortschreitender Bewegung nach vorne kippen.

5.4 Fallbeispiel Auenfelder Horn-Blockgleitung

Das Auenfelder Horn ist ca. 800 m nordwestlich vom Karhorn gelegen. Beide Gipfel gehören zusammen mit dem Warther Horn zur sogenannten Karhorn-Klippe, einem Deckenrest der Lechtal-Decke, die auf der Allgäu-Decke liegt. Somit ergibt sich eine etwas andere geologische bzw. tektonische Situation als in den vorangegangenen Beispielen, da in diesem Fall andere Lagerungsverhältnisse herrschen, die nicht der normalen Schichtabfolge entsprechen. Trotzdem ist auch hier das System „Hart auf Weich“ die Ursache für großräumige Bewegungen, die in diesem Fall allerdings etwas schwieriger zu erfassen sind, als in den Fallbeispielen davor.

Im Bereich des Auenfelder Horns sind die Gesteinseinheiten der Kössener-Formation (Oberrhätalk und Kössener-Schichten), welche zur Lechtal-Decke gehören, auf Schichten der Mittleren Allgäu-Schichten, die zur Allgäu-Decke gehören, überschoben worden. Der Oberrhätalk stellt wiederum das rigide Festgestein dar. Die plastische Unterlage bilden dieses Mal nicht die Kössener- sondern die Allgäu-Schichten. Obwohl die Mittleren Allgäu-Schichten eine Kalk-Mergel-Wechselfolge darstellen, dominieren die mechanischen Eigenschaften der tonig-mergeligen Partien gegenüber denen der kompetenten kalkigen Lagen. Hinzu kommt noch, dass die Allgäu-Schichten die „Gleitbahn“ für die Deckenüberschiebung der Lechtal-Decke bildeten. Somit sind die Allgäu-Schichten aufgrund der tektonischen Beanspruchung entsprechend stark zerschert, was ihre Festigkeit reduziert hat. Aber nicht nur die Mittleren Allgäu-Schichten, sondern auch der Oberrhätalk wurde tektonisch stark beansprucht, so dass es zur Ausbildung eines senkrecht aufeinander stehenden Kluftsystems kam. Entlang einer der Hauptkluftrichtungen, die mit ca. 170° in Nord-Süd-Richtung verläuft und mit 70° nach Westen einfällt, hat sich ein großer Block gelöst und gleitet nun auf den Mittleren Allgäu-Schichten in westliche Richtung den Hang hinab.

Abb. 18: Blockgleitung an der Westseite des Auenfelder Horns. Die Abrisskante ist rot eingezeichnet. Die Länge des Blockfelds beträgt etwa 400 m, wobei die Kalkschollen mit zunehmender Bewegungsrate in immer kleinere Blöcke zerfallen. Blick vom sog. Auenfeld nach Osten.



Die Abrisskante ist innerhalb des Oberrhätkalks deutlich ausgebildet, verliert sich jedoch weiter südlich in den Kössener-Schichten. Mit zunehmender Bewegungsrate zerfällt der Oberrhätkalkblock in kleinere Schollen, die meist nur wenige Meter voneinander getrennt sind (*siehe Abb. 18*). Dabei erreichen die einzelnen Blöcke teilweise Volumina von mehreren 100 m^3 bis ca. 1000 m^3 . Das Blockfeld ist ca. 200 m lang und maximal 300 m breit. Sowohl ober- als auch unterhalb des Blockfelds sind großräumige Schuttfächer ausgebildet, die teilweise aus Blöcken von mehreren $10\text{-er } \text{m}^3$ Volumen bestehen. Einige dieser Blöcke sind bis zum Talgrund hinabgerollt bzw. gestürzt und kamen erst im Bereich der Oberauenfaldalpe zum Stillstand. Mit Steinschlag aus dem Blockfeld muss also weiterhin gerechnet werden.

6. Zusammenfassung und Ausblick

Die im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Fallbeispiele verdeutlichen den bereits eingangs erwähnten Zusammenhang zwischen den geologischen Rahmenbedingungen und daraus resultierenden Massenbewegungen. Für das Verständnis von Massenbewegungen und ihren Ursachen ist eine genaue Kenntnis über Ausbildung, Lagerung und tektonischer Beanspruchung der Gesteine daher unumgänglich. Eine sorgfältige Geländearbeit ist deshalb die wichtigste Grundlage aller weiteren Arbeiten.

Da die Blockgleitungen nur sehr langsame Bewegungen darstellen, geht von ihnen zumindest momentan keine akute Gefahr aus. Auch die beschriebenen Untersuchungen sind bereits einige hundert Jahre alt und im Moment als relativ stabil einzuschätzen. Allerdings sollte man berücksichtigen, dass äußere Eingriffe wie z.B. entsprechende Baumaßnahmen dieses Gleichgewicht empfindlich stören und zu einer neuerlichen Aktivierung der Bewegungen führen können.

In den Fallbeispielen nicht erwähnt wurden Felsstürze und Steinschläge, die sich an den steilen Felswänden dieser hochalpin geprägten Region ereignen. Zeugnis solcher Ereignisse finden sich relativ häufig, z.B. bei Warth am sogenannten Gehrner Berg. Hier ereignete sich 1840 ein großer Felssturz, noch heute deutlich an dem weitläufigem Blockfeld unterhalb der Felswand erkennbar. Solche Felsstürze stellen ebenso wie die Steinschläge ein latentes Risiko für die Menschen dieser Region dar. Daher ist es wichtig, Bereiche, die von solchen sehr schnellen und mit ungeheurer zerstörerischer Wucht ablaufenden Ereignissen gefährdet sind, zu erfassen und genauer einzugrenzen. Innerhalb des Projektes Hochtannberg/Arlberg soll eine GIS-basierte Modellierung potentieller Steinschlagwege erfolgen. Dadurch sollen die durch Steinschlag gefährdeten Flächen ermittelt werden.

7. Literatur

- CZURDA, K. (1973): Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (Bituminöser Hauptdolomit). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 (1972), S. 235 – 250, 7 Abb.; Innsbruck
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (1996): Landslide Recognition: identification, movement and causes. – 251 S.; Sussex (Wiley)
- EBERLI, G.P. (1987): Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (Eastern Alps, Switzerland), *Sedimentology* 34, S.363 – 388; Zürich
- FABRICIUS, F.H. (1962): Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen, *Z. dt. geol. Ges.*, 113, S.311 – 319; Hannover
- HAUSER, C. & KRAINER, K. (1993): Das Permomesozoikum der Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen) im Bereich des Kartenblatts 144 Landeck, Arbeitstagung Geol. B. A., S. 29 – 42; Wien
- HILS, G. (2001): Geologische und Geotechnische Kartierung des Hochtannberggebiets (Warth am Arlberg), 70 Abb., 5 Tab., 3 Karten, 112 S.; unveröffentlichte Diplomarbeit
- JACOBSHAGEN, V. (1962): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein, *Jb. Geol. B.A.*, 108, S.1 – 114; Wien
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. (1987): Pre-oceanic rifting in the alps. – *Tectonophysics*, 133, S. 305 – 320; Amsterdam
- NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (2000): Aspects of Geology in Austria, *Mitt. d. Österr. Geol. Ges.*, 92; Wien
- OBERHAUSER, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs – hrsg. v. d. Geol. B.-A.; Wien-New York (Springer)
- PIFFNER, A. (1992): Alpine orogeny – in: BLUNDELL, D., FREEMAN, R., MUELLER, S. (eds.): *A Continent Revealed – The European Geotraverse*. – S. 180 – 190; Camb. Univ. Press

RUFF, M. W. KASSEBEER & K. CZURDA (2002): Die Geologie in der Umgebung von Schopponau (Vorarlberg, Österreich) und ihre Bedeutung bei der Entstehung von Hangbewegungen, Vorarlberger Naturschau, Band 11, S. 59 – 72; Dornbirn

SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. – 305 S., 134 Abb., 47 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart)

TRÜMPY, R. (1985): Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen – Vierteljahrschr. Neujahrsblatt, Naturforsch. Ges. Zürich, 129(5): 47 S.; Zürich

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geol. Georg Hils

Dipl.Geol. Michael Ruff

Prof. Dr. Dr. Kurt Czurda

AGK Angewandte Geologie Karlsruhe

Universität Karlsruhe

Kaiserstrasse 12

D-76128 Karlsruhe

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Vorarlberger Naturschau - Forschen und Entdecken](#)

Jahr/Year: 2003

Band/Volume: [12](#)

Autor(en)/Author(s): Czurda Kurt, Ruff Michael, Hils Georg

Artikel/Article: [Massenbewegungen im Hochtannberggebiet - Geologie, Ursachen, Beispiele. 31-52](#)