Diplomarbeit

Geologische und geotechnische Verhältnisse der Massenbewegungen bei Pontives (Grödnertal, Südtirol)

angestrebter akademischer Grad
Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat.)

Verfasser: **Gianluca Cotza**
Matrikel-Nummer: **9316801**
Studienrichtung: **Technische Geologie**

Betreuer:
Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Poisel Rainer
Institut für Ingenieurgeologie, TU-Wien
Univ. Ass. Mag. Dr. Draganits Erich
Institut für Ingenieurgeologie, TU-Wien

Wien, im April 2009

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Geographisch- geomorphologischer Überblick
3. Regionalgeologischer und tektonischer Überblick
3.1 Die Südalpen
3.2 Die Dolomiten: Tektonik und Vulkanismus
3.3 Stratigraphische Abfolge und Gesteinsbeschreibung
4. Geologische Kartierung
4.1 Schichtfolgen im Arbeitsgebiet
4.1.1 Brixner Quarzphyllit
4.1.2 Lieg-Formation
4.1.3 St. Vigil-Formation
4.1.4 Auer-Formation
4.2 Quartäre Ablagerungen
4.3 Quellen und Vernässungszonen
4.4 Trennflächengefüge und Strukturdaten
4.5 Bohrung im Talboden
4.6 Datierung mit der Radiokarbon-Methode
4.7 Interpretation der geologischen Kartierung
5. Geotechnische Begriffe
5.1 Bruchkriterien
5.2 Trennflächen
5.2.1 Einteilung der Trennflächen
5.2.2 Geometrische Eigenschaften (siehe Kap. 6.1.1)
5.3 Verformbarkeit von Trennflächen
5.4 Festigkeit von Trennflächen
5.5 Gebirge und Gebirgsverhalten
6. Geotechnische Kartierung
6.1 Scanlineverfahren
6.1.1 Orientierung
6.1.2 Abstand
6.1.3 Durchtrennung
6.1.4 Öffnung
6.1.5 Kluftrauigkeit und Wellung
6.1.6 Füllung
6.1.7 Verwitterungszustand
6.1.8 Filtration
6.1.9 Reibungswinkel der Trennflächen
6.1.10 Schmidt-Hammer Test
6.1.11 Pointload Test
6.1.12 Vergleich: Schmidt-Hammer Test – Pointload Test
7. Gebirgsklassifikation und Gebirgsparameter
7.1 Rock Mass Rating System (RMR
7.2 Geological Strength Index (GSI)
7.3 Gebirgsparameter aus dem RMR und dem GSI
7.4 Ergebnisse und Vergleich: RMR – GSI
8. Die Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet
8.1 Versagensmechanismen von Talflanken
8.2 Geometrische Eigenschaften der Böschung

8.3 Im Untersuchungsgebiet auftretende Mechanismen und ihre Untersuchungsmethoden
8.3.1 Fallen von Kluftkörpern
8.3.2 Gleiten auf einer Fläche
8.3.3 Gleiten auf zwei Flächen
8.3.4 Kippen (Toppling)
8.3.5 Rock slumping
8.3.6 Rotationsgleiten
8.3.7 Hart auf Weich
8.3.8 Slope creep
8.3.9 Schuttfließen
8.3.10 Run out - Stürze
8.4 Untersuchte Massenbewegungen
8.4.1 Die Blockfelder
8.4.2 Zone A: Die Rutschung am Gipfel von Außerraschötz
8.4.2.1 Der Scherbruch in der Gipfelpartie
8.4.2.2 Der Hauptrutschungkörper
8.4.2.3 Die Rinne und die Hauptabbruchkante der Torwand
8.4.2.4 Das aktive Kriechen und Fließen am Rutschungsfuß
8.4.2.5 Untersuchungsergebnisse und Versagensmechanismus der Rutschung am Gipfel
8.4.3 Zone B: Die Rutschung im Talbereich von Pontives
8.4.4 Zone C: Das Blockfeld westlich von der Rinne
8.4.5 Zone D: Das Trümmerfeld südlich von Pontives
9. Standsicherheitsuntersuchungen für die Rutschung am Gipfel von Außerraschötz
9.1 Theorethische Grundlagen für die Rückrechnung von Gleiten auf einer ebenen Fläche
9.1.1 Felsrutschung am Gipfel
9.2 Rückrechnung der Festigkeitsparameter bei Gleiten auf einer ebenen Fläche
9.2.1 Der Zugriss verläuft bis zum Lapilli-Tuff der basalen Lieg Formation
9.2.2 Der Zugriss verläuft bis zur lithologischen Grenze und Formationsgrenze zwischen dem Lapilli-Tuff der Auer Formation und dem Konglomerat der St. Vigil Formation
9.3 Ermittlung von Kohäsion und Reibungswinkel mittels des Hoek-Brown Kriteriums (Hoek et al., 2002)
9.4 Standsicherheitsuntersuchung mit Clara-W
9.4.1 Die Eingangsdaten
9.34.2 Die Gleitfläche
9.4.3 Die Berechnung
9.4.3.1 Untersuchungen der Festigkeitsparameter in dreidimensionaler Aufstellung mit den Methoden nach Bishop und Morgenstern-Price
9.5 Interpretation der Standsicherheitsuntersuchungen
10. Diskussion der Ergebnisse
11. Zusammenfassung
12. Anhang
13. Literaturverzeichnis

Vorwort

Ich möchte mich an dieser Stelle bei allen Personen bedanken die mich bei dieser Arbeit unterstützt haben.
Meine Betreuer, Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Poisel Rainer und Univ. Ass. Mag. Dr. Draganits Erich, haben mich fachlich unterstützt und Univ.Ass. Dipl.-Ing. Dr.techn. Alexander Preh hatte für die verschiedensten Fragen, immer passende Lösungsvorschläge.
Möglich wurde diese Arbeit aber erst durch die Unterstützung des Landesamtes für Geologie und Baustoffprüfung der Provinz Bozen, dank dessen die Bohrung gemacht wurde und wo ich die Geräte bedienen durfte. Dr. Volkmar Maier und Dr. Lorenz Keim gaben den Anstoß zur Bearbeitung des Gebietes von Außerraschötz, und Dr. Claudia Strada und Dr. Katrin Lang haben mich stets beraten, und gaben mir die Möglichkeit, am Landesamt die Arbeit zu gestalten.
Weiters bedanke ich mich bei meinem Onkel Franz und der Erika, bei denen ich während der Aufnahmen wohnen durfte, und bei meinem Vater, meiner Mutter und meiner Schwester.

Kurzfassung

Im Bereich um Pontives im Grödnertal (Italien) wurden drei derzeit stabile, großmaßstäbliche Massenbewegungen identifiziert. Jene am Gipfel von Außerraschötz wurde geologisch und geotechnisch näher untersucht.

Die geologische Untersuchung umfasste eine detailierte Kartierung der Lapilli-Tuffe und vulkanoklastischen Ablagerungen, die auf dem schwach metamorphen Brixner Quarzphyllit abgelagert wurden. Bei der geotechnischen Kartierung wurden verschiedene Homogenbereiche des Gebirges identifiziert, in denen die Geometrie des Gefüges, die Orientierung, die Eigenschaften der Trennflächen und die einaxiale Druckfestigkeit der Gesteine gemessen wurden. Die geomorphologische Kartierung erlaubte es die gravitativen Prozesse zu erkennen und einzugrenzen.

Die detailliert erhobenen Versagensmechanismen und die flächendeckende Kartierung der Verteilung der Blockfelder mit Feinanteil und ohne Feinanteil machen eine Einteilung des Gebietes in vier genetisch nicht zusammenhängende Bereiche möglich, von denen eines die Rutschung im Gipfelbereich von Außerraschötz und die markante rinnenartige Struktur in dessen Fortsetzung in Richtung Pontives umfasst. Der oberen Zone dieser Rutschung können zwei mögliche Versagensmechanismen zugewiesen werden: einerseits erscheint eine Rotationsgleitung möglich, die den gesamten, homogen durchtrennten Körper erfasst, andererseits der Versagensmechanismus Rock Slumping, kontrolliert durch die bevorzugte Durchtrennung des Trennflächensystems (K3). Der Fußbereich der Rutschung ist aktiv und versagt langsam durch Hangkriechen, wobei der unterste Abschnitt dieses Bereichs langsam fließt, und die Seitenmoräne einarbeitet.

Die drei weiteren unterschiedenen Bereiche im Kartierungsgebiet umfassen eine Rutschung im E von Pontives, die bis zum Talboden reicht, das Blockfeld im W von der Rinne, welches fast ausschließlich aus Blöcken des homogenen Lapilli-Tuffes der Lieg Formation besteht, und eine große Ausbruchnische im S von Pontives, an dessen Fußbereich der Verlauf des Grödenbaches durch Blockwerk und Schutt, orographisch nach rechts versetzt ist.

Im flachen Talboden des Grödnertals, talaufwärts von den kartierten Rutschungen, wurde eine 34,0 m tiefe Bohrung bis zum anstehenden Lapilli-Tuff abgeteuft. Damit sollten mögliche Anzeichen eines Rückstaus aufgrund eines Talverschlusses erkundet werden. Die Datierungen von drei organischen Proben und die fehlende Seetonbildung lassen allerdings den Schluss zu, dass die Talverflachung zwischen Pontives und St. Ulrich nicht aufgrund eines lang andauernden Rückstaus durch einen Bergsturz erfolgte, sondern eher auf mehrfache Schuttströme und Muren aus der sedimentübersättigten Rinne zurückzuführen ist, an deren Ende auf einer murkopfartigen Struktur, die aus Blockwerk und Feinanteil besteht, die Ortschaft Pontives liegt.

Mittels der im Gelände aufgenommenen Parameter, mittels des für das Versagen bestimmten Mechanismus und mittels der Lagerungsverhältnisse, die aus der Kartierung rekonstruiert wurden, wurde eine dreidimensionale Standsicherheitsuntersuchung mit dem Standsicherheitsprogramm Clara-W (O. Hungr Geotechnical Research Inc. (OHGRI)) durchgeführt. Dabei wurden die Festigkeiten des Gebirges untersucht, welche aus der Gebirgsklassifikation nach Bieniawski, aus dem allgemeinen Hoek-Brown Kriterium für Böschungen und aus einer zweidimensionalen Rückrechnung abgeleitet wurden, und das Versagen durch Rotationsgleiten zu Grunde gelegt.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass die Festigkeiten, welche mit der zweidimensionalen Rückrechnung ermittelt wurden, auch das Grenzgleichgewicht in der dreidimensionalen Standsicherheitsuntersuchung liefert. Die Festigkeitsparameter aus dem allgemeinen Hoek-Brown

Kriterium sowie aus der Klassifikation nach Bieniawski sind zu hoch und täuschen eine zu hohe Sicherheit vor.

Abstract

In the area around Pontives in Gardena valley (Italy) three partially stabilized landslides of large scale were identified. The landslide at the summit of Außerraschötz was investigated more intensively concerning the geological and the geotechnical conditions.

The geological investigation consisted of detailed mapping of the lapilli-tuffs and vulcanoclastic sediments overlying the slightly metamorphic Brixner Quarzphyllit. The geotechnical investigation comprises the identification of homogeneous ranges of rock masses, where the geometrical relationships, the orientation, the characteristics of the joints and the uniaxial compressive strength have been determined and measured. In addition, a geomorphologic mapping of the gravitative processes complemented the field work.

The detailed investigation of the failure mechanisms and the mapping of the area covered with run out material lead to a subdivision into four genetically non coherent zones. One zone comprises the slide in the crest of Außerraschötz and the channel-like structure in the continuation to the village Pontives. Two failure mechanisms are possible concerning the upper part of this slide: on the one hand a rotational slide involving the complete homogeneous fractured rock mass, on the other hand the failure mechanism Rock Slumping caused by the preferential persistence of the joint set (K3). The toe zone of the slide is still active and creeping, the lowermost disaggregated part moves slowly similar to a debris flow, reworking the adjacent moraine.

The other three investigated areas are another slide in the E of Pontives reaching the floor of the valley, the area in the W of the channel covered with boulders composed mainly of the lapilli tuff of the “homogene Lieg” formation and a main scarp in the S of Pontives displacing the river orographically to the right.

In the flat zone up the valley of the large landslides a bore hole was drilled and the acquired organic material was dated by the radiocarbon method.

The young concordant age of three organic probes of different depths and the absence of clay lead to the conclusion, that the flat zone was not formed by damming of the valley due to a landslide, but more likely by debris flows coming from the overloaded channel. Furthermore, the village of Pontives is situated on an accumulation zone formed by boulders and fine sediment coming from this channel.

A three dimensional stability analysis of the slide in the summit of Außerraschötz was made, using the strength parameters, the geological layering and the failure mechanism obtained by field investigation. Hence an investigation of the rock strength parameters achieved from the rock mass classification after Bieniawski, from the Hoek-Brown criterion applied to slopes, and from a two dimensional back analysis was made with the slope stability program Clara-W (O. Hungr Geotechnical Research Inc. (OHGRI)). The results of these analysis show that the strength parameters obtained from the two dimensional back analysis yield the limit equilibrium in the investigation of the three dimensional slope stability analysis with the failure mechanism rotational slide. The strength parameters obtained from the Hoek-Brown criterion and from the classification after Bieniawski were too high and resulted in higher safety factors.

1. Einleitung

Im mittleren Abschnitt des Grödner Tales befindet sich ein zusammenhängendes Blockfeld mit riesigen, bis zu haushohen Blöcken, das sich vom Gipfelbereich von Außerraschötz nach Westen, zu den Höfen Ranatsch und Pramsol über die Köfelwälder bis zu den Ortschaften Pontives und St. Peter im Tal erstreckt, und unter dem Namen „Bergsturz von Pontives“, bzw. „Bergsturz von Raschötz“ bekannt geworden ist.
Ältere Arbeiten über diese Massenbewegung stützen sich im Allgemeinen auf die Aufnahmen von Klebelsberg, 1935. Dabei wird im Wesentlichen das Abgleiten der überlagernden Porphyrplatte auf dem unterlagernden Quarzphyllit beschrieben: „Viel erwähnt und besprochen wurde der Bergsturz außer Pontives im Grödnertal. Hier ist hoch an der Nordseite auf der Schiefen Ebene der vom Quarzphyllit gebildeten Unterlage ein westliches Randstück der (west - östlich streichenden, südwärts fallenden) Raschötzer Porphyrplatte abgebrochen und niedergegangen. Der Abrissrand (Südsüdwest-Nordnordost) fällt weithin auf, er greift bis auf die Kammlinie über, seine Verschneidung mit dem alten nach Norden gekehrten Schichtkopfrand der Porphyrplatte bildet den „Gipfel“ Außerraschötz (2283 m). Unten erfüllt die niedergegangene Felspartie mit wirrem Blockwerk den Talgrund (am Fuße der Südseite eine breite Terrasse bildend); … Taleinwärts wurde ein schmaler Sohlenstreif, bei Inner-Pontives (1100 m), aufgestaut…
… der Abschluss des äußeren Grödner Tales wird wenig weiter talein (knapp außer Runggaditsch) vom Erosionsrand der hier bis zur Tiefe niedergestiegenen Porphyrplatte gebildet…“ (Klebelsbergl, 1935, S. 486).
Die rezenteste Untersuchung der Massenbewegung kommt zum Ergebnis, dass es sich um eine prähistorische, „roto-translatorische“ Felsgleitung „porphyrischer Gesteinsmassen“ mit einer Ausdehnung von ungefähr 2 km^2 handelt. Das Blockwerk des Fußbereiches soll über den gesamten Talbereich verteilt sein und dieser Event soll einen Rückstau des Grödnerbach verursacht haben. Satelitengestützte L-Band Interferometermessungen haben Bewegungen von Geröll im Kronenbereich gezeigt (Corsini, 2007).
In den folgenden Kapiteln wird aufgrund einer detailierten geologischen und geotechnischen Kartierung, der Aufbau dieser Massenbewegung, der Versagensmechanismus mit einer Standsicherheitsuntersuchung, die Aktivität und der Zusammenhang mit dem weitverteilten Blockwerk untersucht. Des Weiteren werden die Ergebnisse einer Bohrung im Talboden und einer ^{14}C- Datierung vorgestellt, die als Ziel hatten, einen möglichen Rückstau zu erkunden.

2. Geographisch- geomorphologischer Überblick

Das weltberühmte Gebirge der Dolomiten verteilt sich auf die Provinzen Südtirol, Trentino und Belluno. Höchster Berg der Dolomiten ist die Marmolada mit 3.342 m. Weitere bekannte Massive sind die Drei Zinnen in den Sextener Dolomiten, der Sellastock, der Rosengarten, die Geislergruppe und die Langkofelgruppe.
Morphologisch zeichnen sich die Dolomiten durch den abrupten Wechsel zwischen sanft gewellten Almen und steilen Riffen aus Kalkstein.
Im Herzen der Dolomiten liegt das Grödner Tal (siehe Abb. 1), ein Seitental des Eisacktals. Es beginnt bei Waidbruck und führt nach Osten hinauf bis zum Sellastock bzw. zu den Pässen Sella- und Grödnerjoch. Durchflossen wird das Grödnertal vom Grödnerbach der mit einer Länge von etwa 26 km und einem Einzugsgebiet von 199 km^2 nach der Rienz der wichtigste Zufluss des

Eisacks ist. Gröden hat ca. 10.000 Einwohner, aufgeteilt auf die drei Gemeinden St. Ulrich (Urtijëi/Ortisei), St. Christina und Wolkenstein (Sëlva/Selva). Der wichtigste Wirtschaftszweig ist der Tourismus (besonders der Wintersport). Bekannt sind aber auch die weltweit berühmten Grödner Holzschnitzereien.
Im äußeren („unteren“) Grödnertal von Waidbruck im Eisacktal bis zu Pontives spricht man Deutsch, hinter der Talenge der Porta Ladina, welche unter anderem den östlichen Abbruch einer weiteren Massenbewegung (siehe Kap. 8.4.3) bildet, spricht man in den Hauptgemeinden St. Ulrich, St. Christina und Wolkenstein bis über das Grödnerjoch hinaus Ladinisch.
Verschiedene Faktoren prägen das Landschaftsbild der Dolomiten: unterschiedliche Lithologien, Orientierung der sedimentären Lagerung im Verhältnis zur Hangrichtung, Art und Orientierung der tektonischen Trennflächen sowie glaziale und fluviatile Erosion.

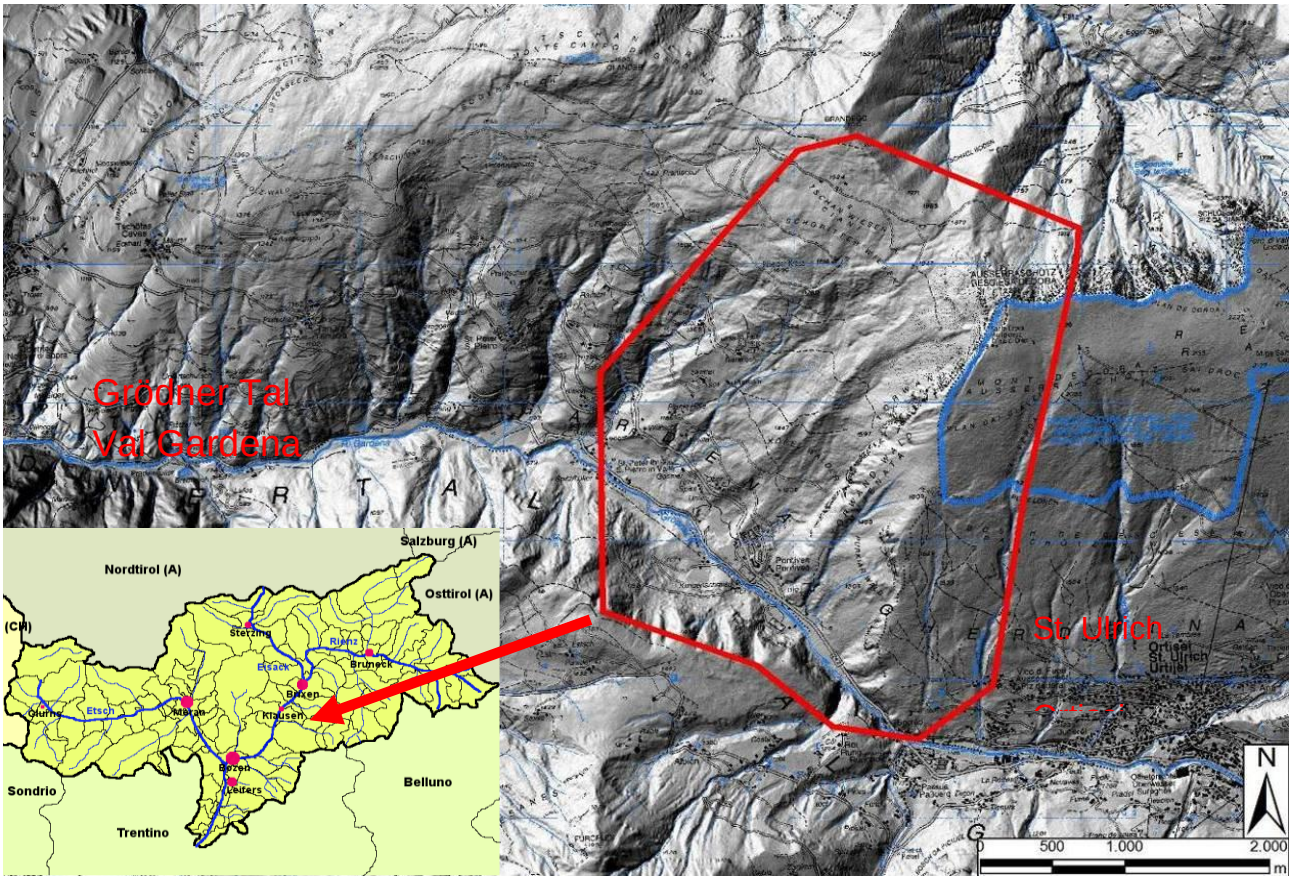


Abb. 1: Das Arbeitsgebiet liegt in der Mitte des Grödner Tales, westlich von St. Ulrich, am Westende von Außerraschötz (topographische Basisdaten: technische Grundkarte 1:10000 und digitales Laserscan-Geländemodell im Maßstab 1:5000, (Laserpunktdichte von mindestens 4 Punkten auf 2.5m x 2.5m), Datenerfassung in den Wochen: 19/2004, 45/2004, 19/2005; Amt für überörtliche Raumordnung der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol).

Die einzelnen Lithologien bilden unterschiedliche Erosionsformen; so bestehen die steilen Gipfelformen, welche die Türme, Nadeln, Kämme und Grate der Dolomiten weltbekannt gemacht haben, hauptsächlich aus Dolomit (Langkofel, Drei Zinnen, Geislerspitzen, Tofane), während die sanften Hänge und Wiesen (Seiser Alm, oberes Gadertal, Buffaure, Senke von Cortina) aus vulkanischem oder vulkanoklastischen Material bestehen. Die Wechsellagerung von weichem und hartem Gestein („hart auf weich“) erzeugt durch das Brechen des spröden, auf der Unterlage des

plastischen Gesteins ebenfalls charakteristische Formen. Ein Beispiel hierfür ist die Sellagruppe, wo die stufenartige Verebnung durch den Wechsel von Cassianer Dolomit, Raibl-Formation und Hauptdolomit entsteht. Die Lagerung der Schichten im Verhältnis zur Orientierung der Hänge bedingt Morphologien bei denen ein charakteristischer Wechsel von steilen mit weichen flachen Formen (meist Schichtkopfhänge) vorherrscht oder Morphologien in denen Schichtflächen mehr oder weniger die Hangoberfläche bilden (Schichtflächenhang). Als Beispiel für einen klassischen Schichthang ist der Südhang der „Porphyrplatte“ im Arbeitsgebiet (Raschötz) zu nennen, wo die Hangneigung und -orientierung der sedimentären Schichtung (180/30) entspricht; der steile Nordhang, welcher die Begrenzung zum Villnösstal bildet, oder auch der stark Steinschlag gefährdete Nordhang südlich von Pontives, bilden die typischen Formen von anstehenden Schichtköpfen. Zu erwähnen ist auch die Marmolada, die im Neogen gehoben und nach Süden überschoben wurde. Störungszonen, und Großstrukturen (fault-thrust belt) prägen ebenfalls das Erscheinungsbild bestimmter Täler. Wichtige Störungen verlaufen entlang des Villnösstales, Tierser-Tales, St.-Vigil Tales, Salata-Tales, des Cismon-Tales, des Suganer Tales und sind verantwortlich für die Lage von einiger Pässe wie dem Broccon-, Gobbera-, Cereda-, Valparola- oder Falsarego-Pass (Doglioni, 1987).

Zu erwähnen ist auch die glaziale Prägung der Dolomiten. Während des Würms drang der Eisackgletscher weit in die Dolomitentäler (Gröden, Villnöss, Tiers, Eggental) ein und staute die Dolomitengletscher dort zurück. Es wurden Gletscherstände von 2200 m ü.M. (Raschötz) erreicht (Klebelsberg, 1935). Auf die Erosion der Gletscher zurückzuführen sind die terrassenförmigen Verebnungen und Hochebenen von Seis, Kastelruth, Deutschnofen, Schönblick, usw. Typische U-Täler mit steilen Talflanken und breite ebene Talböden sind das Langental im Grödner Tal, das Marsontal südlich der Drei Zinnen, das Tamers-Rautal bei St. Vigil in Enneberg, das S.-Lucano-Tal, um einige zu nennen (Bosellini, 1998). Häufig an den Berggipfeln zu erkennen sind auch Formen wie Kare (Sorapiss-Gruppe), Felsstufen und Hängetäler. Postwürm-Moränen (Schlern, Gschnitz, Daun, Egesen) sind in den Dolomiten sehr häufig: Karerpass, Gardeccia, Seis, Col Raisen-, Geisler-, Regensburger Hütte, Plan de Gralba, Sella-, Pordoipass, Col di Lana usw. (Bosellini, 1998). Einige bekannte Bergseen, wie z.B. der Karer See, Prags (glazial umgelagerter Felssturz)), Seen von Misurina und der Valparolasee sind aufgrund des Rückstaus durch Moränenwälle entstanden. Heute gibt es in den Dolomiten ca. 40 kleinere Gletscher (Hängegletscher, Kargletscher, Eisrinnen) von denen der Marmoladagletscher (Platteaugletscher) der größte ist (Bosellini, 1998).

3. Regionalgeologischer und tektonischer Überblick

Da die Massenbewegung bei Pontives sehr stark durch die lithostratigraphische Abfolge und die Orientierung der Schichtflächen und Störungen kontrolliert wird – die allesamt aus der Ablagerungsgeschichte und der tektonischen Entwicklung resultieren – wird in diesem Kapitel die regionale Geologie erläutert.

3.1 Die Südalpen

Geologisch werden die Alpen in drei tektonische Großeinheiten strukturiert: Westalpen, Ostalpen und Südalpen, wobei die letzteren sich im Wesentlichen durch die Südvergenz und die schwache alpine Metamorphose abzeichnen (Doglioni & Bosellini, 1988).
Die Begrenzung zu den anderen Großeinheiten bildet das Störungssystem der neogenen periadriatischen Linie (Gailtal-, Pustertal-, Judikarien-, Insubrische-, Valtellina-, und Canavese Linie). Die Südalpen zeigen in über 600 km E-W Ausdehnung und 75 km Breite die ursprüngliche variszische Metamorphosezonierung, welche von der Amphibolithfazies (Serie die Laghi) im westlichen Bereich bis zur Anchimetamorphose, bzw. zu nicht metamorphen Serien (Karnische Alpen) im E reicht. Die Hauptprägung erfolgt während des U-Karbons. Die postorogene Sedimentation erfolgt im westlichen und mittleren Bereich der Südalpen vom Westfalian bis zum Stefanian und besteht aus kontinentalen Ablagerungen. Im östlichen Bereich wurden marine Sedimente und Deltaschüttungen als Molasse im Westfalian und U-Perm diskordant auf das metamorphe Basement abgelagert. Bereits ab dem U- Perm kam es durch Krustendehnung in weiten Bereichen der Südalpen zu einem bedeutenden Magmatismus, und zur Bildung von dextralen strike-slip Becken (Rottura et al., 1998).

3.2 Die Dolomiten: Tektonik und Vulkanismus

Die Dolomiten gehören geologisch zum östlichen Teil der Südalpen und bilden einen durch back-thrusting erzeugten südvergenten fold-thrust belt (Doglioni, 1987). Die Begrenzung im Norden bildet die Pustertal-Störung (Periadriatisches Lineament) und im Süden die südvergente neogene Valsugana-Überschiebung.
Die geologische Entwicklung der Dolomiten ist von folgenden Ereignissen geprägt:

1. Krustale Dehnung und Rifting assoziiert mit Vulkanismus im Unterperm, Mittel- und Obertrias erzeugten NNE-SSW streichende, tektonisch kontrollierte, intrakontinentale Becken und Schwellenzonen (Bosellini, 1965), welche bis in die Kreide immer wieder reaktiviert wurden. (Brandner et al., 2007)
2. Im Zuge der Öffnung der westlichen Tethys (Ligurischer Ozean) verlagert sich die Rifting Zone nach W und die Südalpen zusammen mit den Dolomiten werden Teil des passiven Kontinentalrandes; daraus Folgen die unterschiedlichen Faziesentwicklungen und die Mächtigkeitsschwankungen in der Obertrias, im Jura und der Unterkreide. (Sarti et al., 1992)
3. Eine WSW gerichtete Verkürzung im Paläogen erzeugt einen „thin-skinned“ thrust belt und somit das Ende der seit dem Unterperm andauernden Sedimentation. (Doglioni et al., 1987).
4. Im Neogen kommt es schließlich zu einer N-S Verkürzung und zum back-thrusting (Südvergenz) entlang der nach S gerichteten Überschiebungen (Doglioni, 1987).

Während verstärkter krustaler Dehnung kommt es in den Dolomiten und in weiten Teilen des südalpinen Raumes zu magmatischer Aktivität, die während der Ruhephasen von Subsidenz und Sedimentation abgelöst wurden.

Zwei einschneidende magmatische Ereignisse sind anzuführen:

1. Vulkanismus und Magmatismus im Unterperm (Etschtaler Vulkanitkomplex, Brixner und Cima d`Asta Plutone
2. Vulkanismus und Magmatismus der Mittel- und Obertrias (ladinischer Dolomiten-vulkanismus und Intrusionen von Predazzo und Monzoni)

Die geodynamische Zuordnung dieser zwei, durch 40 Millionen Jahre (Ma), zeitlich getrennter, jedoch räumlich zusammengehörender magmatischer Ereignisse ist zum Teil noch unter Debatte (Brandner et al., 2007). Die Zusammensetzung der Magmatite nimmt ein breites, kontinuierliches Spektrum ein und reicht von basaltischen Andesiten bis zu Rhyolithen und von Gabbro bis zu Monzograniten, wobei die sauren Endglieder überwiegen. Es wird einerseits die Meinung vertreten, dass beide Ereignisse ihren Ursprung in einer Wärmeanomalie – hot spot – im oberen Erdmantel haben (Golonka & Bocharowa, 2000). Andererseits deutet die geochemische Signatur (kalkalkalischer bis shosonitischer Chemismus) auf ein orogenes Ereignis, eine Subduktionszone, welche jedoch nicht mit einer postorogenen Extension und Krustendehnung in Einklang zu bringen ist.
Eine mögliche Erklärung für die widersprüchlichen Interpretationen von Seiten der Geodynamik und der Geochemie ist die Veränderung von Mantelmagmen durch krustales Material während Subduktionsprozesse (Bargossi et al., 1998; Rottura et al., 1998; Sloman, 1989).
Sequenzstratigraphisch werden in dieser weitgehend tektonisch kontrollierten permo-triadischen Abfolge zwei Zyklen höherer Ordnung (second order) unterschieden (Brandner et al., 2007), (Cassins & Castellarin, 1988).

Unterperm – Mittelanis:

Der liegende Zyklus beginnt mit der bis zu 4 km mächtigen vulkano-sedimentären Abfolge der „Etschtaler Vulkanit-Gruppe“, welche in intramontane Becken abgelagert wurden, die an ein größeres Transform-Störungssystem gebunden waren. Das unterpermische Grabenbruchsystem wird im Oberperm von kontinentalen „red bed“ Sedimenten (Grödner Sandstein) und flachmarinen Evaporiten und Karbonaten (Bellerophon Formation) plombiert (Massari & Neri, 1997). Es kommt zur kontinuierlichen Absenkungen des Schelfraumes und zur Ablagerung von seichtmarinen, karbonatischen und terrigenen Wechselfolgen (Werfener Formation). In diesem Postriftstadium ist die Subsidenz thermal und nur untergeordnet tektonisch kontrolliert. Erst im Unteranis beginnt die Sedimentation von Karbonatbänken (Sarl-Formation) (Brandner et al., 2007).

Mittelanis – Nor:

Es kommt im südalpinen Raum zu erneutem Rifting und zu tektonisch kontrollierten Meeresspiegelschwankungen. In den Dolomiten kam es zu charakteristischen Transgressions-Regressionsabfolgen (Peres-Formation, Morbiac-Formation, Contrin-Formation) (Brandner et al., 2007). Die Subsidenz ermöglicht das Wachstum mächtiger Riffe die sich mit Beckensedimenten verzahnen. Im östlichen Bereich kam es zu stärkerer Subsidenz, wohingegen in westlicheren Bereichen (Schlerndolomit) die Karbonatplattformen den rasch ansteigenden Meeresspiegel überlebten und Mächtigkeiten von 800-900 m erreichten (Bosellini 1984). Im Oberladin kommt es

wieder zu Vulkanismus und tektonischen Unruhen am Meeresboden. Eine große Anzahl von basaltischen Dykes durchschlägt die Riffe und Pillow-Lava bzw. Hyaloklastite plombieren die Oberfläche. Das nachfolgende Postriftstadium (thermische Subsidenz) führt zu Progradation der Karbonatplattformen und zu vermehrten vulkanoklastischen Eintrag bis zum allmählichen Auffüllen der Becken. Abrupte Fazies- und Mächtigkeitssprünge zeugen von synsedimentärer Extensionstektonik zur Zeit des Unterkarns und das kleinräumige Grabenbruchsystem wird von dem Hauptdolomit versiegelt (Brandner et al., 2007).

3.3 Stratigraphische Abfolge und Gesteinsbeschreibung

Es wird zunächst nur ein Überblick vom stratigraphischen Umfang der Dolomiten gegeben (siehe Abb. 2), wobei die permische Abfolge im Kap. 4.1 näher erläutert wird.

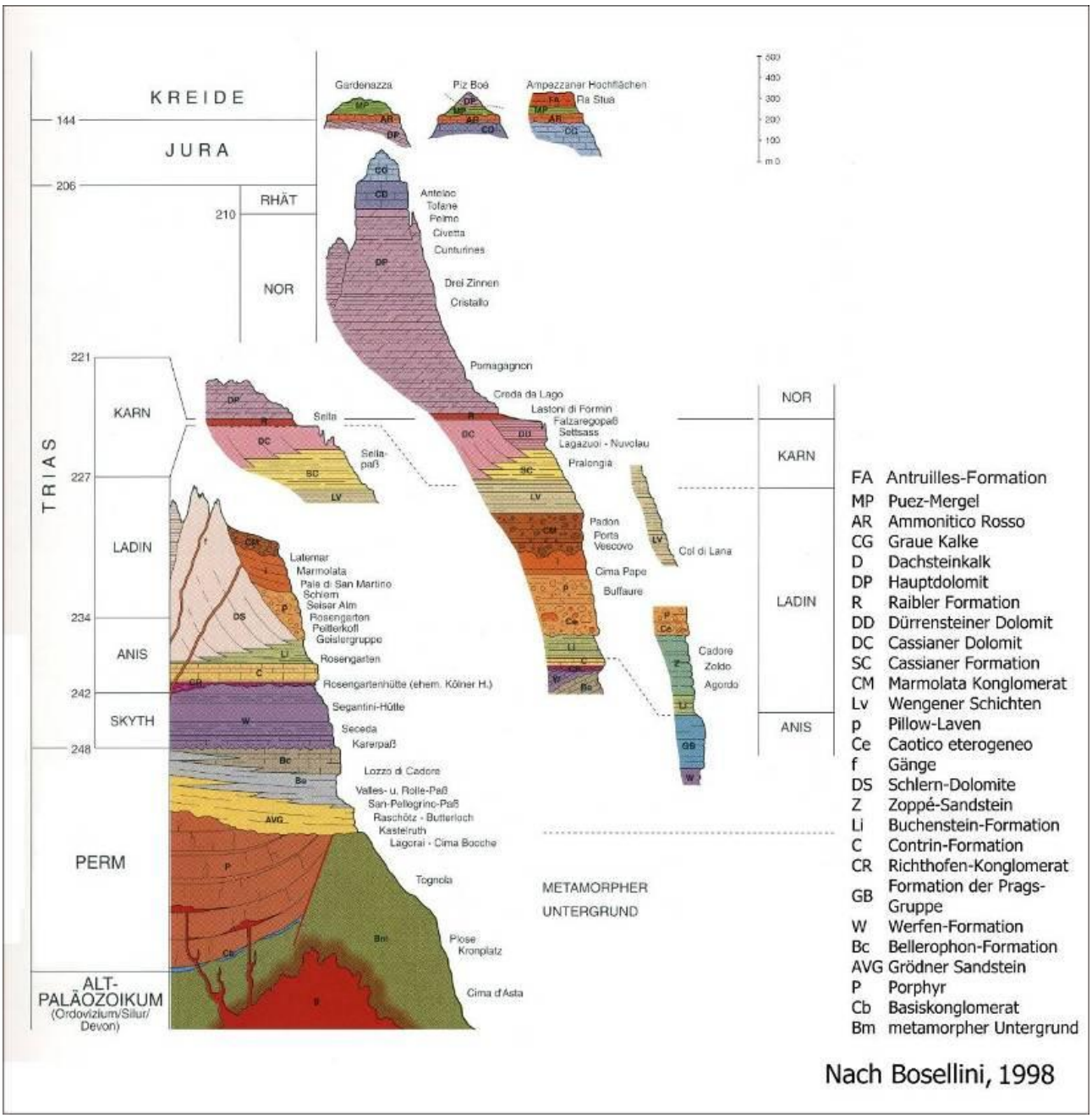


Abb. 2: Vollständiges stratigraphisches Profil der Dolomiten, rekonstruiert aus den verschiedenen Bereichen; obwohl die sedimentäre Abfolge vom Unter Perm bis in die Kreide reicht, ist das geologische Landschaftsbild der Dolomiten in erster Linie von den mächtigen triassischen Karbonatplattformen geprägt.

Metamorphes Basement – Brixner Quarzphyllit (siehe Kap. 4.1.1)

Waidbrucker Konglomerat

Das klassische Vorkommen des Basiskonglomerates befindet sich bei Waidbruck am Eingang des Grödner Tales, wo es Mächtigkeiten von 50 m erreicht. Das Konglomerat lagert diskordant dem südalpinen metamorphen Basement auf; es handelt sich meist um grobklastische fluviatile Konglomerate und geröllführende, matrixgestützte Sandsteine von geringer textureller Reife, schlecht geschichtet und schlecht sortiert. Die Rotfärbung im unteren Bereich ist auf die Bildung von Hämatitkrusten (Rock varnish) zurückzuführen; zum Hangenden kommt es zu einem Wechsel der Rotfärbung zu Grau- Grünfärbung. Ein genereller Trend mit zunehmend höherem Rundungsgrad und besserer Sortierung und Zunahme der Feinkonglomerat- und Sandsteinlagen zum Hangenden ist erkennbar. Der untere Teil besteht ausschließlich aus cm bis dm großen Komponenten und Gesteinsbruchstücken des abgetragenen kristallinen Untergrundes (Brixner Quarzphyllit); es handelt sich um Glimmerschiefer, Paragneise, Quarzite, Quarzphyllite. Lokal treten an der Basis oder in eng begrenzten Rinnen Konglomerate mit Blöcken von 50 cm bis 2 m Durchmesser auf. Matrixgestütztes Gefüge herrscht vor, es treten aber auch klastengestützte Bereiche mit Imbrikationen und Schrägschichtung auf. Der graduelle Übergang vom Konglomerat mit ausschließlich metamorphen Komponenten zu Konglomeraten und Sandsteinen mit gut gerundeten Vulkanitkomponenten der Etschtaler Vulkanit Gruppe mit tuffreicher Matrix (detritäre Feldspäte, Quarz Einzelkristalle mit Korrosionsbuchten, Biotit) legen das Ende der Sedimentation in das Unterperm. Im Bereich des Grödner Tales schwanken die Mächtigkeiten; das Konglomerat tritt dort nur bereichsweiße auf; nach Osten und Süden hin keilt es aus, um dann entlang von alpin reaktivierten Störungen (Hinter-Raschötz) wieder aufzutreten. Durch permisches riftig (NW-SE und NE-SW streichende Abschiebungen) entstandene Gräben werden ebenfalls vom Konglomerat verfüllt. Die Sedimente wurden als alluviale Schwemmfächer in einem ariden Klima, und vegetationslosem Hinterland abgelagert. Interpretiert werden sie als Molassesedimente welche in intramontane, bruchtektonisch angelegte Becken sedimentiert wurden, oder als Schichtflutsedimente im Bereich von breiten Tälern und Becken. An der Basis kommen massige, sehr unreife Sedimente vor, die als debris-flow Ablagerungen mit sehr kurzem Transport beschrieben werden. In der neuen „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“ werden die gradierten Konglomerate, Sandsteine und Tuffsandsteine mit hohem vulkanoklastischen Eintrag zur Basis der Etschtaler Vulkanit Gruppe gestellt (Brandner et al., 2007 mit angeführten Zitaten).

Etschtaler Vulkanit Gruppe (EVG)

Die Etschtaler Vulkanit Gruppe (siehe Abb. 3), eine vulkano-sedimentäre Abfolge, erreicht eine Mächtigkeit von 4000 m (Bargossi et al., 2004) und ist in einem 2000 km² großen Areal zwischen dem Periadriatischen Lineament im NW und der Valsugana-Linie im SW aufgeschlossen (Bargossi et al., 1998). Wie bereits beschrieben, ist der Vulkanismus an tektonische Aktivität gebunden und wird entlang von Spalten gefördert. Die stark schwankenden Mächtigkeiten und das Vorkommen von grob- bis feinklastischen alluvialen und lakustrinen Sedimenten sind kennzeichnend für die

intrapermische Extensionstektonik. Permisch angelegte ESE-WNW- und SSW-NNE streichende Brüche begrenzen Gräben und Halbgräben von mehreren km Breite. Sie sind Teil des über 60 km breiten, parallel zur Judikarien-Linie verlaufende Bozner Grabenbruch-Systems. WNW-ESE streichende Transferstörungen begrenzen das System im Norden (Vilnöss-Linie) und im Süden (Calisis-Linie). Es entsteht die Geometrie eines weit ausgedehnten pull-apart Beckens in dem die vulkanischen Gesteine Platz fanden. Es handelt sich dabei hauptsächlich um pyroklastische Ablagerungen (pyroclastic flow), Lavadome und Lavaströme, untergeordnet um pyroklastische „surge“ Ablagerungen und „fall outs“ (für die Terminologie und Entstehung pyroklastischer Ablagerungen, siehe Fisher & Schminke, 1984).

Die Vulkanite wurden direkt auf das metamorphe südalpine Basement, oder dem Basiskonglomerat (Unter Perm) abgelagert und werden diskordant von den Sandsteinen der Grödner Formation (Ober Perm) überlagert.

Stratigraphisch und petrologisch wird die Abfolge in zwei bis drei (der südliche Teil der EVG wird in zwei Gruppen unterteilt) Gesteinsgruppen gegliedert, die aus mehreren Lava- Ignimbrit- und klastischen Einheiten zusammengesetzt sind. Eine Untere Gruppe mit andesitischen bis rhyodazitischen Laven und eingeschalteten Sedimenten, eine mittlere Gruppe vorwiegend aus rhyodazitischen Ignimbriten und Sedimentabdeckung bestehend, und eine Obere Gruppe die aus rhyolithischen Ignimbriten aufgebaut ist (Bargossi et al., 1998). Die Unterteilung spiegelt auch die geochemische Differenzierung der Abfolge von basischen über basisch/intermediären hin zu sauren Produkten wider.

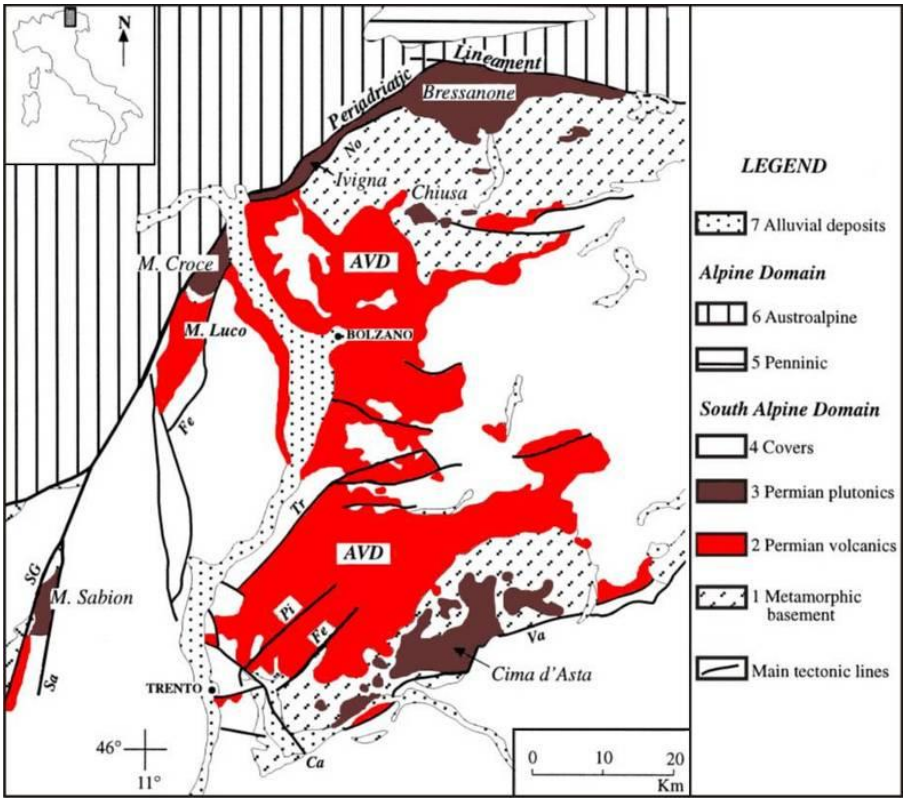


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der permischen Magmatite und der Hauptstörungszonen; die ungefähre Lage des Arbeitsgebietes ist blau umrahmt; AVDs Atesina Volcanic District. Main tectonic lines: SGs South Giudicarie; No Nova; Fo Foiana; Tr Trodena; Pi Pine`; Fe Fersina; Va Valsugana; Ca Calisio; Sa Monte Sabion. (verändert nach Rottura 1998).

U/Pb Datierungen an Zirkonen aus Lava- Tuff- und Ignimbritproben der verschiedenen Formationen grenzen die Dauer des Magmatismus der EVG auf ca. 10 Ma ein; die Alter reichen von 284,9 ±1,6 Ma an der Basis der Abfolge bis zu 274,1± 1,4 Ma am Top der Abfolge. Die permischen Plutonite (Brixner Granit, Kreuzberg Granodiorit) ergeben gleiche bis leicht jüngere Alter (Klötzli, et al., 2003, Bargossi et al., 2004).

Die unterschiedlichen Einheiten sind vom äußeren Erscheinungsbild ziemlich einheitlich und wurden in den Anfängen der Erforschung der Bozner Quarzpophyr-Platte nach farblichen und örtlichen Varietäten unterteilt (Wolff, 1908; Klebelsberg, 1935). Erst als unterschiedliche effusive und eruptive Ereignisse erkannt wurden, war es möglich die Einheiten genetisch und zeitlich abzutrennen (Mittempergher, 1958; Maucher, 1960; carta geologica d`Italia, foglio 11, 1970; carta geologica d`Italia, foglio 027, 1972). Bei den Neuaufnahmen der geologischen Karte, des Raumes Bozen und der westlichen Dolomiten (1:25000) im Rahmen des Projektes CARG wurden die vulkano-sedimentären Abfolgen in Formationen und Member eingeteilt. Im Gelände werden zur Unterscheidung, der modale Mineralgehalt, Unterschiede im Sedimentationsgefüge und die räumliche Begrenzung durch Erosionsdiskordanzen und Störungen verwendet (Brandner et al., 2007).

Epiklastische Ablagerungen sind jedoch nicht immer verlässliche Marker für längere Unterbrechungen vulkanischer Aktivität. Sie sind häufig lateral begrenzt und trennen Formationen mit gleicher chemischer Zusammensetzung. Diese Fälle stellen Episoden von Erosion und Ablagerung mit gleichzeitiger vulkanischer Aktivität in angrenzenden Bereichen dar (Morelli et al., 2007).

Lavadome und „flows“ zeigen meist eine Foliation oder Fließfalten. Sie sind im Allgemeinen massig, blockig ausgebildet und haben einen großen Anteil an hypidiorphen Phänokristallen. Pyroklastische Ablagerungen sind im Allgemeinen tafelig, plattig ausgebildet und regelmäßig geklüftet. Sie zeigen das charakteristische porphyrische Gefüge mit feinkörniger bis glasiger Matrix und idiomorphen Phänokristallen; Fließtexturen (Flammen) sind häufig zu beobachten und lithische Klasten sind zum Teil verschweißt oder randlich abgeschreckt.

Im östlichen Bereich der Etschtaler Vulkanit Gruppe, wo sich auch das Arbeitsgebiet befindet, wird die Gruppe in folgende vier Formationen unterteilt:

Trostburg-Formation

Die Trostburg-Formation ist eine vulkanisch-vulkanoklastische Abfolge aus andesitischen Laven und Breccien, Explosivbreccien, Tuffen, Konglomeraten, Sand- und Siltsteinen, die entweder auf dem kristallinen Basement oder auf dem Basiskonglomerat abgelagert wurde. Das Hauptvorkommen liegt entlang des Eisacktales bei Waidbruck und im Vilnösstal; entlang des Grödner Tales nimmt die Mächtigkeit stark ab, bis die Formation völlig fehlt oder nur mehr an permischen Störungen auftritt. An der Basis treten Blocktuffe und Blocklaven auf, darüber folgen 60-80 m kompakte, plattig absondernde andesitische Laven (Brandner et al., 2007). Die Laven sind dunkelgrün-schwarz; alterierte Blocklaven können auch grünlich rötliche Färbungen annehmen, zurückzuführen auf die Umwandlung der primären Minerale durch Serizit, Chlorit, Epidot, Calcit. Im Aufschluss erscheinen sie aphyrisch und zeigen mit freiem Auge nur schlecht erkennbare weiße Phänokristalle von Plagioklas und schwarzen Pyroxen (Bargossi et al., 1998). Über den Laven kommen rundlich verwitternde Blocklaven, Breccien und Konglomerate vor. Rötliche vulkanoklastische Konglomerate in grau-grünlicher sandiger Matrix mit Kristallinkomponenten sind dazwischen eingeschaltet (Brandner et al., 2007).

Lieg-Formation *(siehe Kap. 4.1.2)*
St. Vigil Formation *(siehe Kap. 4.1.3)*
Auer Formation *(siehe Kap. 4.1.4)*

Gröden-Formation

Die terrigenen Sedimente der Gröden-Formation (siehe Abb. 4) bilden die Abtragungsprodukte der unterlagernden Einheiten (Vulkanite, niedrig- bis mittelgradige Phyllite, untergeordnet Magmatite), die sie diskordant mit tektonisch und morphologisch kontrollierten Mächtigkeitssprüngen (von 0–500 m) plombieren.
Es handelt sich um rötliche fluviatile Konglomerate, Sandsteine und Tonsteine welche in aridem bis semiaridem Klima im Ober Perm als Schuttablagerungen von Wildbächen, oder mäandrierender Flüssen abgelagert wurden. Am Nordrand der Dolomiten (oberes Sextental, Kreuzbergpass, Comelico) kommen vor allem Schuttablagerungen von nördlich und östlich gelegenen Hochzonen vor. Die Schichtfolge beginnt mit Konglomeraten mit gerundeten Vulkanitkomponenten und Grobsandsteinen mit lokal eingeschalteten Gipshorizonten. Es folgen rötliche oder graue Sand- und Siltsteine mit Schrägschichtung, ripple marks und load coasts. Ins Hangende werden die grauen Sandsteine feinkörniger (Mittel- und Feinsandstein), und es treten vermehrt Pflanzenreste auf. Es sind auch zahlreiche Abdrücke von Tetrapoden und Amphibien entdeckt worden. Als Vorkommen in den Dolomiten sind der Rolle-Pass, Valles-Pass, Fassatal zwischen Moena und Soraga, Seceda im Grödner Tal, Kreuzbergpass usw., zu nennen (Bosellini, 1998).

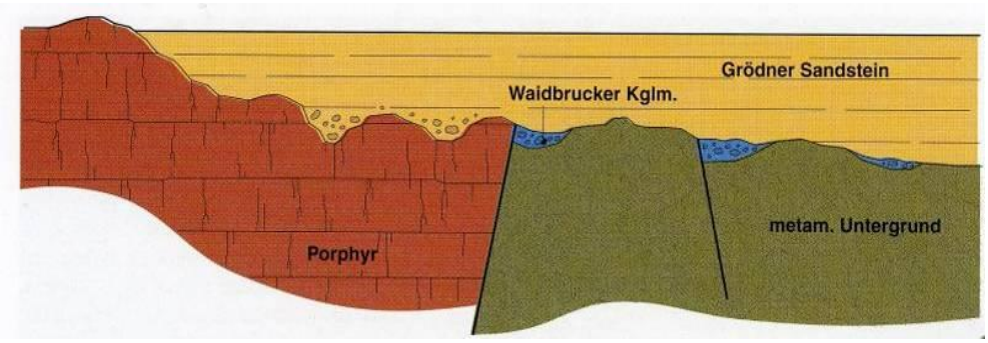


Abb. 4: Idealisiertes stratigraphisches Ablagerungsprofil des Basements und der permischen Abtragungsprodukte (aus Bosellini, 1998).

Bellerophon-Formation

Die terrigene Sedimentation der Grödner Formation verzahnt sich ins Hangende und lateral mit flachmarinen Sedimenten als Folge der ersten ausgedehnten marinen Transgression in den Dolomiten. Am Ende des Perms hat das Meer die Dolomiten lagunenartig in Küstenzonen vollständig überflutet. Paläogeographisch gab es am Ende des Perms westlich des Gardasees einen kontinentalen Bereich mit Erhebungen; gegen Osten schloss ein breiter mariner Küstenstreifen mit Meeresbuchten, Lagunen und salzigen Tümpeln mit Evaporitbildung bis zum Bereich der heutigen Dolomiten an. Die häufigen Einschaltungen von Gipslagen und Wühlspuren (Bioturbation) im Sediment belegen die küstennahe Entwicklung unter ariden Bedingungen. Benannt ist die Bellerophon-Formation nach einem häufig auftretenden marinen Gastropoden mit dem Gattungsnamen *Bellerophon* (Bosellini, 1998). Die Mächtigkeit ist im Osten der Dolomiten am Größten und wird gegen Westen geringer bis die Schichten im Bereich des Etschtales völlig fehlen. In den westlichen Dolomiten zeigt die Bellerophon-Formation eine charakteristische zyklische Abfolge, wobei sich die ca. 2–3 m mächtigen Zyklen über 50-mal wiederholen. An der Basis tritt ein grauer, erdiger Dolomit mit tonigen Wechsellagerungen und Bioturbation auf. Darüber folgt ein schwarzer fossilreicher Dolomit mit seltenen Gipsknollen und am Top des Zyklus massige unregelmäßig geschichtete Lagen aus knolligem Gips. Die schwarzen Kalke und Dolomite lagerten sich in einem weitläufigen Golf mit flachem ruhigen Wasser ab; sie enthalten neben den schon erwähnten *Bellerophoten* eine Vielzahl von pflanzlichen und tierischen Organismen (Korallen,

Bryozoen, Foraminiferen, Echiniden, Crinoiden, Schwämme, Brachiopoden). Klassische Aufschlüsse für diese Abfolgen findet man direkt über dem Grödner Sandstein beim Brogles Pass, Seceda, Valles Pass, S. Nicolo`Pass, Karerpass, an den südlichen Hängen des Tullen und des Peitlerkofels, Comelico, Cadore, St. Vigil in Enneberg, usw. (Bosellini, 1998).

Werfen-Formation

Es handelt sich um gut geschichtete graue, rötliche, gelbe Wechsellagerungen von karbonatischen, terrigenen und gemischten Sedimenten die diskordant auf das Perm abgelagert wurden. Lithologisch handelt es sich um sandige siltige Kalke, und Dolomite, mergelige Kalke und Dolomite, Mergel, rot graue Silt- und Sandsteine, oolithische, bioklastische Kalkarenite (grainstone, packstone) und dolomitisiert Mikrite (mudstone, wackestone). Aufgeschlossen ist die Formation entlang der Talflanken der größten Dolomitentäler, an der Basis der großen Dolomitplattformen (am Hirzlweg zwischen Paolina- und Rosengartenhütte, in der westlichen Rosengartengruppe, in den Hängen des Ciampedie bei Vigo di Fassa, bei S. Martino di Castrozza, am Rolle Pass, Seceda, Peitler Kofel, Basis der Gaislerspitzen usw.). Die Abfolge umfasst einen Zeitraum von 7-8 Ma und ist das Ergebnis von mindestens vier Transgressionen und Regressionen. In den Dolomiten wird eine Mächtigkeit von 250-400 m erreicht, wobei im Grödner Tal aufgrund von unterschiedlichen Hebungsraten im Ober-Anis das Val-Badia-Member und häufig auch das Campill-Member fehlen. Zu erwähnen ist der an bestimmte Lagen gebundene Reichtum an Fossilien, unter anderem an der Bivalve *Claraia clari* (Seis-Member)*, das Leitfossil* der Untertrias (Bosellini, 1998).

Anisische Plattform: Richthofen Konglomerat, Mormiac-Formation, Contrin-Formation

Im oberen Anis kam es zu tektonisch (wieder einsetzendes Rifting) kontrollierten Hebungen und Teile der Dolomiten verlandeten. Die Diskordanz ist in den gesamten westlichen Dolomiten verbreitet, wobei aufgrund von unterschiedlichen E-W Hebungsraten das Richthofen Konglomerat im E (am meisten erodiert) auf oberem Perm (Bellerophon Formation) und im W auf unterem Anis (unterer Sarldolomit) auflagert.

Im E (Bereich von Agordo, Zoldo, Cadore, Comelico, den Praxner und Sextner Dolomiten) herrschten marine Bedingungen vor und es lagerten sich durch die ausgeprägte topographische Differentiation die verschiedensten konglomeratischen, kalkigen, dolomitischen und mergeligen Formationen ab (Unterer- und Oberer Sarl-Dolomit, usw.). In den westlichen Dolomit ist die Abfolge einheitlicher ausgebildet (Brandner, 2007). Die Diskordanz auf der das Konglomerat liegt bildet eine Sequenzgrenze (SB) und die genetisch zusammenhängende Transgressions- Regressionsabfolge der Peres-Formation (Richthofen Konglomerat), Morbiac-Formation und Contrin-Formation bilden eine modellhafte Ablagerungssequenzen, die im Hangenden wieder durch eine Diskordanz (Megabrekzie der Contrin-Formation) begrenzt ist. Beim Richthofen Konglomerat (kontinentale Bildung) handelt es sich um fluviatile Rinnenfüllungen, mit bis 40 cm großen gut gerundeten Geröllen in einem Komponenten-gestützten matrixarmen Gefüge, mit Imbrikationen die Schüttungen aus SE erkennen lassen. Gesteine aus dem oberen Perm (Grödner Sandstein, Bellerophon-Formation) und aus dem Skyth (Werfen-Formation) wurden erodiert und in Fluss-Systemen transportiert und abgelagert. Die stark wechselnde Mächtigkeit erreicht im Westen ein Maximum von 20 m. Nach der Periode der Hebungen und Senkungen kommt es im Gebiet der Dolomiten erneut zu Subsidenz und zur Ablagerung der Morbiac-Formation, grau- grünliche mergelige Kalksteine, leicht wellig und knollig, gut geschichtet und reich an Kohleresten. Die Transgression geht weiter und in den flachen, warmen, gut durchlüfteten Plattformbereichen des ansonsten differenzierten Beckens lagern sich die Seichtwasser Karbonate der Contrin-Formation

ab, wohingegen im tieferen, sauerstoffarmen Wasser das feinkörnige Material Prags-Gruppe, Kalke, Mergel und dunkle Tone sedimentierten. Die Contrin-Formation besteht im Wesentlichen aus grauen bis hellgrauen Kalken und Dolomiten. Der Kalkstein ist mikritisch und teilweise leicht bituminös. Die Dolomite oder dolomitischen Kalke unterscheiden sich zum einen durch ihren helleren Farbton zum anderen durch eine leichte Laminierung. Auch sie enthalten bituminöse Lagen. In höheren Bereichen der Einheit tritt die zu den *Dasycladaceen* gehörende Grünalge *Diplopora* teilweise angereichert auf. Insgesamt ist die Contrin-Formation 50 – 200 Meter mächtig. Aufgrund ihrer Härte bildet sie eine charakteristische Geländestufe die an der Basis vieler Berggruppen der westlichen Dolomitgruppen erkennbar ist (z.B. am Rosengarten) (Bosellini, 1998).

Prävulkanische Karbonatbildung: Schlern-Dolomit, Lattemar Kalke, Buchenstein-Formation

Am Ende des Anises zerbricht die tropische Plattform in unterschiedliche Blöcke. Auf Hochzonen im Inneren der anisischen Plattform (Contrin-Formation) kam es zur Bildung von Riffen. Bei den Kalkproduzenten handelte es sich um mikrobielle Krusten (Automikrit), sowie Kalkschwämme und Microproblematica.

Das weitere Wachstum der Riffe und somit die Entstehung der heute zu sehenden riesigen Riffkalkkörper kann grob in zwei Stadien untergliedert werden: In einem ersten Stadium, im unteren Ladin erfolgt eine Subsidenz von ca. 1000 m innerhalb von nur 3-4 Ma. Die Riffe können durch ihr Wachstum mit dem Meeresspiegelanstieg mithalten. Die Folge ist eine starke Aggradation. Es entstehen Kalkkörper von mehreren hundert Metern Mächtigkeit. Während dieses Vorgangs wird praktisch kein Sediment vom Riff in die Becken eingetragen. Im Becken lagern sich zu dieser Zeit die nur wenige Meter mächtige Plattenkalke (Buchenstein-Formation) ab. Die unterschiedlichen Akkumulationen auf Plattform und Becken führen zu einer weiteren Vertiefung der Becken. In einem zweiten Stadium, im höheren Ladin, verlangsamt sich die Subsidenz, so dass die Riffe nicht mehr ungehindert aggradieren können und sie beginnen zu progradieren (1400-2700 m/Ma in den westlichen Dolomiten). Mit fortlaufender Zeit nehmen die Progradation und der Eintrag von Riffmaterial in die Becken immer weiter zu. Dort wird nun der Knollenkalk (Buchenstein-Formation) abgelagert. Es kommt teilweise zur Verzahnung und Überlagerung von progradierender Plattform und Beckensedimenten. Am Rosengarten sind sehr deutlich die Clinoformen der progradierenden Plattform zur erkennen. Sogar die ursprüngliche Hangneigung ist erhalten geblieben (Maurer, 2000).

Schlern-Dolomit – Latemar-Kalk

Die anisisch-ladinischen Riffe und Bänke, welche vor dem vulkanischen Ereignis entstanden, werden als Schlern-Dolomit oder Marmolada-Kalk bezeichnet. Einige der imposantesten Bergmassive der Dolomiten (Schlern, Rosengarten, Latemar, Monte Agnello, Viezzena, Vallaccia, Marmolada, Pale di S. Martino, Geislerspitzen, Peitlerkofel, Hochalpe von Enneberg und Prags, Teile der Sextner und Comelico-Dolomiten bestehen aus diesen oberanisisch-ladinischen Riffkörpern. Die Aggradation, belegt durch die horizontale Schichtung ist besonders am Latemar, an den Vajole t Türmen, im Zentrum des Langkofels und an der Marmolada ersichtlich. Die Progradation der Riffe erkennt man an den geneigten Schichtflächen des ehemaligen Riffabhanges. Ein beeindruckendes Beispiel hierfür ist der Rosengarten. Ursprünglich bestanden die Riffe aus kalkigem, fossilreichem Material. Vermutlich im Karn erfolgte aber dann eine Dolomitisierung; als Ursache werden zum einen die mit dem zunehmenden Magmatismus verbundenen hydrothermalen Vorgänge, zum anderen die subaerische Exposition im Oberladin und Karn und daraus folgende diffusive Dolomitisierung angegeben.

Die Latemar-Kalke sind gut gebankt, nur lokal dolomitisiert und repräsentieren den Kern der Karbonatplattformen des Ladin. Gut aufgeschlossen sind diese Kalke am Latemar, einer Atoll-ähnlichen Struktur, die durch eine schmale Riffrandfazies und einen ausgedehnten Plattformkern charakterisiert ist.

Buchenstein-Formation

Die Ablagerung erfolgte in bis zu 800 m tiefen Meeresarmen und Becken nahe der Riffe, mit denen sie auch verzahnt sind. Die Formation lässt sich in drei Einheiten gliedern: an der Basis liegt der schwarze, laminierte, silikatreiche Plattenkalk (Radiolarien-Mikrit). Der 10-20 m mächtige Kalk wurde in schlecht durchlüfteten, anoxischen Bereichen abgelagert. Darüber folgen die Knollenkalke; grau-grünliche Kalke mit Hornsteinknollen, reich an Bioturbation und Mergel Wechsellagen. Eingelagert sind intensiv grün gefärbte vulkanoklastische Silt- und Sandstein Horizonte („pietra verde"). Darüber folgen die Bänderkalke, Kalzitturbidite in einer CU („coarsening upward") Abfolge mit ebenen Schichtflächen. Die auf der Contrin-Formation liegende Basis der Buchenstein-Formation stellt eine Sequenzgrenze (SB) dar, wobei die dazwischen liegenden Schichten fehlen. In dieser Zeit wurde kaum Material von der Plattform ins Becken transportiert und fast das gesamte Karbonat wurde zum Plattformaufbau verwendet. Die Ablagerung des Knollenkalkes erfolgte im HST. In dieser Zeit wurde relativ viel Material von der Plattform (Schlern-Dolomit /Marmolada-Kalk) ins Becken transportiert. Außerdem progradierte der Plattformrand in Richtung der umgebenden Becken, was dazu führte, dass sich die steilen klinostratifizierten Ränder der Riffe mit den Beckensedimenten verzahnten (Brandner, 2007).

Das vulkanische Event

Im Ladin kommt es zu einem ausgedehnten tektono-magmatischen Ereignis. Basaltische dykes durchschlagen die Plattformen und größere Bereiche (Predazzo) kollabierten und in den Becken, an der Basis der Abfolge lagert sich eine sehr heterogene Megabrekzie ab (Caotico eterogenico). Die vulkanische Abfolge besteht aus Pillowlaven, Pillowbreccien, Hyaloklastiten füllt die Becken auf und bedeckt (onlap) die ursprünglichen Abhänge der Plattformen. Kissenlaven bilden den Hauptteil der vulkanischen Serien der westlichen Dolomiten (Seiser Alm, Grödner Tal, Duron-Tal, Fassatal) und erreichen Mächtigkeiten von 400 m. Zwischengelagert in den Strömen aus Pillowlaven sind häufig Lavaergüsse mit Pillowbreccien und Lagergänge mit säuligen Absonderungen (Bosellini, 1998).

Die Postvulkanische Sedimentation und Riffbildung: Marmolada-Konglomerat

Beim Marmolada-Konglomerat handelt es sich um Oberladinische dm-geschichtete, gradierte Sandsteine und Konglomerate, zum Großteil aus Lava bestehend. Die epiklastischen Sedimente stammen aus fluviatilem, küstennahem Transport und wurden schließlich gravitativ (Schlammströme, Rutschungen) ausgehend von einer Hochzone (Vulkane) im Bereich von Marmolada, Monzoni, Costabella in die naheliegenden Becken transportiert. Durch die gravitative Differenzierung der Sedimente, verteilen sich die grobkörnigen Marmotlada-Konglomerate entlang von submarinen Deltas gürtelförmig um diese ehemalige Hochzone. Die besten Aufschlüsse findet man entlang des Padon-Kammes, am Buffaure, Col Rodella, Vales-Pass und den Pale di S. Lucano (Bosellini, 1998).

Cipit-Kalke

Es handelt sich um Kalkblöcke und Megabreccien die normalerweise das Marmolada-Konglomerat überlagern (Col Rossi); sie können aber auch in die vulkanoklastischen Ablagerungen (Rosszähne,

Molignon) oder auf den Beckensedimenten der Wengen Formation lagern. Vor ca. 230 Ma war die Landschaft der Dolomiten geprägt von prävulkanischen, kontinentalen Plattformen, die wie Inseln im Meer standen (vulkanische Schichten waren größtenteils schon erodiert worden). Die Cipitblöcke lösten sich von den Rändern der Plattformen und rutschen teilweise bis zu 400 m tief in die vorgelagerten Becken. Feingeschichtete rote und gelbe Sedimente geben den Cipitblöcken ihre auffallende Farbe. Da sie nicht oder nur teilweise dolomitisiert wurden geben sie Hinweise auf riffbauende Organismen und Wachstumsgefüge (Bosellini, 1998).

Wengen Formation

Mit zunehmender Entfernung von der Hochzone (Gröden-, Gadertal, Senke von Cortina, Cadore) werden die Konglomerate allmählich von feinkörnigeren Material abgelöst. Die Wengen-Formation setzt sich aus Ton-, Silt- Sandsteinen, Konglomeraten (Marmolada-Konglomerat) und Mergeln aus dem Abtragungsschutt ladinischer Vulkanite, untergeordnet aber auch aus allodapischen Kalken (umgelagerte Kalke) aktiv progradierender Karbonatplattformen zusammen. Die Sedimentation erfolgte hauptsächlich über Turbidite (Bosellini, 1998).

St. Cassian Formation

Gegen Ende des Ladins kam die Subsidenz fast völlig zum Erliegen, und auch die vulkanische Aktivität wurde eingestellt. Im Oberladin und Karn bildete sich eine neue Generation von Karbonatplattformen und Beckensedimente, die St. Cassian-Formation. Aufgebaut wird sie aus Mergeln, Kalkmergeln und allodapischen Kalken inklusive Riffbreccien. In den Beckensedimenten findet man die letzten Dokumente für die vulkanischen Ereignisse des Ladins, vulkanische Erosions- und Verwitterungsprodukte lagerten sich zusammen mit Kalkkomponenten der postvulkanischen Plattformen ab. Die Plattformen des Cassianer Dolomits (auch als oberer Schlern Dolomit bezeichnet) konnten wegen der fehlenden Subsidenz nicht aggradieren und progradierten in die umgebenden Becken. Gleichzeitig wurden diese Becken kontinuierlich aufgefüllt und immer flacher. Daher besteht der untere Teil der Formation aus Tiefwassersedimenten abgelagert in Beckentiefen von 300-500 m, während sich am Top Flachwassersedimente ablagerten. In den zentralen Dolomiten besteht der Cassianer Dolomit (Riffe) aus zwei Plattformgenerationen: einer älteren, von der nur Ausläufer einst großer Plattformen überliefert sind (Richthofen Riff, Sass Becce, Sass Bianco, Col Gallina) und einer jüngeren (Sella, Gardenaccia, Settsass, Lagazuoi etc.) (Bosellini, 1998).

Karnische Regression: Dürrenstein Dolomit, Raibler Formation

Zu Beginn des Karns sank der Meeresspiegel und die Plattformentwicklungen kamen zum Erliegen. Im westlichen Teil der Dolomiten (Sella, Grödner Tal, Fassatal, Fleimstal) wo die Becken bereits gefüllt waren (Vulkanite und deren Abtrag, Wengener Formation) verlandete, im Ostteil bestanden noch einige Becken die nun mit den karbonatischen Schlammen des Dürrenstein-Dolomits aufgefüllt wurden. Im Unterschied zum St. Cassian Dolomit, ist der Dürrenstein Dolomit horizontal geschichtet und es fehlt die Klinostratifikation (durch seitliches Wachstum der Karbonatplattform entstandene, geneigte Schichtflächen) (Bosellini, 1998).

Gegen Ende des Karns wurden auf der bereits eingeebneten Morphologie eine Wechselfolge von Kalken, Mergeln, Tonen, Sandsteinen, Konglomeraten und seltene Gips- und Dolomithorizonten abgelagert. Kennzeichnend sind die lebhaften roten, grünen, gelblichen und weißen Farben der Sedimente. In den flachen Küstenbereichen konnten Rifforganismen wie Korallen und Kalkschwämme nicht mehr leben und wurden von Mollusken (z.B. *Ostrea, Perna, Myophoria*

kefersteine) verdrängt, die sich an das sandige, warme, stark bewegte Flachwasser anpassen konnten (Bosellini, 1998). Eine Besonderheit der Raibler Formation sind die sogenannten *Sphärocodien*, sphäroidale Körper mit konzentrischer Struktur, die den cyanophyceen Algen zugeordnet werden. Die Raibler Formation kann bis zu 40-50 m mächtig werden und bildet im Gelände häufig charakteristische Verebnungsflächen wie z.B. an der Sellagruppe.

Hauptdolomit

Der Hauptdolomit ist im Oberkarn und Nor in küstennahen Wattgebieten während periodischer Meeresspiegelschwankungen entstanden. Subsidenz ermöglichte die Ablagerung der ca. 1000 m mächtigen Abfolge die in den Dolomiten weit verbreitet ist (Drei Zinnen, Cristallo, Pompagagnon, Sorapiss, Tofane, Civeta, Sella, Puez). Der Hauptdolomit besteht aus zyklischen Abfolgen von: subtidal gebildeten, hellen, massigen, löchrigen Dolomitbänken mit Megalodonten und Gastropoden und inter- bis supratidalen feingeschichteten Dolomiten mit Algenlamination (Stromatolithe) und pisolithischen Breccien (Bosellini, 1998).

Dachsteinkalk

Der rhätische Dachsteinkalk kommt nur in den östlichen Dolomiten (östlich der Sellagruppe) vor. Die Mächtigkeit reicht von 40 m am Piz Boe` bis zu ca. 1000 m am Monte Tubaio, dabei handelt es sich um mächtige Seichtwasserkalke in denen häufig große Lamellibranchiaten (*Megalodon, Dicerocardium*), Foraminiferen (*Triasina*) und manchmal Korallen (*Thecosmilia*) vorkommen.

Graue Kalke

Die geschichteten, grauen Kalke (Ooidkalke) aus dem Lias sind häufig durch dünne Tonlagen getrennt. Die Vorkommen beschränken sich auf: die oberen Wände des Kreuzkofels, Conturines, Fanes-, Sennes-, Fosses-, Hochflächen, Hohe Gaisl, Antelao, Pelmo und Civetta. Das Ablagerungsmileau sowohl des Dachseinkalkes als auch der Graukalke was eine größere, 70-80 km breite tropische Karbonatplattformen (Trento-Plattform) die im Westen und Osten von tiefen Meeresarmen begrenzt war (Bosellini, 1998).

Ammonitico Rosso

Der Ammonitico Rosso (roter Ammonitenstein) aus dem Mittel-Ober Jura besteht im unteren Abschnitt aus m-mächtigen rosaroten bis roten, zum Teil. dolomitisierten mikritischen Kalken mit knolliger-welliger Schichtung, hohem Anteil an rotbraunen tonigen Material und pelagischen Bivalven und Globigerinen. Darüber folgen dunkelrote Knollenkalke mit Aptychen und der oberste Abschnitt besteht aus roten und weißlichen Ammonitenkalken. Die Mächtigkeit dieser hemipelagischen Abfolge beträgt 10-20 m. Hauptvorkommen sind die Gipfelpartien der Tofana di Dentro, Limo-See, Fanes-Alm, Gardenaza und Piz Boe` (Bosellini, 1998).

Puez-Mergel, Antruilles Formation

Die Sedimente aus der Kreide sind relativ selten und beschränken sich auf einige Restvorkommen mit geringer Mächtigkeit, welche die quartäre Erosion überdauert: die Hochfläche Puez-Gardenaza, Piz Boe` und der Ampezzaner Hochfläche. Der untere Abschnitt wird als Puez-Mergel und der obere als Antruilles Formation bezeichnet.

4. Geologische Kartierung (detailierte geologische Karte im Anhang)

4.1 Schichtfolgen im Arbeitsgebiet

Die Aufschlussverhältnisse im Arbeitsgebiet spiegeln die stratigraphische Abfolge (siehe Abb. 6) von drei Unter Permischen, vulkanosedimentären Formationen (Lieg-, St. Vigil-, Auer Formation) aus der Etschtaler Vulkanit Gruppe und dessen Ablagerungsbasis (Brixner Quarzphyllit) wieder.
Die vulkanosedimentäre Abfolge fällt sehr einheitlich mit ca. 30° nach S ein und hat im gesamten kartierten Abschnitt, mit Ausnahme von der St. Vigil Formation, konstante Mächtigkeiten. Morphologisch zeigen sich unterschiedlich stark erodierte und verschieden steile Bereiche (siehe Abb. 5), wobei die Formationsgrenzen nur bedingt mit den Festigkeitsgrenzen übereinstimmen. Aufgrund dieser Heterogenitäten werden in der vorliegenden Arbeit sowohl die Lieg Formation, als auch die Auer Formation über dem Formationsbegriff noch weiter unterteilt. Die Heterogenität der Lieg Formation z.B. (basaler Lapilli-Tuff, homogener Lapilli-Tuff) beruht auf die Ausbildung verschiedener vulkanischer Fließkörper, die petrologisch zwar die gleiche Zusammensetzung haben und folglich derselben Formation zugeteilt werden, jedoch in ihrer Festigkeit deutlich abweichen. Der Grund hierfür ist der unterschiedliche Verschweißungsgrad der Matrix.

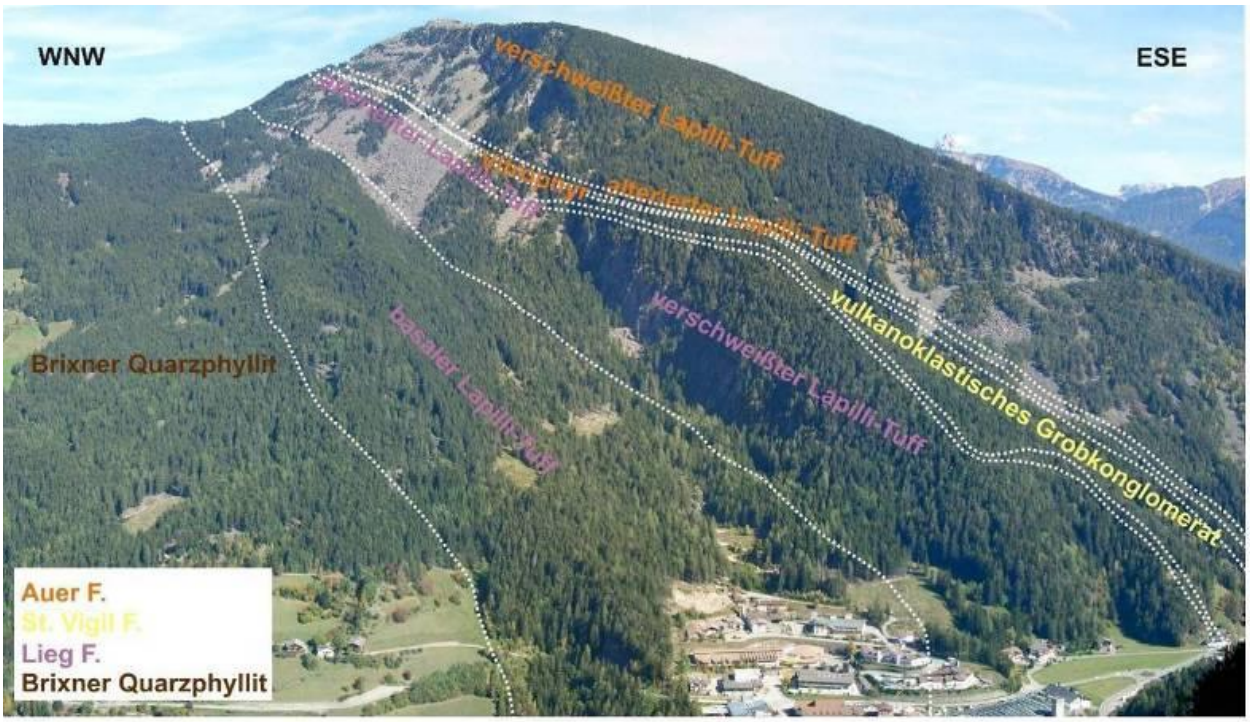


Abb. 5: Gesteins- und Formationsgrenzen im Bereich der Massenbewegung. In der Mitte des Bildes ist der Gipfel von Außerraschötz zu sehen und im Vordergrund die Ortschaft Pontives. Vom Gipfelbereich bis zur Ortschaft verläuft eine markante NE-SW streichende bis zu 100m hohe Steilwand, die in Folge als Hauptabbruchkante bezeichnet wird.

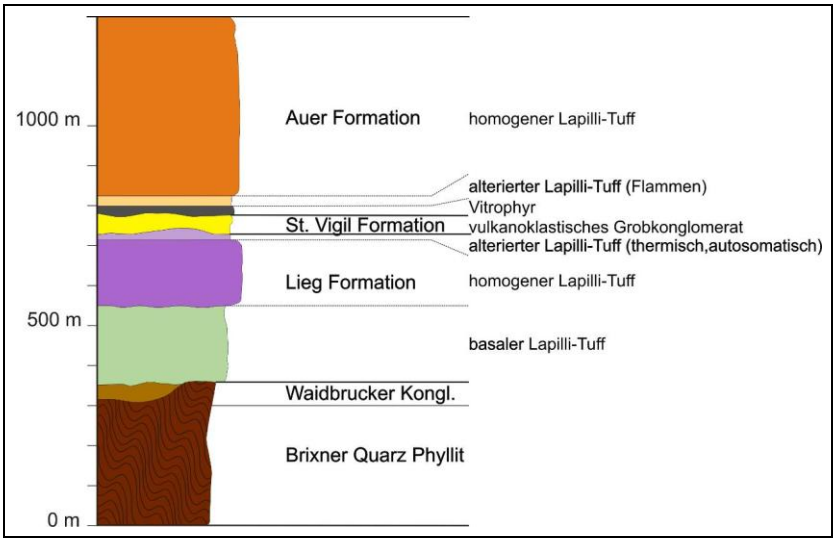


Abb. 6: Lithostratigraphisches Profil der Schichtfolgen bei Raschötz; das Profil wurde auf der Grundlage der eigenen Aufnahmen rekonstruiert.

4.1.1 Brixner Quarzphyllit

Das metamorphe Basement besteht in der Region hauptsächlich aus Quarzphyllit Serien und ist am N- und S Rand der gesamten Etschtaler Vulkanit Gruppe (EVG) aufgeschlossen. Im S handelt es sich um den Cima d`Asta- und im N um den Brixner Quarzphyllit. Die niedriggradig metamorphen pelitisch-psammitischen Gesteine, haben kambro-ordovizisches bis silurisches Sedimentationsalter (Gansser et al., 1988) und wurden im Karbon in der unteren Grünschieferfazies schwach metamorph überprägt. Der Brixner Quarzphyllit wird aufgrund des Vorkommens von Vulkaniten im sedimentären Protolith in drei Komplexe gegliedert (Sassi & Spiess, 1993):

- der untere pelitisch-psammitische Komplex mit Ablagerungen aus dem höheren Ordovizium.
- der mittlere vulkanisch-sedimentären Komplex mit einem oberordovizischen Sedimentationsalter. Charakteristisch ist das Vorkommen von Vulkaniten und Vulkanoklastiten rhyolithischer und rhyodazitischer Zusammensetzung, sowie von graphitreichen Lagen.
- der pelitisch-psammitische Komplex mit silurisch-devonischem Alter.

Der Brixner Quarzphyllit ist im westlichen Bereich des Kartierungsgebietes aufgeschlossen. Im Arbeitsgebiet handelt es sich dabei um Chlorit-Serizit Phyllit (siehe Abb. 7), der sehr quarzitisch (ehemalige Sandsteine) werden kann. Westlich von Raschötz in den eingeschnittenen Flanken des Gebirgsbaches welcher von den „Schgritter Wiesen“ kommt, bilden grünschieferfaziell, chevronartig verfaltete Chlorit-Serizit Phyllite mit eingeschalteten, deformierten sauren Vulkaniten (große dynamisch rekristallisierte Quarzribbons und zerbrochener Feldspat) den Hauptteil der als Brixner Quarzphyllit ausgeschiedenen Einheit.

Abb. 7: Steil nach SSE einfallender Bereich der Brixner Quarzphyllits im W der großen Rutschung am Gipfel von Außerraschötz (siehe Kap. 8.4.2) (Koordinaten: 701960, 5164130).

4.1.2 Lieg-Formation

Die Lieg-Formation ist im Eisacktal nördlich der Bundschuh-Störung (eine markante WNW-ESE streichende, steil nach S einfallende permisch angelegte Abschiebung) und entlang des Grödner Tales bis zu Raschötz hin aufgeschlossen. Lithologisch handelt es sich um eine Abfolge von grüngrauen bis rötlich, violetten rhyodazitischen Lapilli-Tuffen. An der Basis der Formation treten häufig Surgeablagerungen (Ablagerungen explosiver Ereignisse mit geringer Viskosität) und Ignimbritbreccien mit roten, cm-großen, eckigen Lithoklasten auf (Bargossi et al., 1998).

Abb. 8: Erosionsprofil (ca. 11 m mächtig) an der Nordflanke von Raschötz (Koordinaten: 703460, 5164700); der homogene Lapilli-Tuff der Auer Formation mit dem alterierten Bereich an der Basis liegt konkordant auf einem autosomatisch alterierten Lapilli-Tuff der Lieg Formation; das zwischengelagerte Grobkonglomerat der St. Vigil Formation welches an der NE-SW streichenden Hauptabbruchkante (siehe Abb. 5) ansteht, sowie der Vitrophyr an der Basis der Auer- Formation sind in diesem Bereich nicht vorhanden.

In der vorliegenden Arbeit wird die Lieg Formation in zwei unterschiedlichen Ausbildungen unterteilt (siehe Abb. 6):

Der *basale Lapilli-Tuff* hat eine deutlich verminderte Festigkeit und ist oberflächlich stärker verwittert als der sich im Hangenden befindende homogene Lapilli-Tuff (siehe Kap. 6.1.7; Kap. 6.1.10). Es handelt sich um einen schlecht verschweißten, geschichteten, violetten bis violett grauen Lapilli-Tuff, der eine max. Mächtigkeit von bis zu 225 m erreicht und an dessen liegendsten Bereich, bis zu 15 m mächtige Surgeablagerungen auftreten. Charakteristisch für diese Surgeablagerungen ist das häufige Vorkommen von rötlichen Vulkanitklasten in einer grobkristallinen Matrix (siehe Abb.9) die als Härtlinge auf den Schichtflächen zum Teil herauswittern. Dieser basale Teil ist sehr schlecht aufgeschlossen, inhomogen aufgebaut und besteht aus den bereits beschriebenen Surgeablagerungen. Die Inhomogenität äußert sich in der unterschiedlichen Verwitterung und Morphologie einzelner Ablagerungskörper. Aufgeschlossen ist dieser Formationsbereich entlang der Rinne (siehe Kap.8.4.2.3) im W von der Hauptabbruchkante der Torwand.

Abb. 9: Die Schichtfläche des grusig verwitternden basalen Lapilli-Tuffes ist im Bereich der Rinne (siehe Kap. 8.4.2.3) anstehend (Koordinaten: 702015, 5163360); rötliche vulkanische Lithoklasten wittern aus den Schichtflächen heraus (rechtes Bild).

Der *homogene Lapilli-Tuff* ist sehr kompakt, weitständig geklüftet und hat die typische porphyrische Struktur. In einer homogenen violetten, violett grauen Grundmasse welche mit der Lupe nicht auflösbar ist, befinden sich die Phänokristalle (1-3 mm) aus weißem und/oder hell rosa Plagioklas, Quarz, Biotit, ± Pyroxen. Petrologisch handelt es sich um einen rhyodazitischen Lapilli-Tuff, der aufgrund der hohen Festigkeit bei sehr hohen Temperaturen kompaktiert wurde. Lagenweise treten auch Tuffbreccien mit kantigen Lithoklasten derselben Zusammensetzung auf. Die maximale Mächtigkeit dieses homogenen und einheitlichen Bereiches beträgt 230 m. Am Top der homogenen Ausbildung ist ein in Situ zerrissener, von ausgelaugten (thermisch, autosomatisch) Klüften und Rissen durchzogener und somit ebenfalls weniger fester und oberflächlich stärker verwitternder Lapilli-Tuff Horizont ausgebildet (siehe Abb. 8 und Abb. 10). Diese Ausbildung wurde nur an der Nordflanke von Raschötz und teilweise an der Westseite des Gipfelbereiches beobachtet.

Abb. 10: Am Steilhang nördlich des Gipfels von Außerraschötz ist der hangendste Bereich der homogenen Lieg Formation mit den in Situ zerrissenen, autosomatisch alterierten Klüften am deutlichsten zu sehen (Koordinaten: 703500, 5164700).

4.1.3 St. Vigil-Formation

Bei der St. Vigil Formation handelt es sich um fluviatile, lakustrische Ablagerungen die Schrägschichtung und Gradierung mit coarsening upward Trend zeigen. Die vulkanoklastischen Sedimente sind über der schuttbedeckten Terrasse von Tagusens ins Grödner Tal bis nach Raschötz verfolgbar. Im unteren Teil kommen schlecht verfestigte, fein geschichtete vulkanoklastische Sand-, Silt- und untergeordnet Tonsteine vor.

Abb. 11: Das schräg geschichtete Grobkonglomerat der St. Vigil Formation wird von einer Seitenverschiebung (Hf 057/77; Hl 332/05) versetzt (linkes Bild). Das Konglomerat besteht in der Grobfraktion (> Kies) hauptsächlich aus gut gerundeten vulkanitischen Komponenten, wie im rechten zu sehen (Koordinaten: 703720, 5163825).

Diese verzahnen sich ins Hangende mit sandigen, roten bis violett grauen Konglomeraten. Bei Raschötz ist nur dieser hangende Bereich ausgebildet und erreicht hier (siehe geologische Karte im

Anhang) eine maximale Mächtigkeit von 30 m. Da es sich um Rinnenfüllungen handelt, kann die Mächtigkeit je nach Paläorelief, innerhalb kurzer Distanzen stark schwanken. Im Allgemeinen bestehen die polymikten Komponenten aus gut gerundeten Vulkaniten, Quarzen des kristallinen Untergrundes und seltener phyllitischen Geröllen (Bargossi et al., 1998, Brandner et al., 2007).

Die größten Blöcke im matrixgestützten Konglomerat bestehen aus Vulkaniten und erreichen Größen von 30 cm (siehe Abb. 11). Im Gegensatz zum homogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation im Hangenden und dem homogenen Lapilli-Tuff der Lieg Formation im Liegenden, ist das Grobkonglomerat nicht so stark von den steilen bis sehr steilen Klüften durchtrennt; es bildet morphologisch einen flacheren Übergang zwischen den Steilböschungen im Hangenden und Liegenden. Der einzige Aufschluss wo diese Formation beobachtet werden kann befindet sich entlang der „Torwand“ (siehe Abb. 12). Am Gipfelbereich von Außerraschötz keilt die Formation aus (siehe Abb. 8) und im Hangenden der homogenen Lieg-Formation befindet sich konkordant die Auer Formation.

Abb.12: Der stratigraphische Kontakt zwischen den drei konkordant liegenden Formationen ist nur an einem Aufschluss zu dokumentieren (Koordinaten: 702640, 5163660); das dargestellte Profil umfasst ca. 15 m und die St. Vigil Formation ist hier in der Mächtigkeit auf 7 m reduziert. Den Abschluss im Top der homogenen Lieg Formation bildet hier nicht der metasomatisch alterierte Lapilli-Tuff, sondern ein grüner, ca. 1 m mächtigen flow mit cm-großen Feldspatporphyroklasten; diese Ausbildung wurde in keinem anderen Bereich der Gebietes beobachtet.

4.1.4 Auer-Formation

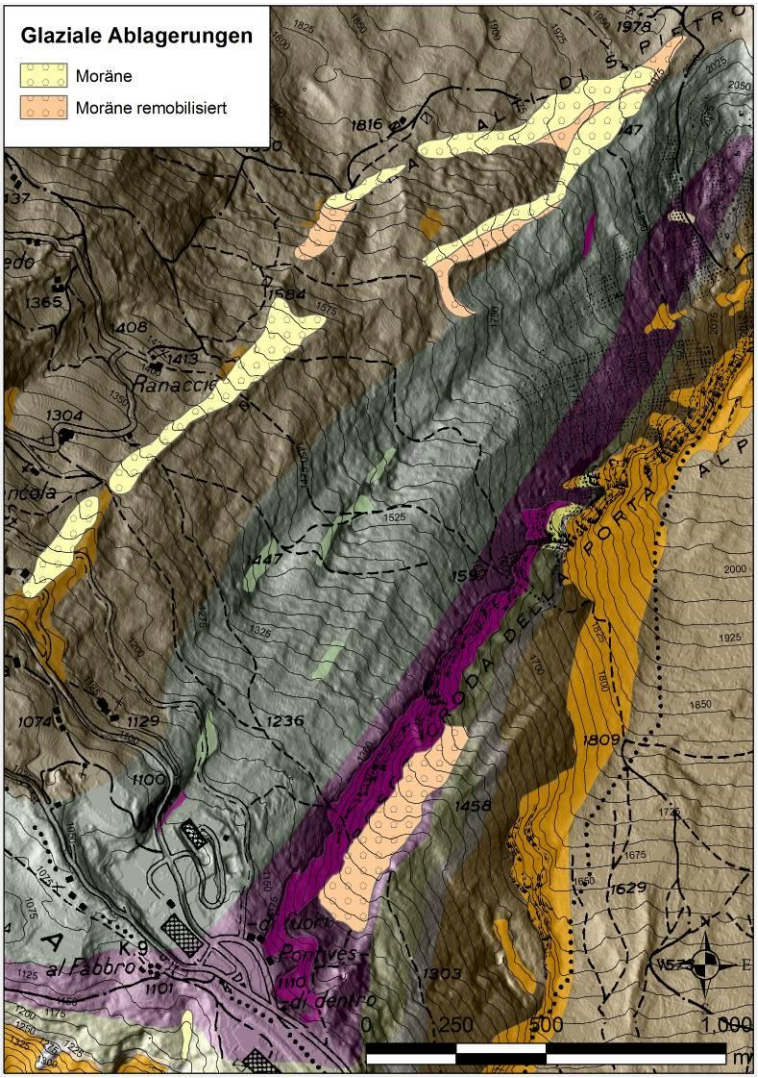
Die Auer Formation ist die jüngste und mächtigste vulkanische Ablagerung der EVG; die Ablagerungen der ehemaligen pyroklastischen Ströme plombieren das Relief. Lithologisch besteht diese Formation aus verschweißten, sehr kompakten und homogenen, rhyolithischen Lapilli-Tuffen. In der einheitlichen Matrix (mit der Lupe nicht auflösbar) erkennt man mm-große meist idiomorphe Phänokristalle (2-4 mm) von Sanidin, rosarotem Plagioklas, Quarz und Biotit. Flammen (Glasschmitzen) und rötlich oder schwarz gefärbte aphyrische, eckige Lithoklasten von gleicher Zusammensetzung wie der Ignimbrit sind häufig. Auffallend ist eine regelmäßige, subvertikale Klüftung entlang von mindestens drei joint sets (siehe Kap. 4.4; Kap. 6.1.1) und eine weitständige

Diskontinuität, die subparallel zur Schichtung in variablen Abständen von mehreren dm bis m durchzieht. Gelegentlich erkennt man auch noch die ursprünglichen Abkühlungsrisse.
An der Basis der Formation tritt ein Vitrophyrhorizont als charakteristischer Leithorizont auf, der unter anderem 1813 als Baustein bei der Errichtung des Ludwig van Beethoven Monuments in Wien benutzt wurde. Der Vitrophyr hat die gleiche Zusammensetzung wie der Lapilli-Tuff, die Matrix ist allerdings grau bis schwarz und zeigt im Dünnschliff die für vulkanisches Glas charakteristische Perlithklüftung und eutaxische Strukturen (Bargossi et al., 1998). Dieser Horizont ist bei Raschötz in der Nähe von der Scanline C im Hangenden des Konglomerates der St. Vigil Formation aufgeschlossen. Ein weiterer für die Basis der Auer Formation charakteristischer Horizont schließt gleich im Hangenden an und ist im gesamten kartierten Gebiet anzutreffen. Es handelt sich um einen hellgrauen bis weißen, alterierten, rhyolithischen Lapilli-Tuff (siehe Abb. 13) der sehr reich an Hohlräumen ist. Diese plattigen Hohlräume (Flammen) von 1-4 cm Länge und ca. 1 cm Breite sind ausgewitterte Glasschmitzen und zeichnen die sedimentäre Schichtung nach.
Durch die Verwitterungsanfälligkeit und die Hohlräume ist diese max. 15 m mächtige Schicht im Verhältnis zum überlagernden homogenen und kompakten Lapilli-Tuff sehr weich.

Abb. 13: Der homogene Lapilli-Tuff überlagert den weicheren alterierten Lapilli-Tuff der Auer Formation. Der härtere Bereich ist von regelmäßigen Klüften durchzogen, während der weichere eher plastisch deformierte (Koordinaten: 702700, 5163750).

4.2 Quartäre Ablagerungen

Der langgestreckte Moränenwall welcher dem Rückzugsstadium der letzten Eiszeit (LGM, Last Glacial Maximum) zugeordnet wird ist die prägende glaziale Ablagerung im Arbeitsgebiet (siehe Abb. 14). Der Wall flankiert das westliche Ende der großen Rutschung am Gipfel (siehe Kap. 8.4.2) und könnte daher als seitlicher Randwall dieser interpretiert werden. Es handelt sich aber um Ablagerungen des Eisacktal-Gletschers, der über das Villnösstal bis nach Gröden reichte. Das Fließen des Eisack-Gletschers bis weit ins Grödner Tal ist in der Literatur schon seit längerem bekannt (Klebelsberg, 1935). Bestärkt wird diese Annahme durch die schwache Kompaktion und



die Zusammensetzung des Tills. Entlang der Moräne wurde in der Fein-Mittelkies Fraktion sowohl im Gelände als auch im Binokular mehrfach dunkler graphitreicher Quarzphyllit beobachtet, welcher im Villnösstal, bzw. talauswärts im W anstehend ist und allein gravitativ nicht an diese Stelle gelangt sein kann. Es wurden außerdem einige Granit Grobkiese gefunden welche die Herkunft des Materials aus dem Grödner Tal ausschließen und die Annahme des Eisacktales als Liefergebiet bestärken. Im Bereich des Schuttstromes (siehe Kap. 8.3.9) ist ein Teil der Moräne in die Fließbewegung miteinbezogen und wird von der Schuttstirn am Fuße der Rutschung am Gipfel überfahren. Bei diesen Moränen, sowie auch bei jenen welche die Rutschung im Talbereich (siehe Kap. 8.4.3) begrenzt, handelt es sich um gravitativ remobilisierte Moränen.

Abb. 14: Kartierter und interpretierter (transparent) Verlauf der Lithologien und quartäre Ablagerungen im Arbeitsgebiet. Die Seitenmoräne erstreckt sich vom kleinen Joch am rechten oberen Eck (Tschatterlin Sattel) der Karte nach SW. Der Rücken im W der Rutschung im Talbereich, im Gebiet des „Torwandwales“ ist morphologisch nicht mehr als Moräne erkennbar, beim Lockermaterial handelt es sich aber genau so wie am Fuß der Rutschung am Gipfel um remobilisierte Gletscherablagerungen (topographische Basisdaten: siehe Abb. 1).

4.3 Quellen und Vernässungszonen

Bei der Kartierung der Quellen und der Vernässungszonen wurde – unter Berücksichtigung des Wetters im Spätsommer und Herbst (2007) – versucht, die zeitweise wasserführenden (blaue Ringe, siehe Abb.14) von den ganzjährig wasserführenden Quellen (blaue Kreise) zu unterscheiden. Die Quellen 1 und 2 treten mit einer ungefähren Schüttung von 0,5-2 L/sec an der nordwestlichen Begrenzung des großen Rutschungskörpers am Gipfel, direkt am interpretierten lithologischen Wechsel zum stauenden Brixner Quarzphyllit aus. Der Quarzphyllit wirkt im Verhältnis zu den Lapilli-Tuffen als Wasserstauer; die geringere Durchtrennung des Phyllits begünstigt diese Eigenschaft.

Abb. 15: Die Vernässungszone (Nr.8) am lithologischen Übergang der basalen Lieg Formation zum unterlagernden und wasserstauenden Brixner Quarzphyllit (Koordinaten: 701801, 5163800).

An dieser Stelle befindet sich auch der interpretierte Verlauf der Untergrenze des basalen Lapilli-Tuffes das Lieg Formation (siehe Abb.16). Der Niederschlag sickert in den stark geklüfteten homogenen Lapilli-Tuffen der Auer- und Lieg-Formation rasch ein und tritt an den teilweise stauenden Schichten des St-Vigil Konglomerates (Quelle 12, 13, 14) und des basalen Lapilli-Tuffes (Quellen 10, 11), und besonders am Brixner Quarzphyllit (1 – 9) wieder aus. Die Quelle 4 ist rudimentär eingefasst, führt viel Wasser und wird landwirtschaftlich vom Hof Ranatsch genutzt. Die Quellen 5, 6, 7, 8, 9 sind Schuttquellen (siehe Abb. 15). An diesen Stellen befindet sich der Quarzphyllit seicht unterhalb des Blockfeldes mit Feinanteil (siehe Kap. 8.4.1). Die Quelle 10 ist in einem gemauerten Reservoir gefassen und wird von der Fraktion Pontives genutzt. An dieser Stelle bildet der schlecht verschweißte basale Lapilli-Tuff den Grundwasserstauer wo das Oberflächenwasser aus der Rinne (Kap. 8.2.2.3) und teilweise auch das Kluftwasser aus der überlagernden Steilböschung zusammenfließt. Die Zonen 11,12,13 sind Schuttquellen und Vernässungen die an Bereichen austreten wo die Grobkonglomerate er St. Vigil Formation als Stauer wirken.

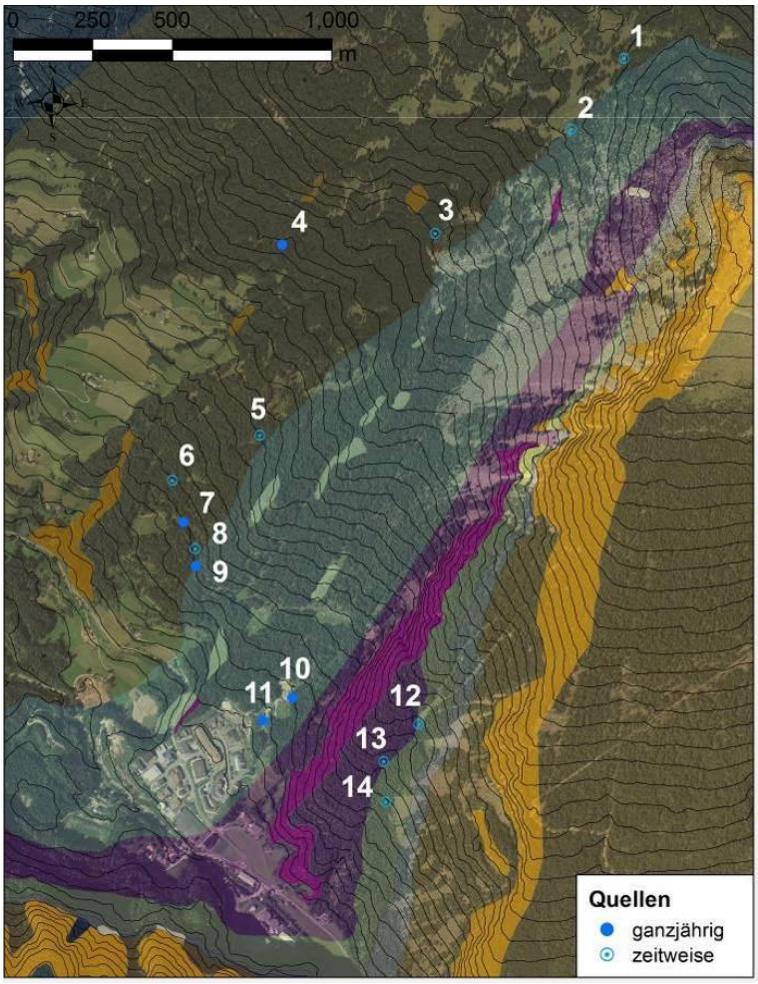


Abb.16: Kartierter und interpretierter (transparent) Verlauf der Lithologien und Lage der ganzjährig und zeitweise wasserführenden Quellen und Vernässungszonen. (Topographische

Basisdaten: digitales Farborthofoto, Ausgabe 2006 im Maßstab 1:10000; digitales Laserscan-Geländemodell im Maßstab 1:5.000 mit eier Laserpunktdichte von mindestens 4 Punkten auf 2.5m x 2.5m; Datenerfassung in den Wochen 19/2004, 45/2004, 19/2005; Amt für überörtliche Raumordnung der Autonomen Provinz Bozen – Südtirol).

4.4 Trennflächengefüge und Strukturdaten (Siehe auch Kap. 6.1.1)

Im kartierten Gebiet wurden außerhalb der Scanlinebereiche mehrere Störungen und Störungszonen aufgenommen; die stereographische Projektion der Flächen und der dazugehörigen Lineare mit deren Bewegungssinn ist im Schmidt‘ schen Netz in der Abb. 17 dargestellt. Die Störungszonen bestehen meistens aus kohäsivem Kataklasit mit Ausnahme von zwei ca. 0,5 m mächtigen, steil nach N einfallenden Zonen, die aus rötlichen, kohäsionslosen, tonigen fault gouge bestehen. Bei den flach nach S einfallenden Störungen handelt es sich um kohäsive Kataklasite mit abschiebender Kinematik, die zum Teil die sedimentäre Schichtung als bestehende Fläche benutzen. Die steilen NNE-SSW und NNW-SSE streichenden Systeme sind dextrale Seitenverschiebungen. Ein mittelsteiles System streicht NE-SW und ein weiteres NW-SE. Da auf frischen Harnischflächen häufig mehrere Bewegungsrichtungen festgestellt wurden, kann man davon ausgehen, dass die Flächen in den verschiedenen Sprödtektonischen Phasen reaktiviert wurden.

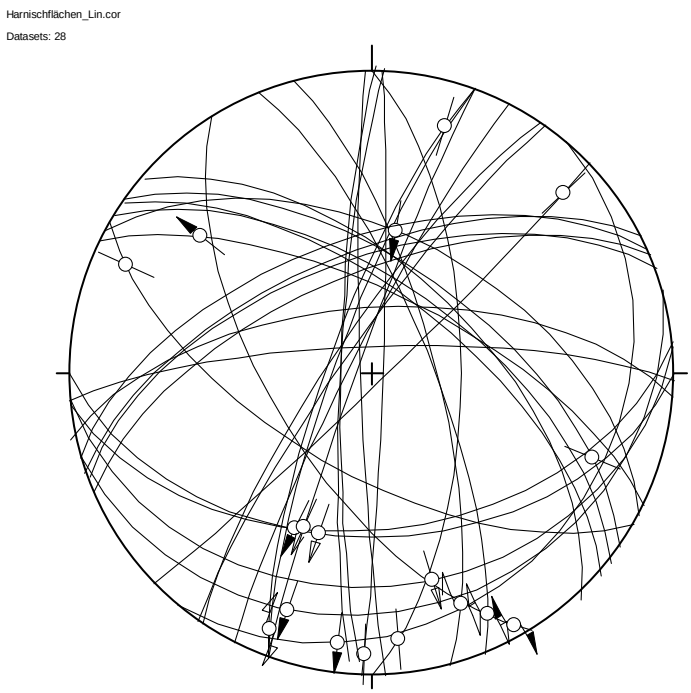


Abb. 17: Die Störungszonen und Harnischflächen aus dem gesamten Kartierungsgebiet mit den Bewegungsrichtungen.

4.5 Bohrung im Talboden

Um eventuelle Anzeichen eines Rückstaus im Talboden aufgrund von Massenbewegungen zu erkunden, wurde mit der Anwesenheit des Unterfertigten, eine Doppelkernrohrbohrung von der Bohrabteilung des „Landesamtes für Geologie und Baustoffprüfung“ der autonomen Provinz Bozen, – dort sind auch die Bohrkerne archiviert – im Talboden bis in einer Tiefe von 34,0 m abgeteuft (siehe Abb. 18). Bei den entnommenen Sedimenten handelt es sich bis in einer Tiefe von 25,8 m um die Ablagerungen eines braided rivers. Charakteristisch ist der Wechsel von sandigen und kiesreichen Abschnitten. Die Zusammensetzung der Sand- und Kiesfraktion spiegelt als Liefergebiet das hintere Grödnertal wider; die eingeschalteten rötlichen Sande stammen vom Grödner Sandstein, des Weiteren kommen Fraktionen aus den aufgearbeiteten Karbonatplattformen, den Vulkaniten und den Lapilli-Tuffen vor. Der Bereich von 25,8 m bis 32,8 m

ist deutlich feinkörniger und besteht vorwiegend aus siltigen Fein- bis Mittelsanden und bezeugt eine Periode mit niedriger Fließgeschwindigkeit.
Im Abschnitt von 32,8 bis 33,1 m wurde ein stark kompaktiertes, siltig-sandiges Sediment mit Kiesfraktion angetroffen, bei dem die Kompaktion nicht durch die Bohrung entstanden ist. Dieser Abschnitt liegt direkt dem glattgeschliffenen anstehenden Lapilli-Tuff auf und wird als Grundmoräne interpretiert. Ab der Tiefe von 33,1 wurde der anstehende Lapilli-Tuff der Auer Formation angebohrt.

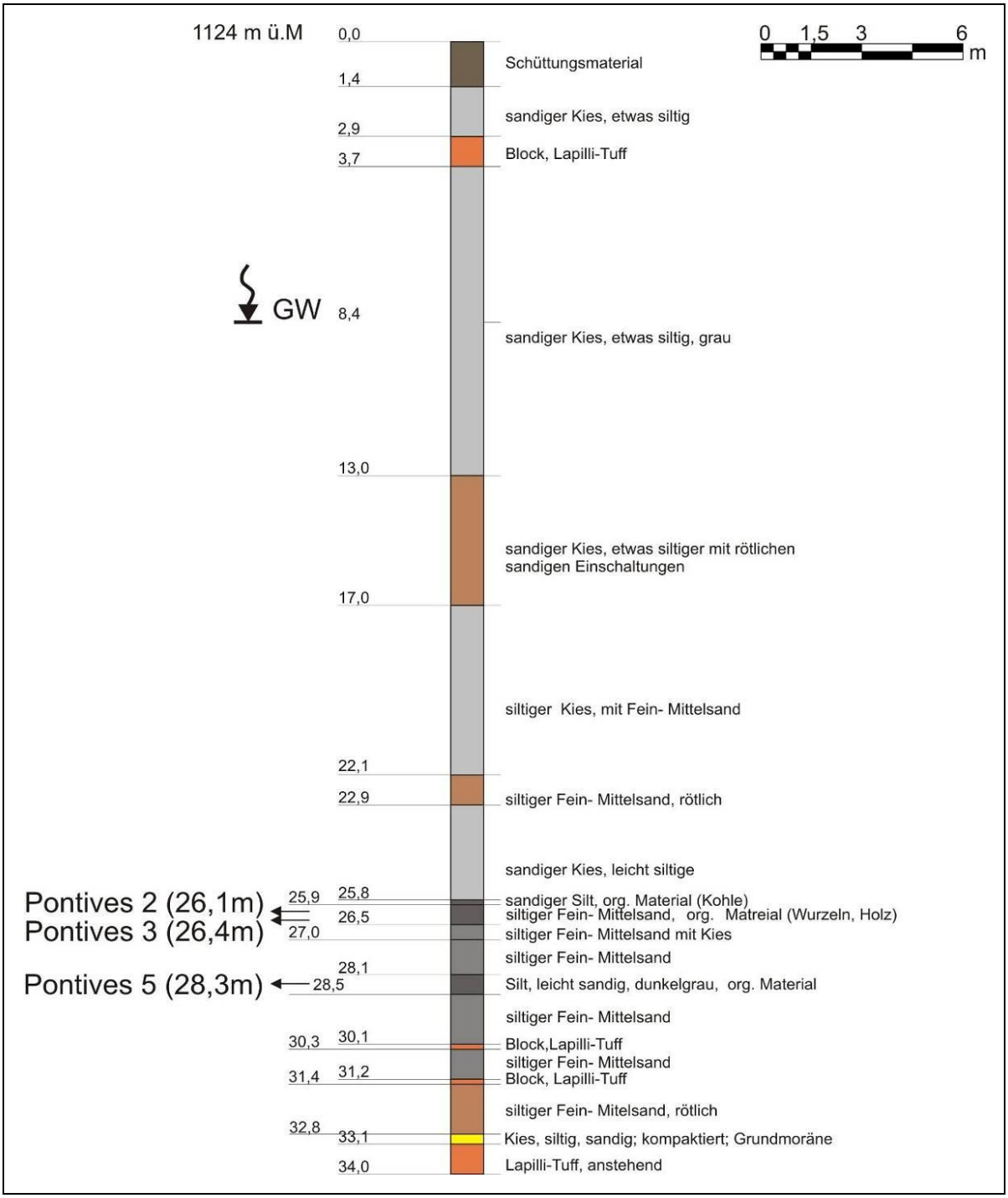


Abb. 18: Bohrprofil der im November 2007, im Talboden bis in eine Tiefe von 34 m abgeteuften Doppelkernrohrbohrung (Koordinaten 702290 5161815). Die Bezeichnungen Pontives 2, 3, 5 beziehen sich auf die mit der Radiokarbonmethode datierten Proben.

Aus siltigen Abschnitt der Tiefe von 25,8 m bis 32,8 m wurden in unterschiedlichen Tiefen, fünf organische Proben (Pontives 1 - Pontives 5) entnommen.
Aus den fünf genommenen Proben wurden drei geeignete und in den Abb. 19 und Abb. 20 ersichtliche, ausgewählt (Pontives 2, Pontives 3, Pontives 5) und vom Labor „CEDAT – Centro di Datazione e Diagnostica, Dipartimento di Ingegneria dell‘ Innovazione, Università di Salento“ mit der Radiokarbon-Methode mittels Massenspektrometrie (AMS) gemessen wurden (siehe Kap. 4.6).

Abb. 19: Die Probe Pontives 2 besteht aus Holzresten (Zweigbruchstücken) und wurde dem Bohrkern aus einer Tiefe von 26,1 m im siltigen Fein- Mittelsand entnommen (links). Bei der Probe Pontives 3 (links) handelt es sich um ein 4 cm langes Holzbruchstück, aus dem grauen, siltigen Fein-Mittelsand mit Kies, welche in einer Tiefe von 26,4 m entnommen wurde.

Abb. 20: Die Probe Pontives 5 (rechts) besteht aus Bruchstücken von Holzzweigen die wahrscheinlich von Nadelhölzern stammen und Teile von Schilfhalmen; beide wurden aus dem grauen, leicht sandigen Silt in einer Bohrkerntiefe von 28,3 m entnommen.

4.6 Datierung mit der Radiokarbon-Methode (^{14}C)

Der Kohlenstoff kommt in der Natur in Form von zwei stabilen (^{12}C zu 98,89 %; ^{13}C zu 1,11%) und einem radioaktivem Isotop (^{14}C) vor. Das Isotop (^{14}C) wird in der Stratosphäre in ca. 12-15 km Höhe durch die Interaktion von Neutronen aus der kosmischen Strahlung mit Sticksoff Atomen gebildet. Diese atmosphärische kosmogene Neubildung steht im Gleichgewicht mit dem radioaktiven Zerfall unter β^- Emission mit einer Halbwertszeit von ($t_{1/2}$ = *5730 a)*. Da die Verteilung der radioaktiven

Isotope innerhalb der Atmosphäre und der Austausch zwischen den einzelnen Kohlenstoffreservoirs im Vergleich zur Halbwertszeit relativ rasch (wenigen Jahren) erfolgen, sollte sich theoretisch überall dieselbe Konzentration wie in der Atmosphäre befinden. Solange ein Organismus am Leben ist, befindet sich die (^{14}C) Konzentration im Gleichgewicht (Modell nach Libby); wenn er stirbt wird die Einlagerung unterbrochen und es beginnt der Zerfall des Initialen ($^{14}C_0$) zum gemessenen (^{14}C), wobei das Alter folgendermaßen berechnet wird:

$$t = 8033 * \ln (^{14}C_0 / {}^{14}C)$$

Der Vergleich des berechneten ^{14}C Alters mit dendrochronologisch ermitteltem Alter zeigt eine Diskrepanz, wobei die ^{14}C-Messung zu junge Alter liefert. Die Abweichung wird mit zunehmendem Alter ausgeprägter und erfordert eine Korrektur. Daher muss man das konventionelle Alter vom kalibrierten unterscheiden, wobei das konventionelle Alter anhand der folgenden wichtigsten Modellannahmen berechnet wird:

- als Referenzjahr eines Alters mit der Angabe BP (before present) gilt 1950
- das initiale $^{14}C_0$ Verhältnis wird als konstant betrachtet und anhand eines internationalen Oxalsäure-Standards bestimmt.
- das konventionelle Alter wird anhand der Halbwertszeit nach Libby (5568 a) bestimmt obwohl dieser Wert um ca. 3% zu niedrig ist.
- die Isotopenfraktionierung des $\delta^{13}C$ wird korrigiert

Das kalibrierte Alter (siehe Tab. 1) wird aus dem konventionellen Alter, durch Kalibration des ^{14}C an dendrochronologisch datierten Baumringsequenzen bestimmt. Das erhaltene, chronologisch korrekte Alter wird als Kalenderalter bezeichnet und mit cal BC (calendar years BC) bezeichnet.

Probe	*Kalibriertes Alter*	*Wahrscheinlichkeit*
Pontives 2	360 – 290 cal BC	11.8 %
	230 – 40 cal BC	83.6 %
Pontives 3	360 – 290 cal BC	9.2 %
	210 – 40 cal BC	86.2 %
Pontives 5	200 cal BC – 0 cal AD	95.4 %

Tab. 1: Wahrscheinlichste, kalibrierte Radiokarbonalter der Proben (Pontives 2,3,4).

4.5 Interpretation der geologischen Kartierung

Die detailierte geologische Kartierung der vorliegenden Arbeit (siehe geologische Karte im Anhang), hat im Gegensatz zur neuen „Geologischen Karte der Westlichen Dolomiten“ (Autonome Provinz Südtirol-Bozen, 2007) – welche einen abrupten, ungestörten Mächtigkeitszuwachs in den Ignimbritbrekzien der Auer Formation das Auskeilen der Lieg Formation am Nordhang von Außerraschötz annimmt – den ungestörten und gleichmäßigen Verlauf der Lieg Formation in diesem Bereich gezeigt. Die „Geologische Karte der Westlichen Dolomiten“ (Autonome Provinz Südtirol-Bozen, 2007) führt ebenfalls am Nordhang von Außerraschötz einen violett grauen, ca. 10

m mächtigen, innerhalb der Auer-Formation zwischengelagerten Tuff Horizont an. Dieser Tuff Horizont erwies sich allerdings als ein in Situ zerrissener, von ausgelaugten Klüften und Rissen durchzogener Lapilli-Tuff (siehe Abb. 10), der charakteristisch für das Top der Lieg Formation ist, und somit die in der vorliegenden Arbeit kartierten Formationsgrenze zwischen der Lieg- und der Auer Formation am Außerraschötzer Nordhang rechtfertigt.

Außerdem wurde in dieser Arbeit, wie bereits im Kap. 4.1.2 angeführt, die Lieg Formation aufgrund der deutlichen Unterschiede in der Ausbildung in eine basale- und eine homogene Ausbildung unterteilt, wobei die „Geologische Karte der Westlichen Dolomiten“ (Autonome Provinz Südtirol-Bozen, 2007) keine Unterteilung trifft und auch die Surgeablagerungen an der Basis dieser Formation nicht anführt.

Die Bohrung zeigt bis in einer Tiefe von 25,8 m sandige Kiese die z.T. siltig entwickelt sind. Der Abschnitt von 25,8 m 32,8 stellt einen zusammenhängenden und nicht unterbrochenen Sedimentationskörper aus siltigen Fein- Mittelsanden dar, wo die Kiesfraktion fehlt, und der eine Periode mit niedriger Fließgeschwindigkeit dokumentiert. Der Abschnitt von 32,8 bis 33,1 m wird als kompaktierte Grundmoräne interpretiert. Die Bohrung liefert kein eindeutiges Argument eines länger andauernden Rückstaus und einer Seebildung im Talbereich hinter Pontives da der Feinkörnige Abschnitt zwischen 25,8 m und 32,8 weder Tonhorizonte noch rhythmische Ablagerungen wie Warvenschichtung liefert.

Die aus diesem feinkörnigen Abschnitt, datierten Proben ergeben die wahrscheinlichsten, kalibrierten Alter von 230 – 40 cal BC, 210 – 40 cal BC und 200 cal BC – 0 cal AC. Alle drei Proben aus den unterschiedlich tiefen Abschnitten des siltigen Fein- Mittelsandes sind ungefähr gleich alt und bezeugen, dass der 7 m mächtige feinkörnige Abschnitt, einen homogenen und zusammenhängenden Sedimentationskörper bildet, der in relativ kurzer Zeit abgelagert wurde.

Die Bildung dieses feinkörnigen Sedimentationskörpers wird als durch einen kurzzeitigen oder teilweisen Verschluss des Talbodens interpretiert, welcher die Fließgeschwindigkeit herabgesetzt hat, aber nicht zu einer Seebildung geführt hat. Der Verschluss kann dabei sowohl von Muren die während mehrerer Ereignisse entlang der Rinne abgegangen sind, als auch von der Rutschung im Tal verursacht worden sein.

Untersuchungen an 30 Massenbewegungen in den Dolomiten (Cortina d‘ Ampezzo und Alta Badia haben gezeigt, dass sich die erhöhte Aktivität in bestimmte Zeitperionden mit kaltem und humidem Klima konzentrieren (Soldati et al., 2004; Borgatti & Soldati, 2005):

- von 11.500 – 8.500 BP, während des Präboreals und Boreals
- von 5800 – 2000 BP, im Subboreal

Die erste Phase fällt in das klassische Postglazial, dem Rückzugstadium der Würm Vereisung; in dieser Periode konzentrieren sich in den Untersuchungsgebieten zwei Arten von Hangdeformationen (Soldati et al., 2004; Borgatti & Soldati, 2005):

- große translatorische Rutschungen (Gleitungen) die infolge der fehlenden Stützwirkung niedergegangen sind.
- Komplexe Bewegungen (Rotationsrutschungen und „flows“) im kristallinen Basement (Phyllit) welche durch erhöhte Grundwasserspiegel infolge erhöhter Niederschläge oder der Kombination mit der Erhöhung der Permafrostgrenze erklärt werden.

Während der zweiten Phase sind hauptsächlich Rotationsrutschungen oder „flows“ die prägenden Bewegungen; es handelt sich hierbei vordergründig um die Reaktivierung bereits niedergegangener Massenbewegungen, die mit der allgemeinen Niederschlagszunahme im Mittel-Holozän in Verbindung gebracht werden (Borgatti & Soldati, 2005).

In der Annahme, dass die Proben gleich nach dem Absterben sedimentiert wurden, was das übereinstimmende Alter aller untersuchten Proben bestätigt, stammen sie aus der Zeit des Subboreals und stimmen mit dem Ende der beschriebenen, erhöhten Massenbewegungsaktivität (von 5800 – 2000 BP) in der nahen Dolomitenumgebung (Oberes Gadertal, Cortina d' Ampezzo) überein. Es sei an dieser Stelle erwähnt, dass die Interpretation auf der Grundlage einer einzigen Bohrung erfolgt und durch weitere Bohrungen und Datierungen bestätigt werden sollte.

5. Geotechnische Begriffe

5.1 Bruchkriterien

Mohr-Coulomb

Die Festigkeit von Gesteinen wird in der Regel durch ein- oder dreiaxiale Druckversuche an zylindrischen Prüfkörpern ermittelt; dabei wird der beim Bruch gemessene Spannungszustand mit Hilfe von Spannungskreisen in einem σ - τ Diagramm dargestellt. Jene Gerade, die die ermittelten Spannungskreise beim Bruch begrenzt, wird Mohr-Coulomb‘ sche Bruchgerade genannt. Nach Coulomb ist der Scherwiderstand τ in einer Ebene beim Bruch daher durch folgende lineare Beziehung gegeben:

$$\tau = c + \sigma_n \cdot \tan\varphi$$

τ ... Scherspannung

φ ... Reibungswinkel

c ... Kohäsion

σ_n ... Normalspannung

Aus dieser Bruchbedingung folgt, dass der Bruch als Scherbruch in einem Winkel von α=45°+φ/2 zur Richtung der kleinsten Hauptspannung erfolgt. Die Größen *c* (Kohäsion) und *φ* (Reibungswinkel) sind Materialparameter des Gesteins. Nach Mohr (1882) kann der Grenzspannungszustand beim Bruch eines Gesteines auch durch die jeweiligen Hauptspannungen beschrieben werden. Bei der Ermittlung der Mohr-Coulomb‘ schen Bruchbedingung wird angenommen, dass die größte (σ_1) und die kleinste (σ_3) Hauptspannung unabhängig von der zugehörigen mittleren (σ_2) Hauptspannung sind. Die Bruchgerade kann wie folgt ausgedrückt werden:

$$\sigma_1 = \frac{1+\sin\varphi}{1-\sin\varphi} \cdot \sigma_3 + c \cdot \frac{2\cos\varphi}{1-\sin\varphi}$$

Aufgrund der unterschiedlichen Bruchmechanismen bei unterschiedlichen Beanspruchungen (Sprödbruch, Scherbruch, plastisches Verhalten) gibt es Abweichungen der dreiaxialen Druckversuche von diesem linearen Verhalten, deshalb wird vielfach das nichtlineare Kriterium nach Hoek und Brown angewendet.

Hoek-Brown

Das Hoek-Brown Kriterium ist ein empirisch entwickeltes Bruchkriterium, das seit 1980 mehrmals verändert und angepasst wurde (Hoek & Marinos, 2007). Im Unterschied zum Mohr-Coulomb`schen Kriterium ist die Einhüllende der Spannungskreise eine nicht-lineare Funktion. Damit kann sowohl das Bruchverhalten von intaktem Gestein, als auch jenes des Gebirges mit Hilfe des GSI-Wertes (siehe Kap. 7.2) beschrieben werden.

- *Für intaktes Gestein (Hoek et al., 1992):*

$$\sigma_1' = \sigma_3' + \sigma_c (m_i \cdot \frac{\sigma_3'}{\sigma_c} + 1)^{0,5}$$

σ_1' … größte effektive Hauptspannung bei Versagen

σ_3' … kleinste effektive Hauptspannung bei Versagen

σ_c … einaxiale Druckfestigkeit

m_i … Materialkonstante

Für die Ermittlung des Bruchkriteriums werden mittels Triaxialtests mindestens fünf Datenpunkte benötigt, und in folgende Gleichung eingesetzt:

$$y = m_i \cdot \sigma_c \cdot x + \sigma_c$$

wobei $x = \sigma_3'$

$$y = (\sigma_1' - \sigma_3')^2$$

- *Für durchtrenntes Gebirge (nähere Ausführung in Kap.7.2) (Hoek, 2002):*

$$\sigma_1' = \sigma_3' + \sigma_c (m_b \cdot \frac{\sigma_3'}{\sigma_c} + s)^a$$

Für die Betrachtung des Gebirges wird die Annahme getroffen, dass es sich um ein isotropes Medium handelt. Das Gebirge sollte ausreichend durchtrennt und die Trennflächenabstände möglichst klein sein. Es ist deshalb wichtig den Maßstabseffekt (Größe des Bauwerks im Verhältnis zu den Trennflächenabständen) als wichtigen Faktor zu beachten.

5.2 Trennflächen

5.2.1 Einteilung der Trennflächen

Trennflächen haben eine große Bedeutung, da sie maßgeblich das Verhalten des Gebirges, die Verformbarkeit, die Festigkeit und die Durchlässigkeit beeinflussen.

Unter dem Begriff Trennflächen werden alle Unstetigkeiten – unabhängig von ihrer Entstehung – zusammengefasst welche die gestaltliche und mechanische Kontinuität des Felses unterbrechen (Bruschi, 2004). Das Trennflächengefüge umfasst alle im Gebirge vorkommenden Trennflächen. Es gibt verschiedene Arten und Größenordnungen von Trennflächen. Ihre detaillierte Unterscheidung ist bei geotechnischen Fragestellungen von größter Wichtigkeit, da ihre unterschiedlichen Eigenschaften die geotechnischen Aspekte eines Gebirges (Durchtrennungsgrad, Wegsamkeit von Flüssigkeiten und Gase, Rauigkeit, usw.) entscheidend beeinflussen.

- *Risse* sind Trennflächen die durch menschlichen Einfluss entstehen (Vortrieb, Abbau, usw.).
- *Kluftflächen* durchziehen mehr oder weniger regelmäßig orientiert das Gestein und sind durch spröde Deformation entstanden; an den Flächen hat kein Versatz stattgefunden Mode 1 crack (opening mode).

- *Schichtflächen* sind durch Sedimentation entstanden; der Lagenbau durchzieht meist sehr regelmäßig (Orientierung, Ausdehnung) das Gebirge.
- *Schichtfugen* sind mechanisch wirksame Schichtflächen.
- Schieferungsflächen sind durch sekundäre Mineraleinregelung oder Wachstum plattiger Minerale in der Metamorphose entstandene, engständige Trennflächen
- *Scherflächen* sind durch spröde Deformation entstandene Flächen entlang derer Versatz stattgefunden hat; es handelt sich dabei um Mode 2 crack (sliding mode) oder Mode 3 crack (tearing mode).
- *Harnischflächen* sind durch tektonische Bewegung glatt polierte Trennflächen, die wenn sie unverwittert sind, Schersinnindikatoren zeigen; sie können geotechnisch von Interesse sein, da sie häufig sehr glatt sind (verminderter Reibungswiderstand).
- *Störungszonen* sind Zonen mit zahlreichen Störungen und als Diskontinuität ebenfalls wichtig: sie sind meist Schwächezonen mit verminderter Festigkeit; häufig sind sie Wasserstauer, können aber auch bevorzugte Wasserleitungsbahnen sein, wenn sie kakiritisch sind.

5.2.2 Geometrische Eigenschaften (siehe Kap. 6.1.1)

5.3 Verformbarkeit von Trennflächen

Trennflächen beeinflussen maßgeblich die Spannungsübertragung und Spannungsumlagerung im Gebirge. Besonders bei geringem Überlagerungsdruck ist die Festigkeit des Gebirges mehr von der Reibung und der Kohäsion der Trennflächen als von den Eigenschaften des intakten Festgesteines abhängig.
Spannungs (σ) – Verschiebungskurven (ε) für ideale Trennflächen die unter Druck, Zug und Schub beansprucht werden sind in den folgenden Abb. 21, 22, 23 dargestellt:

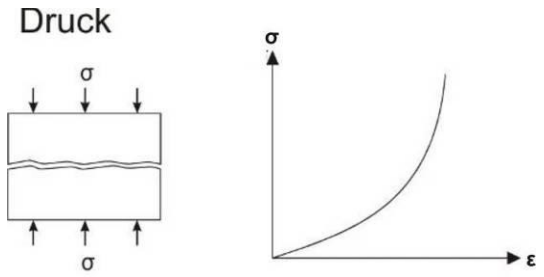


Abb. 21: Bei Druckbeanspruchung schließt sich die Kluft und die Festigkeit steigt mit der Spannung und dem Versatz bis die Grenze der Gesteinsfestigkeit erreicht wird.

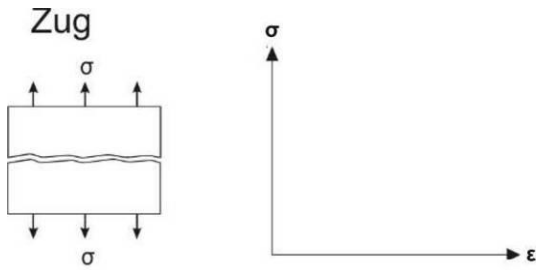


Abb. 22: Ideale Trennflächen haben keine Zugfestigkeit, es kann keine Zugspannung übertragen werden.

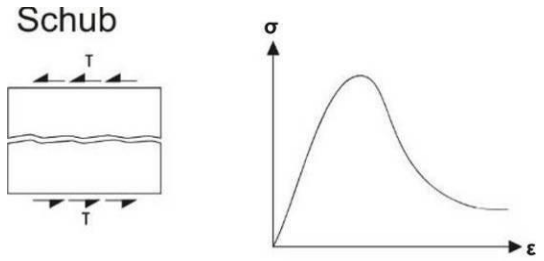


Abb. 23: Die Scherspannung (τ) steigt rasch an bis das Maximum der Festigkeit erreicht wird. Der Versatz dauert an und ab Erreichen der Restfestigkeit bleibt die Scherspannung konstant.

5.4 Festigkeit von Trennflächen

Die Festigkeit von Trennflächen wird von der Scherspannung, parallel zur Fläche und der Normalspannung, senkrecht zur Fläche bestimmt. Verschiedene experimentell und empirisch ermittelte Bruchkriterien wurden entwickelt um die Festigkeit von intaktem Gestein und Trennflächen zu ermitteln. Häufig verwendet wird das Mohr-Coulomb`sche Bruchkriterium welches annimmt, dass die Trennfläche zementiert ist und deshalb eine Kohäsion hat. Nach dem Scherversagen ist weniger Scherspannung nötig um einen Versatz zu erzeugen und die Trennfläche hat eine Restscherfestigkeit, die Kohäsion ist überwunden und der Reibungswinkel ist jener der Trennfläche.

$$\tau_{res} = \sigma_n \cdot \tan \varphi_T$$

τ_{res} ... Scherspannung in der Trennfläche

φ_T ... Reibungswinkel der Trennfläche

Kluftmodell nach Patton (Patton, 1966)

Natürliche Trennflächen haben eine bestimmte Oberflächenrauigkeit. Die natürlichen Verhältnisse sind sicher komplizierter, man kann aber vereinfacht je nach Größe der Normalspannung zwei mögliche Versagensarten bei der Scherung zweier Kluftflächen erwähnen:

Aufgleiten

Bei dieser Scherbewegung bewegen sich die Kluftoberflächen gegeneinander und überwinden einen Aufgleitwinkel (i) der zum materialabhängigen Reibungswinkel hinzukommt (siehe Abb. 24). Es kommt zur Vergrößerung des Volumens (Dilatanz). Dieser Mechanismus ist nur bei niedrigen Normalspannungen möglich.

$$\tau_{res} = \sigma_n \cdot \tan(\varphi_T + i)$$

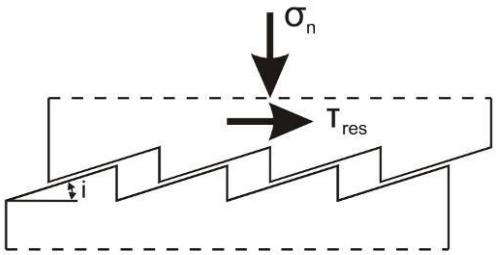


Abb. 24: Das Aufgleiten entlang der Trennflächenunregelmäßigkeiten beim Scheren einer sehr rauen Trennfläche erzeugt eine Dilatanz.

Abscheren

Bei ausreichend hoher Normalspannung werden die Unebenheiten der Trennfläche abgeschert. Hierbei muss die Kohäsion (c_G), beim Abscheren der Unebenheiten überwunden werden und es kommt zum Scherbruch (siehe Abb. 25). Die Scherfestigkeit wird mit dem Mohr-Coulomb Kriterium beschrieben.

$$\tau_{res} = c_G + \sigma_n \cdot \tan\varphi_G$$

φ_G … Reibungswinkel des intakten Gesteins

c_G … Kohäsion des Gesteines

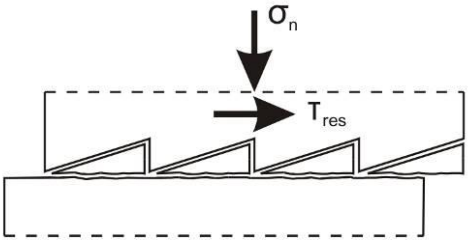


Abb. 25: Abscheren der Trennflächenunregelmäßigkeiten beim Scheren einer sehr rauen Trennfläche.

Dieses Modell wurde jedoch vielfach kritisiert, da es nur für sehr hohe-, oder sehr niedrige Spannungen gültig ist und Unklarheiten herrschen, wie der Übergang des Aufgleitens zum Abscheren bei mittleren Spannungszuständen erfolgt.

Kluftmodell nach Barton-Bandis (Barton, 1973)

Die Festigkeit von Trennflächen kann auch durch ein empirisch ermitteltes Scherfestigkeitskriterium nach Barton und Bandis bestimmt werden. Diese Methode ersetzt den schwierig zu bestimmenden Aufgleitwinkel der Kluftoberfläche mit einem Koeffizienten für die Rauigkeit (JRC – joint roughness coefficient) (siehe Anhang) und führt die Kluftwandfestigkeit ein (JCS – joint wall compressive strength). Da diese Beziehung an 100 mm langen Trennflächen entwickelt wurde, sollte der Maßstabseffekt beim Berechnen der Scherfestigkeit von Trennflächen nicht außer Acht gelassen werden.

$$\tau = \sigma_n \cdot \tan\left(\varphi_{res} + JRC \cdot \log\frac{JCS}{\sigma_n}\right)$$

σ_n ... Normalspannung

φ_{res} … trockener Restreibungswinkel

JRC ... joint roughness coefficient

JCS ... joint wall compressive strength

Die Kluftwandfestigkeit (JCS) ist gleich der einaxialen Druckfestigkeit des unverwitterten Gesteins. Bei diesem Modell wird angenommen, dass der Kontakt entlang der gesamten Trennfläche

stattfindet. Trennflächen mit Füllungen (wie z.B. der fault gouge) können die Scherfestigkeit stark herabsetzen, allerdings nur dann, wenn die Mächtigkeit der Füllung größer als die der Unebenheiten ist.

5.5 Gebirge und Gebirgsverhalten

Als Gebirge bezeichnet man jene Einheit, die aus Gestein in seinem Mineralverband, dem gesamten dreidimensionalen Trennflächengefüge und dem Bergwasser besteht. Das Gebirge ist im Bauwesen nicht nur Baugrund, sondern zugleich Baustoff, mittragendes Element und gleichzeitig Belastung (Prinz, 1997). Die Eigenschaften des Gebirges hängen aber nicht nur von denen der Trennflächen oder der Kluftkörper ab, sondern von deren Kombination (siehe Abb. 26). Hinzu kommen noch der Einfluss des Grundwassers und die Maßstabsabhängigkeit. Dieser heterogene Verband besteht aus einer Vielzahl von sich gegenseitig beeinflussenden Gesteinskörpern; aus diesem Verband sollen Parameter wie das Gebirgsverhalten, Festigkeit, Verformbarkeit, Tragverhalten, usw. ermittelt werden und Prognosen erstellt werden.

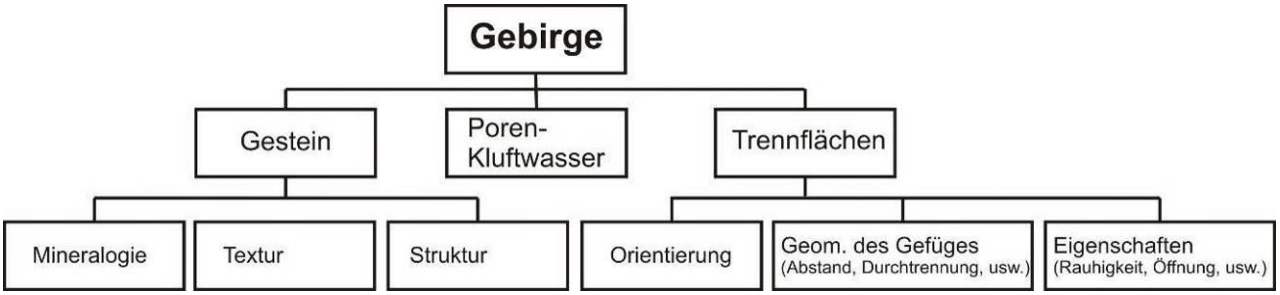


Abb. 26: Anschaulicher Aufbau und Zusammensetzung des Gebirges nach eigener Auffassung.

Gebirgsfestigkeit

Die Festigkeit des Gebirges ist im idealen Fall von der kombinierten Festigkeit des intakten Gesteines und den Festigkeiten der einzelnen Trennflächen abhängig. Unter den möglichen Faktoren, welche die Gebirgsfestigkeit beeinflussen sind folgende zu nennen:

- Gesteinsfestigkeit
- Primärspannungszustand (Verhältnis der vertikalen zu den horizontalen Spannungsanteilen)
- Zahl und Eigenschaften der Diskontinuitäten
- Orientierung der Diskontinuitäten
- Bergwasserverhältnisse
- Belastungsgeschwindigkeit
- Belastungsdauer

Möglichkeiten zur Bestimmung:

- numerische Verfahren
- Gebirgsklassifikationen
- Versuche im großen Maßstab
- Rückrechnung

6. Geotechnische Kartierung

6.1 Scanlineverfahren

Zur Charakterisierung des Gebirges bzw. der Bestimmung der Gebirgsklassen wurden Scanlines in vier geeigneten und für die verschiedenen Gebirgsbereiche repräsentativen Aufschlüssen aufgenommen (siehe Abb. 27). Dabei wurde versucht, sowohl die verschiedenen Lithologien, als auch die Unterschiede im Verschweißungsgrad innerhalb derselben Formation zu berücksichtigen. Außerdem wurden die Scanlinestandorte aufgrund folgender Kriterien ausgewählt: der Hauptanteil des rezenten Steinschlages erfolgt in den stark verschweißten Lapilli-Tuffen der Auer- und Lieg Formationen. Aufgeschlossen sind diese beiden Lapilli-Tuffe sowohl an der Steilböschung der Torwand, die vom Gipfel von Außerraschötz bis zur Ortschaft Pontives reicht, als auch an der Abrisskante welche die Ortschaft Pontives im Süden begrenzt.

Ein weiterer wichtiger Bereich für den Versagensmechanismus der Rutschung am Gipfel und die Morphologie der Rinne welche am Fuß der Rutschung entlang der Steilkante der Torwand bis zur Ortschaft Pontives verläuft, ist die in der vorliegenden Arbeit als basaler Lapilli-Tuff der Lieg-Formation bezeichnete Lithologie.

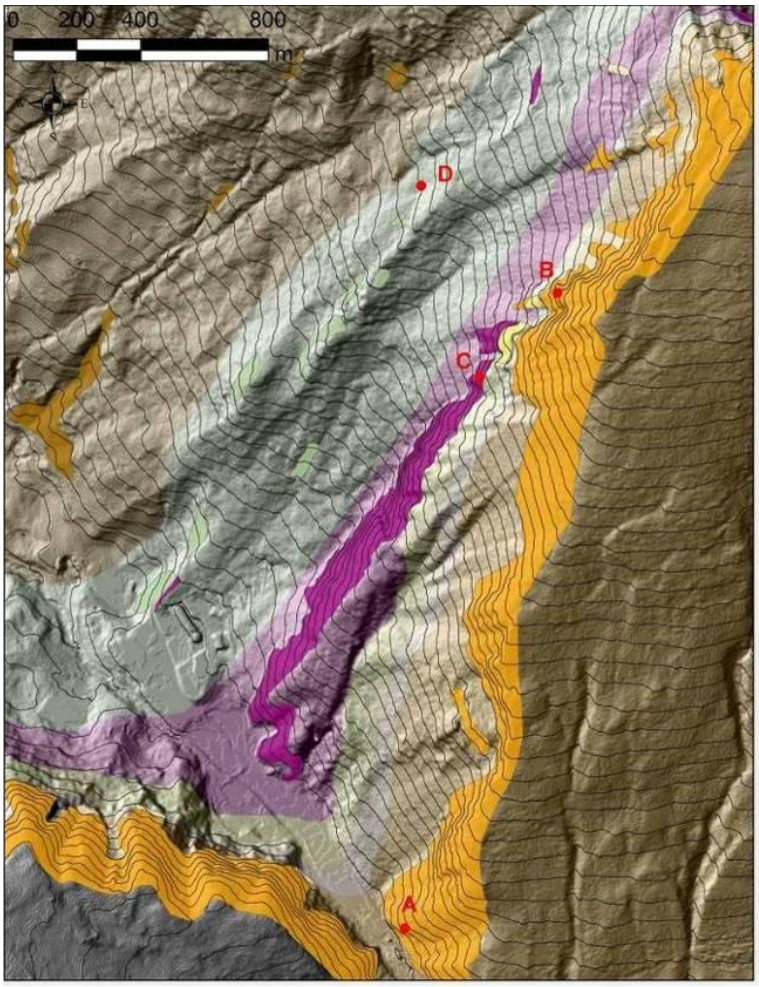


Abb. 27: Kartierte Bereiche und der interpretierte Verlauf der Lithologien im Bereich der Scanlines; die Ortschaft Pontives befindet sich im Talboden im unteren Drittel der Karte; die Scanlines A und B wurden an verschiedenen Stellen des homogenen Lapilli-Tuffes der Auer Formation (orange) gelegt; C und D befinden sich jeweils im homogenen Lapilli-Tuff (violett) und im basalen Lapilli-Tuff (grün) der Lieg Formation (topographische Basisdaten: siehe Abb. 1).

Im Bereich der Scanline *(A)* – im homogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation – konnten alle Trennflächenscharen und relevanten Parameter am selben Aufschluss erhoben werden. Die Aufnahmen der Teilbereiche *b* und *c* – ebenfalls im homogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation – ergänzen sich wegen ihrer unterschiedlichen Aufnahmeorientierung und werden in Folge als gemeinsame Scanline *(B)* bezeichnet. Der Bereich *(C)* befindet sich im verschweißten Lapilli-Tuff der homogenen Lieg-Formation. Außerdem wurde eine Scanline *(D)* am Lapilli-Tuff an der Basis der Lieg-Formation gelegt, welche, wie in Folge erläutert, entscheidend für den run-out der Massenbewegung ist. Um möglichst alle Trennflächenpopulationen zu erfassen, wurde versucht die Scanlines nahezu senkrecht in drei verschiedene Raumlagen (kartesisches Koordinatensystem) zu

legen. Mit einem Messband wird eine Strecke abgesteckt welche durchgehend aufgeschlossen ist; die Länge der Strecke sollte im Idealfall ca. 10-mal länger gewählt werden, wie der größte Abstand des weitesten Trennflächensystems. Dabei werden alle Trennflächen dokumentiert, welche die ausgelegte Linie kreuzen: bei der Scanline A wurden 60 Trennflächen gemessen; die Scanline B wurde von 63 Trennflächen geschnitten; im Bereich B wurden 61 Trennflächen aufgenommen und die Scanline D wurde von 23 Trennflächen geschnitten. Die Kluftrauigkeit wird mit einem beweglichen Metallkamm bestimmt und die Rückprallhärte mit dem Schmidt Hammer für Beton.

Gemessene Parameter:

1. *Orientierung der Trennflächen*
2. *Abstand der Trennflächen*
3. *Durchtrennungsgrad*
4. *Öffnung der Trennflächen*
5. *Kluftrauigkeit Wellung*
6. *Kluftfüllung, Filtration, Verwitterungszustand*
7. *Rückprallhärte (Schmidt Hammer)*
8. *Pointload Test*

6.1.1 Orientierung

Die Raumstellung des Trennflächensystems ist entscheidend für Standsicherheiten, Gleitvermögen, die Orientierung der Kavernenachse, usw. Bei den aufgenommenen Trennflächen handelt es sich hauptsächlich um Klüfte, Harnischflächen und zum Teil um subvertikale Schrumpfungsrisse wie sie auch beim Abkühlen von Basalten vorkommen.

Ergebnisse:

Scanline A

Der Fels im Bereich A ist von drei Trennflächensystemen durchzogen (siehe Abb. 28). Ein flach nach SSE einfallendes System (K1) hat das Maximum bei 160/21 und besteht aus Diskontinuitäten die parallel zur sedimentären Schichtung ausgebildet sind und aus Harnischflächen, welche diese reaktivieren. Des Weiteren kommt ein steil bis mittelsteil nach NNE-NE einfallendes System (K2) vor das ein Maximum 030/52 hat und ein System (K3) das steil nach WNW einfällt mit Maximum bei 293/72. Bei beiden handelt es sich um hauptsächlich um Klüfte und vereinzelnd um Harnischflächen die parallel dazu sind.

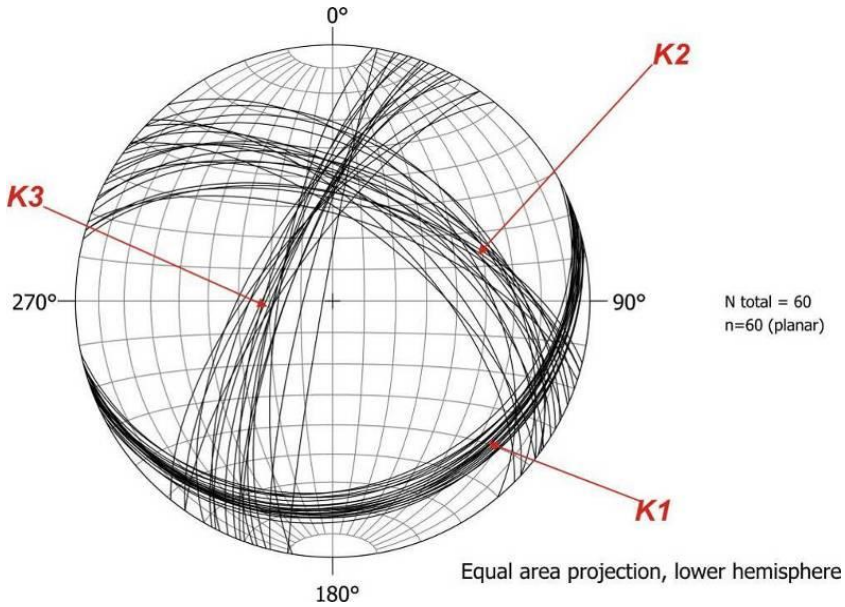


Abb. 28: Gesamtes Trennflächeninventar der Scanline A.

Scanline B

Bei diesen Trennflächen (siehe Abb. 29) handelt es sich fast ausschließlich um Klüfte. Die Aufteilung in zusammengehörende Familien ist eher schwierig, der Vergleich mit den gemessenen Störungen und Harnischflächen aus dem gesamten Gebiet (Abb.17) zeigt aber eine gewisse Übereinstimmung. Die Systeme (K1), (K2) und (K3) sind mit den entsprechenden der Scanline A vergleichbar. Die steil nach NNW (K4), steil WSW (K5) einfallende Klüfte und Harnischflächen, bilden zusammen mit einem steil E-W (K7) streichenden System weitere Richtungen welche in diesem Bereich sehr präsent sind.

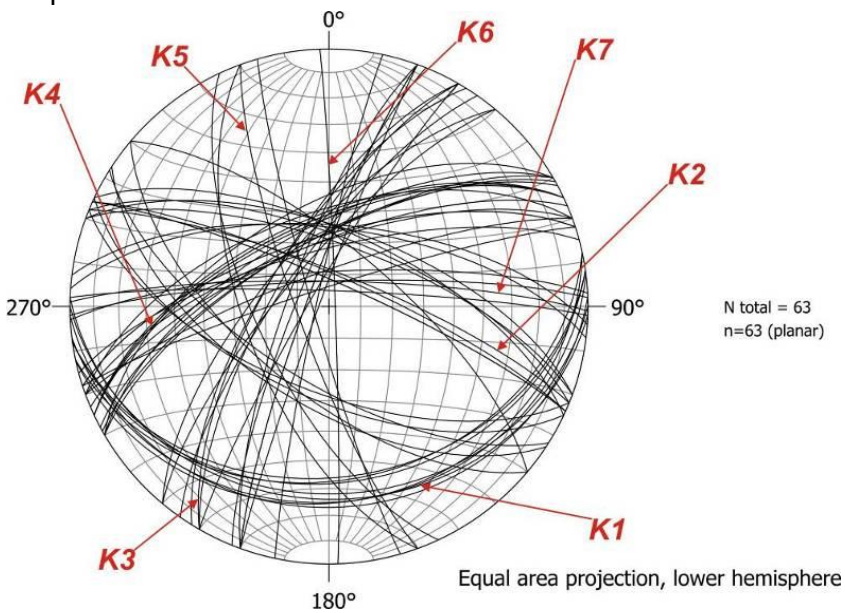


Abb. 29: Gesamtes Trennflächeninventar der Scanline B.

Scanline C

Im Bereich C wurden ebenso wie im Bereich B alle 7 Trennflächensysteme gemessen (siehe Abb. 30). Bei den gemessenen Trennflächen handelt es sich hauptsächlich um Klüfte und die dazugehörenden Harnischflächen. Die gemessenen Harnischflächen zeigen hier im frischen

Aufschluss glattpolierte tonige Scherflächen. Im Unterschied zu der Scanline B treten hier die N-S (K6) und E-W (K7) streichende Richtungen mehr in den Vordergrund. Die Scharen (K1), (K3) und (K4) sind auch hier die prägenden Strukturelemente und (K5) ist eher untergeordnet.

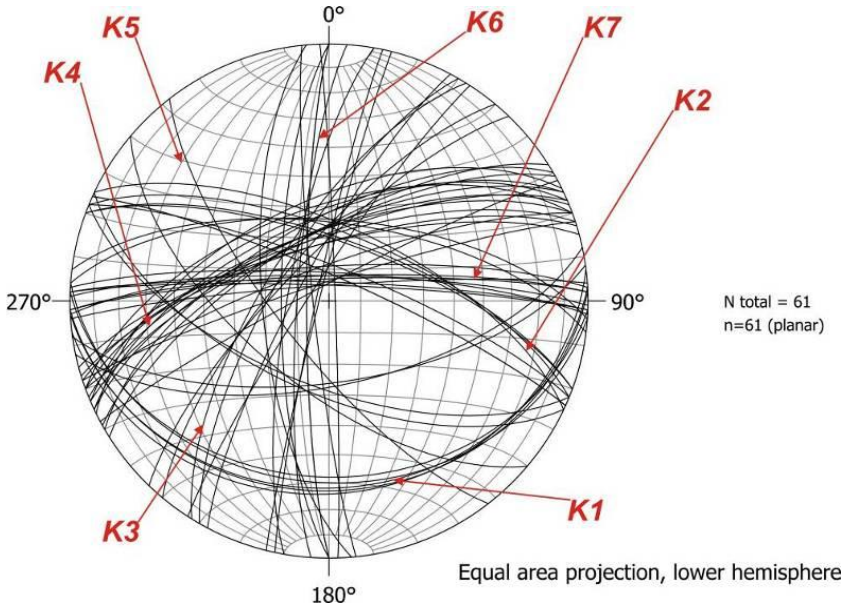


Abb. 30: Gesamtes Trennflächeninventar der Scanline C.

Scanline D

Das Trennflächeninventar der Scanline D beschränkt sich auf die hier sehr regelmäßig auftretenden Richtungen (K1), (K2) und (K3) (siehe Abb. 31). Bei dem Trennflächensystem (K1) handelt es sich in erster Linie um Klüfte; gemessen wurden ebenfalle zwei 5-10 cm mächtige kohäsive Kataklasitzonen, die parallel zur sedimentären Schichtung sind. Die anderen beiden Richtungen bestehen aus Klüften und Harnischflächen mit Faserkalziten an den Unebenheiten der Scherfläche.

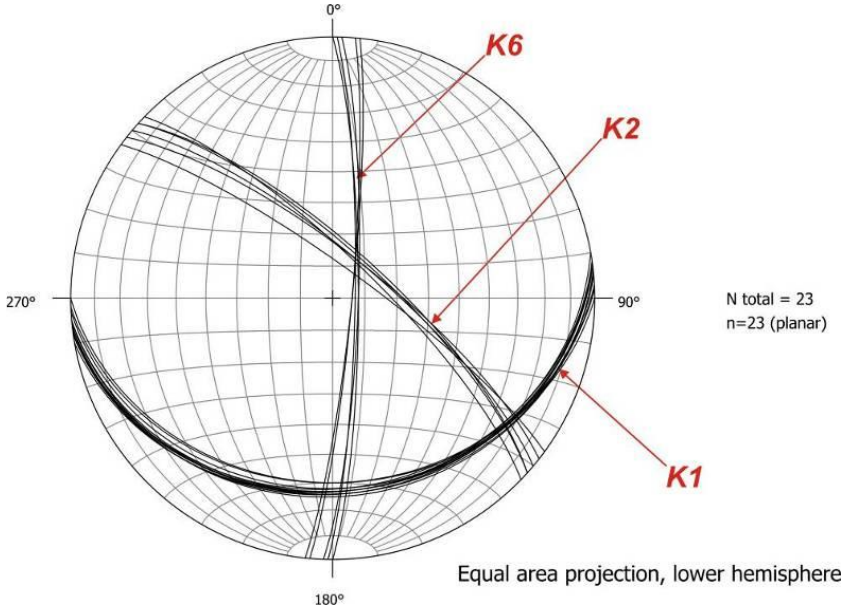


Abb. 31: Gesamtes Trennflächeninventar der Scanline D.

Auch wenn aufgrund der ausgeprägten Durchtrennung und der großen Anzahl an verschiedenen Orientierungen eine eindeutige Zuordnung zu Scharen auf den ersten Blick schwierig scheint, so

zeigt sich doch über den weiten aufgenommenen Bereich eine gewisse Regelmäßigkeit, und es können insgesamt sieben Hauptorientierungen unterschieden werden. Bei den Scanlines A und D kommen nur drei Trennflächensysteme vor, wohingegen in den anderen beiden, alle sieben unterschiedenen Systeme vorkommen. In allen vier Bereichen kommen allerdings nur die Systeme (K1) und (K2) vor.

6.1.2 Abstand

Der Abstand der einzelnen Scharen bestimmt gemeinsam mit dem Durchtrennungsgrad die Größe und die Form der Kluftkörper. Stark zerklüftete Bereiche setzen die Kohäsion des Gebirges herab, wohingegen massige Bereiche den Zusammenhalt erhöhen (Wyllie & Mah, 2004). Zerlegte Gebirge verhalten sich je nach Größenordnungsverhältnis isotrop und können den Versagensmechanismus von Gleiten auf einer oder zwei Trennflächen zu Rotationsgleiten ändern. Die Durchlässigkeit des Gebirges wird ebenfalls vom Abstand der Trennflächenscharen beeinflusst.
Am Aufschluss gestaltet sich das Messen des rechtwinkligen Abstandes zwischen den Diskontinuitäten meist als schwierig, deshalb wird der Abstand (d_m) entlang der Scanline, ausgehend von einem der beiden Enden aus gemessen und der senkrechte Abstand (A) der jeweiligen Systeme wird dann trigonometrisch ermittelt (siehe Tab. 2):

$$A = d_s \cdot \sin\alpha$$

d_s … Abstand der Trennflächen entlang der Scanline
A … rechtwinkliger Abstand
α … Winkel zwischen der Scanline (Linear) und der Trennfläche

Ergebnisse:

	K1	K2	K3	K4	K5	K6	K7
Scanline A							
häufigster Abstandsbereich [m]	0,6-0,8	0,4-0,6	1,0-1,2				
Mittelwert [m]	0,61	0,83	1,08				
kleinster Abstand [m]	0,15	0,18	0,65				
größter Abstand [m]	3,45	2,80	3,34				
Scanline B							
häufigster Abstandsbereich [m]	1,4-1,6	0,8-1,0	1,0-1,2	0,6-0,8	1,0-1,2	0,6-0,8	1,0-1,2
Mittelwert [m]	1,59	1,17	1,20	0,79	1,12	0,91	1,12
kleinster Abstand [m]	0,45	0,63	0,71	0,26	0,39	0,67	0,46
größter Abstand [m]	2,87	3,15	3,43	2,98	3,25	3,02	3,67
Scanline C							
häufigster Abstandsbereich [m]	1,2-1,4	0,8-1,0	1,2-1,4	0,6-0,8	0,8-1,0	0,8-1,0	0,8-1,0
Mittelwert [m]	1,32	0,96	1,38	0,79	1,24	1,12	1,09
kleinster Abstand [m]	0,23	0,47	0,53	0,39	0,51	0,24	0,43
größter Abstand [m]	2,45	2,48	2,96	1,91	3,17	2,43	3,02
Scanline D							

häufigster Abstandsbereich [m]	0,2-0,4	1,2-1,4				0,6-0,8	
Mittelwert [m]	0,41	1,19				0,73	
kleinster Abstand [m]	0,18	0,57				0,43	
größter Abstand [m]	0,86	1,82				1,74	

Tab. 2: Die zusammengehörenden Trennflächenscharen der jeweiligen Scanline werden folgend beschrieben: der in einem Intervall von 0,2 m am häufigsten ermittelte Abstandsbereich, der Mittelwert, der kleinste- und der größte Abstand.

Der Vergleich der Abstände der entsprechenden Trennflächenpopulationen zeigt eine gewisse Übereinstimmung der Scanlines B und C, wohingegen die Werte in den Bereichen A und D abweichen (siehe Tab. 2). Ein Grund dafür ist in der räumlichen Nähe von B und C zu suchen, denn obwohl es sich um unterschiedliche Formationen handelt, haben diese Bereiche offensichtlich ähnliche sprödtektonische Phasen durchgemacht.

Abstand [mm]	Beschreibung
< 20	blättrig
20 – 60	sehr stark klüftig, dünnplattig
60 – 200	stark klüftig, dickplattig
200 – 600	klüftig, dünnbankig
600 – 2000	schwach klüftig, dickbankig
2000 – 6000	kompakt, massig

Tab. 3: Beschreibende Unterteilung des Abstandes von Trennflächen.

Beschreibend kann man das Gebirge in allen vier Bereichen als schwach klüftig, dickbankig ansprechen (siehe Tab. 3). Die am häufigsten gemessenen Abstandsintervalle liegen im Bereich von 1,0 ± 0,6 m, die größten Abstände erreichen jedoch auch 3,7 m. Von Interesse sind die größten gemessenen Abstände, da sie die größten möglichen Blockabmessungen bei Stürzen (Stein-Blockschlag und Felsstürze) bestimmen.

6.1.3 Durchtrennung

Der Durchtrennungsgrad ist gemeinsam mit dem Kluftabstand der wichtigste Parameter für die Ermittlung der Festigkeit eines Gebirges, denn die Übertragung der Spannungen (Materialbrücken) hängt maßgeblich davon ab. Allerding gehören sie auch zu den am unsichersten und schwierigsten zu quantifizierenden Eigenschaften eines Gebirges.

Der Durchtrennungsgrad beschreibt die Flächenausdehnung oder die Länge einer Trennfläche entlang einer bestimmten Fläche (ISRM, 1978) und bezeichnet das ungefähre Verhältnis zwischen dem durchtrennten und dem intakten Bereich eines Felses. Der Durchtrennungsgrad wird bei ungünstig zur Böschung orientieren Trennflächen besonders wichtig. Nach Müller (1963) wird der Durchtrennungsgrad mit dem ebenen- und dem räumlichen Kluftflächenanteil quantifiziert.

Im Gelände war es aufgrund des Fehlens von geeigneten Aufschlüssen nicht möglich den ebenen oder räumlichen Kluftflächenanteil zu bestimmen. Daher wurde die sichtbare Länge der Trennflächen – Intersektion der Trennfläche mit der Aufschlusswand – gemessen und das Ende der Trennflächen soweit möglich aufgenommen, da es ebenfalls Informationen über die mögliche

Ausdehnung einer Trennfläche geben kann (Piteau, 1973).. Das Ende kann dabei im intakten Fels, an einer anderen Diskontinuität oder außerhalb des sichtbaren Aufschlussbereiches sein. Flächen, an denen beide Enden am Aufschluss sichtbar sind, sind im Allgemeinen von geringerer Ausdehnung als solche wo ein oder kein Ende sichtbar ist (Piteau, 1973).

Ergebnisse:

		Scanline A		*Scanline B*		*Scanline C*		*Scanline D*	
	Länge [m]	Anzahl	%	Anzahl	%	Anzahl	%	Anzahl	%
K1	1	0	0	0	0	1	17	0	0
	3	3	14	0	0	0	0	0	0
	10	5	23	3	33	2	33	2	17
	20	***10***	***45***	***6***	***67***	***3***	***50***	1	8
	>20	4	18	0	0	1	17	***9***	***75***
K2	1	0	0	0	0	0	0	1	17
	3	5	24	2	0	***3***	***43***	0	0
	10	7	33	0	18	***3***	***43***	2	33
	20	***9***	***43***	3	0	1	14	0	0
	>20	0	0	***6***	***27***	0	0	***3***	***50***
K3	1	4	24	0	0	0	0		
	3	3	18	2	15	2	29		
	10	2	12	2	15	0	0		
	20	0	0	3	23	1	14		
	>20	***8***	***47***	***6***	***46***	***4***	***57***		
K4	1			0	0	0	0		
	3			1	6	4	25		
	10			5	29	3	19		
	20			***8***	***47***	***6***	***38***		
	>20			3	18	3	19		
K5	1			0	0	0	0		
	3			1	25	0	0		
	10			***2***	***50***	***3***	***75***		
	20			1	25	1	25		
	>20			0	0	0	0		
K6	1			0	0	0	0	1	17
	3			0	0	3	30	***4***	***67***
	10			***1***	***100***	1	10	1	17
	20			0	0	***5***	***50***	0	0
	>20			0	0	1	10	0	0
K7	1			0	0	0	0		
	3			1	13	1	10		
	10			0	0	1	10		
	20			3	38	***6***	***60***		
	>20			***4***	***50***	2	20		

Tab. 4: Sichtbare Längen der Trennflächensysteme in den einzelnen Scanlinebereichen.

Die statistische Auswertung in der Tab. 4 zeigt, dass die (K1) Trennflächen, welche subparallel zur sedimentären Schichtung sind, das Maximum im Bereich von 10-20 m haben und das Ende häufig sichtbar ist und im kompakten Fels liegt. Die Trennflächen (K2) variieren in ihrer Durchtrennung sehr stark; die Enden liegen ebenfalls häufig außerhalb des sichtbaren Aufschlussbereiches. Die Längen der Trennflächen (K3) sind die persistentesten und auch jene welche das Ende am häufigsten außerhalb der sichtbaren Aufschlusses haben.

6.1.4 Öffnung

Dieser Parameter ist besonders für die Wegsamkeit von Flüssigkeiten und Gasen von Bedeutung, hat aber auch Einfluss auf die Standfestigkeit, da die Anwesenheit von Kluftwasser bereits bei geringen Öffnungsweiten einen beträchtlichen hydrostatischen Druck verursachen kann.
Der normale, leere oder wassergefüllte Abstand zwischen den Trennflächenwänden wird als Öffnung bezeichnet. Die Öffnung ist daher von der Weite einer gefüllten Trennfläche zu unterscheiden, mit Ausnahme des Falles, dass die Füllung ausgewaschen wurde. Es muss bei der Aufnahme allerdings in Kauf genommen werden, dass in der oberflächennahen Auflockerungszone der Parameter etwas verfälscht ist. Große Öffnungsweiten der Trennflächen sind besonders beim Scherversatz von Scherflächen mit großer Wellung zu beobachten. Auch Zugrisse, die an senkrechten Trennflächen infolge starker Hangerosion oder Gletscherrückzug entstehen, und ausgewaschene oder ausgelöste Bereiche können große Öffnungsweiten haben.

Ergebnisse:

		Scanline A		*Scanline B*		*Scanline C*		*Scanline D*	
	Öffnung [mm]	Anzahl	%	Anzahl	%	Anzahl	%	Anzahl	%
K1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0,1	1	5	0	0	0	0	0	0
	1	4	18	3	33	***4***	***57***	3	25
	5	***12***	***55***	***6***	***67***	2	29	***7***	***58***
	>5	5	23	0	0	1	14	2	17
K2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0,1	6	29	0	0	1	14	0	0
	1	***8***	***38***	***6***	***55***	2	29	1	17
	5	7	33	4	36	***4***	***57***	***5***	***83***
	>5	0	0	1	9	0	0	0	0
K3	0	0	0	0	0	0	0		
	0,1	4	24	3	23	0	0		
	1	3	18	***6***	***46***	2	29		
	5	***9***	***53***	3	23	***5***	***71***		
	>5	1	6	1	8	0	0		
K4	0			0	0	0	0		
	0,1			2	12	1	6		
	1			5	29	5	31		
	5			***7***	***41***	***9***	***56***		
	>5			3	18	1	6		
	0			0	0	0	0		

K5	0,1			0	0	1	25		
	1			***4***	***100***	***2***	***50***		
	5			0	0	1	25		
	>5			0	0	0	0		
	0			0	0	0	0	0	0
	0,1			0	0	0	0	0	0
K6	1			0	0	3	30	***4***	***67***
	5			***1***	***100***	***5***	***50***	2	33
	>5			0	0	2	20	0	0
	0			0	0	0	0		
	0,1			3	38	0	0		
K7	1			***4***	***50***	***5***	***50***		
	5			1	13	4	40		
	>5			0	0	1	10		

Tab. 5: Öffnungsweiten der verschiedenen Trennflächenscharen bei den einzelnen Scanlines.

Die Trennflächen in den meisten Kristallingesteinen, wo relativ wenig chemische Lösung erfolgt, haben im tiefen, unverwitterten Untergrund sehr kleine Öffnungsweiten, die mit steigendem Überlagerungsdruck auch kleiner werden. Im aufgenommenen Oberflächenbereich zeigen die drei bis sieben Scharen keine unregelmäßigen Hohlräume und die am häufigsten gemessenen Öffnungsweiten liegen wie in Tab. 5 dargestellt, im relativ großen Bereich von 1-5 mm. Es kann jedoch angenommen werden, dass diese Öffnungsweiten nur für den oberflächennahen Bereich auftreten, und dass sie mit zunehmender Überlagerung deutlich abnehmen.

6.1.5 Kluftrauigkeit und Wellung

Die Unebenheiten beeinflussen die Scherfestigkeit und die mögliche Dilatanz der Trennflächen (siehe Abb. 24, Abb. 25). Bei rauen Trennflächen, wie die Abb. 24 schematisch zeigt, kann ein Verzahnungswiderstand entstehen, falls Materialbrücken durchgeschert werden müssen (siehe Kap. 5.4).

- Die Wellung bezieht sich auf Größenordnungen im m- bis dm-Bereich. Bei der Aufnahme werden die Wellenlänge und der Aufgleitwinkel (i) zwischen der potenziellen Bewegungsrichtung und den Unebenheiten gemessen.
- Die Kluftwandrauigkeit wird im cm- bis mm Maßstab mittels Joint Roughness Coefficient (JRC) bestimmt. Dafür wird ein Kamm parallel zur Gleitrichtung angelegt und das Profil mit einer Standardtabelle verglichen (siehe Anhang).

Ergebnisse:

JRC	*Scanline A*	*Scanline B*	*Scanline C*	*Scanline D*
K1	0-2	2-4	0-2	2-4
K2	0-2	0-2	0-2	0-2
K3	0-2	2-4	2-4	
K4		0-2	0-2	
K5		0-2	0-2	
K6		0-2	2-4	2-4

K7		2-4	0-2	

Tab. 6: Die Kluftrauigkeiten der Trennflächenscharen wurden mit dem JRC bestimmt, wobei 0 als sehr glatt und 20 als sehr rau bezeichnet wird (Barton & Choubey, 1977).

Die Trennflächen erscheinen sowohl im m-Maßstab als auch im cm-Maßstab als glatt bis sehr glatt (siehe Tab. 6). Die Kluftwandrauigkeit (JRC) beträgt für die meisten Bereiche 0-2; die Trennflächensysteme K1, K3, K6 und K7 zeigen auch Flächen, die mit 2-4 gewertet wurden.

6.1.6 Füllung

Der Begriff Kluftfüllung bezeichnet das Material (Mineralogie, Korngröße, Konsistenz, Feuchtigkeit, usw.) welches die angrenzenden Trennflächen separiert. Es ist leicht vorstellbar, dass aufgrund der Vielfalt der Zusammensetzung, gefüllte Trennflächen unterschiedliche Scherfestigkeiten und Leitfähigkeiten zeigen. Der senkrechte Abstand der gegenüberliegenden Gesteinsoberflächen, an welchem die Füllung angrenzt wird als die Weite – im Unterschied zur Öffnung (siehe Kap. 6.1.4) – der gefüllten Trennfläche bezeichnet.

Ergebnisse:

Die Klüfte sind in allen Scanlinebereichen der Regel ohne Füllungen. Allerdings zeigen die Scherflächen der unverwitterten Harnischflächen der Scanline A Faserkristalle aus Kalzit und jene der Scanline C zum Teil glatt polierte, tonige Beläge; außerhalb des Scanlinebereiches kommen immer wieder subparallel zur Schichtung verlaufende Störungszonen mit kohäsionslosem, tonigem Kataklasit vor.

6.1.7 Verwitterungszustand

Die Verwitterung erfolgt generell anhand von zwei Prozessen, die aber je nach klimatischen Bedingungen in enger Wechselwirkung sein können; bei beiden Prozessen spielt jedoch das Wasser als Medium eine entscheidende Rolle:

- Die *chemische Verwitterung und Lösung* führt zur Veränderung der chemischen Zusammensetzung, bzw. der Kristallstruktur und zur Lösung. Je nach ph-Wert des Wassers und der darin gelösten Ionen kann die chemische Verwitterung sehr vielfältig sein und auch von großer wirtschaftlicher Bedeutung bei der Bildung von Lagerstätten sein (Residualtone, Bentonit aus Tuffen, Bauxit, Sulfidische Erzkörper in der Oxidationszone). Als Prozesse seien nur einige wichtige erwähnt, wie die Granitverwitterung durch Hydrolyse (Kalifeldspat zu Kaolinit; Glimmer zu Illit, Vermiculit und Montmorillonit), die Lösung der Karbonate durch kohlensäurereiches Wasser und die Lösung von Gips bzw. Anhydrit.

- *Die physikalische Verwitterung* erfolgt durch Temperaturänderung, Frostsprengung und Salzsprengung; sie führt zur Auflockerung des bereits bestehenden Trennflächensystems, zur Neubildung von Trennflächen durch Bruch und zur Weitung von Korngrenzen, ohne dass dabei die chemische Zusammensetzung des Gesteines wesentlich verändert wird.

Bei den Scanlines im Untersuchungsgebiet wurde der Verwitterungs- und Zersetzungsgrad des Gebirges beschrieben, um die Ergebnisse für eine Gebirgsklassifikation zu verwenden. Allgemein kann man beschreibend den Verwitterungsgrad in sechs Kategorien unterteilen (Bieniawski, 1989).

Grad	*Beschreibung*
1	*unverwittert* keine sichtbare Alteration des Gesteines; leichte Verfärbung der Trennflächen möglich
2	*angewittert* Verfärbungen am Gestein und an den Trennflächen oberflächlich sichtbar; das Gestein kann äußerlich geringere Festigkeit aufweisen
3	*mäßig verwittert* weniger als die Hälfte des Gebirges ist aufgelockert, zersetzt; nicht alteriertes Gestein ist im Inneren des Gebirges und der Blöcke vorhanden
4	*stark verwittert* mehr als die Hälfte des Gebirges ist aufgelockert, zersetzt; nicht alteriertes Gestein ist im Inneren des Gebirges und der Blöcke vorhanden
5	*vollständig verwittert* Das ganze Gebirge ist aufgelockert, zersetzt; Das Gesteinsgefüge ist weitgehend erhalten
6	*zersetzt* Bodenbildung; Gesteinsgefüge nicht mehr erhalten; starke Volumenvergrößerung aber kein wesentlicher Transport

Tab. 7: Der Verwitterungsgrad des Gebirges.

Ergebnisse:

Im Scanlinebereich A, B und C erscheint das Gebirge als unverwittert bis angewittert (1-2) (siehe Tab. 7). Es ist keine Alteration am Gestein sichtbar, außer an den Trennflächen, die je nachdem ob sie mit der Fläche an der Oberfläche anstehen oder feuchte Trennflächen haben, etwas verfärbt sind. Das Gebirge der Scanline D hingegen ist angewittert bis mäßig verwittert (2-3) und befindet sich vollständig im Verband. Bei allen Scanlines zeigen die alterierten Trennflächen (Flächen mit oberflächlichen Verwitterungsbelag) im Vergleich zu den nicht-alterierten Flächen (die selben Flächen bei welchen der oberflächliche Verwitterungsbelag mit einem Schleifstein abgeschabt wurde) deutlich geringere Festigkeiten.

6.1.8 Filtration

Trennflächensysteme bilden bevorzugte Sickerwege und die Wasserwegsamkeit kann in den unterschiedlichen Orientierungen sehr verschieden sein. Wichtig für die Durchlässigkeit und Wasserführung sind die Trennflächenöffnungen, die Trennflächenfüllungen, der Trennflächenabstand, deren Vernetzungen und der aktuelle Spannungszustand. Abhängig vom hydraulischen Gradient kann sich bei offenen und vernetzten Klüften ein sehr großer Druck aufbauen. Dieser ist nicht nur für die technische Umsetzung und Planung von Untertagebauwerken wichtig, sondern kann bei Massenbewegungen auf der Gleitfläche, die häufig durch die mechanische Zerkleinerung des Gesteines bei der Deformation (Kataklase) dicht ist, einen großen Druck aufbauen und die Stabilität der Böschung herabsetzt. Nach starken Regenfällen kommt es häufig zum Versagen von gefährdeten Böschungen; in solchen Fällen reicht der Kluftwasserdruck aus, um das Grenzgleichgewicht zu überschreiten.

Im Untersuchungsgebiet spielt die primäre Permeabilität keine Rolle und der Wasseraustritt erfolgt einzig entlang der Klüfte und Trennflächen. Unterschieden wurden sechs Vernässungsgrade (Bieniawski, 1989):

Grad	*Beschreibung*
1	geschlossene Trennfläche, impermeabel, trocken
2	trockene Trennfläche, kein Anzeichen von Fließen
3	Trockene Trennfläche, Anzeichen von Fließen (Oxidation)
4	feuchte Trennfläche, kein freies Fließen
5	nasse Trennfläche, kein kontinuierliches Fließen
6	Trennfläche mit kontinuierlichem Wasserfluss

Tab. 8: Beschreibung der Filtration im Bereich der Scanlines anhand von sechs Kategorien.

Ergebnisse:

	Scanline A	*Scanline B*	*Scanline C*	*Scanline D*
K1	4	2	3	4
K2	3	3	3	3
K3	5	4	3	
K4		3	4	
K5		2	2	
K6		4	3	4
K7		2	2	

Tab. 9: Ergebnisse der Untersuchung des natürlichen Wasserdurchflusses in den einzelnen Trennflächenscharen bei den Scanlines; Aufnahmen im September 2007.

Alle Kluftsysteme haben mäßig große Öffnungen, der Großteil ist ungefüllt (siehe 6.1.6), das Gebirge ist gut durchtrennt und folglich kann man eine gute Wasserwegsamkeit annehmen (siehe Abb. 32). Im Allgemeinen sind die Trennflächen trocken (siehe Tab. 8 und Tab. 9) und werden hin und wieder durchströmt, was am braunen Oxidationsbelag vereinzelter Trennflächen zu erkennen ist. Im September 2007 wurde, wie in Abb. 32 dargestellt, geringes, kontinuierliches Fließen (ca. 1-2 Liter/Minute) nur im Bereich der Scanline A und den Scharen (K3) beobachtet.

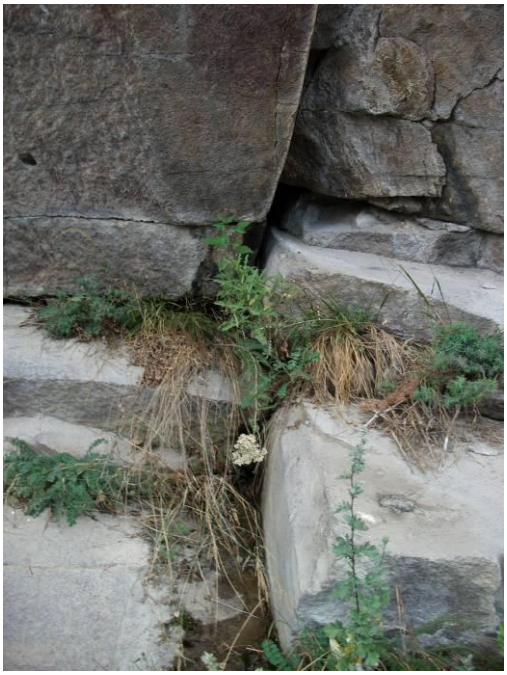


Abb. 32: Bei der Scanline A war die Kluftflächenschar (K3) nass, kontinuierliches Fließen hat im September 2007 aber nicht stattgefunden (Koordinaten: 702330, 5161865).

6.1.9 Reibungswinkel der Trennflächen

Der Restreibungswinkel der Trennflächen in den untersuchten Bereichen wurde nach Richards (1974) bestimmt und bezeichnet in diesem Fall den Reibungswinkel der trockenen, alterierten Trennfläche.

$$\varphi_r = 10° + \frac{r}{R}(\varphi_b - 10°)$$

φ_r …Restreibungswinkel der alterierten Trennflächen

φ_b …Basisreibungswinkel der nicht alterierten Trennflächen (aus Barton & Choubey., 1977)

r …..Rückprallindex der alterierter Trennfläche

R … Rückprallindex der frischen Trennfläche

Scanline	A	B	C	D
Ø φ_r	31°	30°	31°	31°

Tab. 10: Restreibungswinkel der Trennflächen in den Scanlinebereichen.

Da die Lapilli-Tuffe zu einem Großteil aus Feldspat bestehen und die Trennflächen, neben den Klüften auch aus Harnischflächen mit tonigen Striemungen und aus Kataklasiten, ist es wahrscheinlich, dass der Restreibungswinkel im feuchten und nassen Zustand deutlich von dem in der Tab. 10 berechneten, abnimmt. Tilt-Tests im Gelände an trockenen Kluftflächen von Blöcken aus den homogenen Lapilli-Tuffen der Auer- und Lieg Formation haben Reibungswinkel von 24°-33° ergeben. Die niedrigsten Werte wurden an glatten Harnischflächen erzielt.

6.1.10 Schmidt-Hammer Test

Mit diesem Test wird auf nicht destruktive Weise näherungsweise die einaxiale Druckfestigkeit und die Kluftwandfestigkeit (JCS – Joint Wall Compressive Strength) bestimmt.
Der Rückprallhammer besteht aus einem Schlagbolzen, der durch eine Feder beschleunigt wird und aufgrund der mechanischen Eigenschaften des Gesteins zurückgeworfen wird. Der dimensionslose Rückprallindex (R) – abzulesen am Gerät – ist ein Maß und Index für die Felsqualität und liefert nach entsprechender Umrechnung die einaxiale Druckfestigkeit (σ_c). Dieser Test gestattet es die Oberfläche mit der dünnen Verwitterungsschicht zu berücksichtigen, die gemeinsam mit der Kluftwandrauigkeit entscheidend die Scherfestigkeit der Trennfläche beeinflussen kann. Der Rückprallindex wird auch dazu verwendet um die Erodierbarkeit und den Verwitterungsgrad von Gesteinen zu bestimmen.
Die für den Test ausgewählte Oberfläche sollte möglichst glatt sein und es sollten keine Hohlräume oder lockere Bereiche in der unmittelbaren Umgebung (dumpfes Geräusch) den Rückprall dämpfen. Die Messungen sind auch nicht repräsentativ wenn sie in der Nahe von Kanten, an plastisch verformbaren Gesteinen oder an plattigen Kluftkörpern mit Schlag parallel zu den Trennflächen erfolgen. Das Gerät wird immer senkrecht zur prüfenden Oberfläche gehalten und je nach Neigung muss der Wert (R) entsprechend korrigiert werden (siehe Anhang).
Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Schmidt Hammer für Beton (N-Typ) verwendet. Der Test diente zur Feststellung der Kluftwandfestigkeit (JCS - joint compressive strength); es wurde allerdings auch die dünne Alterationsschicht der ungefüllten Klüfte abgeschabt und somit die Rückprallhärte

des nicht alterierten Gesteines gemessen. Die Festigkeit der Kluftwände, wenn das Gestein nicht verwittert ist, entspricht der einaxialen Druckfestigkeit (σ_c) des Gesteins (Barton, 1976). An geeigneten Bereichen der Trennflächen wurden Gruppen von zehn Einzelmessungen – mit und ohne Verwitterungsbelag – durchgeführt. Berücksichtigt wurden schließlich die fünf höchsten Messungen, welche dann gemittelt wurden (ISRM, 1978) und den Messwert R (siehe Tab. 9) bilden. Um den Test an der frischen Oberfläche durchzuführen, wurde vor der Messung mit einem Schleifstein der Oberflächenbelag abgeschabt. Die einaxiale Druckfestigkeit wurde dann nach Kahraman (2001) bestimmt, da diese Umrechnung die Abhängigkeit der Druckfestigkeit mit dem N-Typ Hammer herstellt und keine zusätzlich nötige Umrechnung den Wert verfälscht:

$$\sigma_c = 6{,}97 \cdot e^{(0{,}02 \cdot R \cdot \rho)}$$

σ_c … einaxiale Druckfestigkeit
R … Rückprallindex
ρ … Dichte des Gesteins

Ergebnisse:

Scanline A	R alteriert	σc alteriert [MN/m²]	R nicht alter.	σc nicht alteriert [MN/m²]
K1	52,0	104,4	56,1	129,5
K2	45,2	74,2	52,2	108,4
K3	52,1	105,1	55,6	126,4
	Ø 49,7	*Ø 94,6*	*Ø 54,6*	*Ø 121,5*
Scanline B				
K1	52,0	104,1	58,0	142,3
K2	52,8	108,6	57,3	137,2
K3	54,8	120,4	60,3	160,3
K4	47,3	81,5	58,8	148,3
K5	48,8	88,2	55,8	126,9
K6	51,8	103,1	56,8	133,6
K7	53,8	114,3	57,8	140,8
	Ø 51,6	*Ø 102,9*	*Ø 57,8*	*Ø 141,3*
Scanline C				
K1	51,6	102,9	58,0	142,3
K2	54,0	115,5	59,3	152,2
K3	53,8	114,3	60,3	160,3
K4	54,8	120,4	58,8	148,3
K5	52,3	105,8	53,8	114,3
K6	54,8	120,4	56,8	133,6
K7	53,8	114,3	61,8	173,3
	Ø 53,7	*Ø 114,3*	*Ø 58,3*	*Ø 145,7*
Scanline D				
K1	29,0	31,5	30,0	33,2
K2	27,9	29,7	29,8	32,8
K6	25,9	26,8	28,8	31,2

	Ø 27,6	Ø 29,3	*Ø 29,5*	*Ø 32,4*

Tab. 11: JCS (joint compressive strength) der einzelnen Trennflächenscharen und einaxiale Druckfestigkeit der frischen Gesteinsoberfläche.

Die einaxialen Druckfestigkeiten (siehe Tab. 11) der beiden homogenen Lapilli-Tuffe der Lieg- und Auer Formation (Scanlines A, B, C) liefern hohe Druckfestigkeiten, die mit „very strong rock“ beschrieben werden können. Der basale Lapilli-Tuff der Lieg Formation (Scanline D) kann mit „medium weak rock“ klassifiziert werden (ISRM, 1981). Interessant erscheint der Vergleich der Druckfestigkeit zwischen den Trennflächen mit der Verwitterungsschicht und jenen, bei welchen die Verwitterungsschicht abgeschabt wurde. Die Abweichungen liegen für *A* bei 22%, für *B* bei 19% und für *C* bei 22%; der Unterschied für *D* liegt nur bei 9% und wird mit einer tiefreichenderen Verwitterung dieser Trennflächenscharen in Zusammenhang gebracht.

6.1.11 Pointload Test

Der Pointload Test dient so wie der Schmidt-Hammer Test zur näherungsweisen Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit von Gesteinsproben. Der Vorteil dieses Versuches liegt in der schnellen Durchführbarkeit im Labor oder mit einem tragbaren Gerät auch im Gelände. Der Prüfkörper wird dabei zwischen zwei genormten Kegelspitzen zu Bruch gebracht und es wird die Bruchlast P [kN] und der Abstand [mm] vor und nach dem Bruch gemessen. Der Punktlastindex I_S [MPa] kennzeichnet dabei die Festigkeit einer Gesteinsprobe, die unter der punktförmig aufgebrachten Kraft P [kN] zu Bruch geht.
Der Versuch wird bei natürlichem Wassergehalt meist diametral oder axial an Bohrkernstücken, an Quadern oder unregelmäßigen Körpern durchgeführt. Die axiale Anordnung ist im Wesentlichen mit dem einaxialen Drucktest vergleichbar. Wegen der Abhängigkeit des Punktlastindex von der Größe des Körpers wird I_S für die normierte Länge von 50 mm mit dem Faktor *f* umgerechnet (ISRM, 1985).

Varianten:

- Diametral:

$$I_{s50} = f \cdot \frac{P}{D^2} \quad f = \left(\frac{D}{50}\right)^{0,45}$$

- Axial:

$$I_{s50} = \frac{P}{D^{1,5} - d^{0,5}} \quad d = 50mm$$

- Quader:

$$I_{s50} = 0{,}138 \cdot \frac{P}{(D \cdot W)^{0,75}} \quad W = \frac{W_1 + W_2}{2}$$

P … Bruchlast [kN]
D … Abstand der Kegelspitzen
$W_{1,2}$ … Seiten des Quaders

Wie in Tab. 10 zu sehen, kann aus I_{S50} über einen Koeffizienten (K), direkt die einaxiale Druckfestigkeit (σ_c) bestimmt werden:

$$\sigma_c = K \cdot I_{s50}$$

Dieser Faktor (K = 24) wurde ursprünglich an sehr harten und festen Gesteinen bestimmt (Bieniawski 1975). Eine Vielzahl von Korrelationen zwischen I_s und σ_c wurden vorgeschlagen; es hat sich allerdings gezeigt, dass K bei geringerer Druckfestigkeit kleiner wird (Palmström, 1982), und eine gewisse Abhängigkeit dieses Faktors von der Lithologie herrscht (Bruschi, 1998). Daher wurde für die Berechnung der einaxialen Druckfestigkeit das allgemein akzeptierte Schema (siehe Tab. 12) nach (Palmström, 1982) verwendet.

Is [MPa]	K
1,8 - 3-5	14
3,5 - 6,0	16
6,0 - 10	20
>10	25

Tab. 12: Berechnung der einaxialen Druckfestigkeit mit variablem (K) in Abhängigkeit vom Punktlastindex (I_s) (Palmström, 1982).

Ergebnisse:

Formation	I_{S50} [MN/m^2]	σ_c [MN/m²]	Anzahl Versuche	Standard-abw.
Auer Formation homogener Lapilli-Tuff (Scanline A)	6,1	*121,4*	6	0,10
Auer Formation homogener Lapilli-Tuff (Scanline B)	7,1	*143,0*	10	0,61
Auer Formation; alterierter Lapilli-Tuff (Flammen)	4,1	*64,7*	10	0,86
Auer Formation; alterierter Lapilli-Tuff (Flammen)	3,2	*49,7*	8	0,54
Lieg Formation; homogener Lapilli-Tuff (Scanline C)	7,7	*153,9*	12	0,62
Lieg Formation; basaler Lapilli-Tuff (Scanline D)	2,3	*31,8*	9	0,25

Tab. 13: Ergebnisse der Punktlastversuche der verschiedenen Lapilli-Tuffe; die Proben stammen mit Ausnahme der alterierten Lapilli-Tuffe mit Flammen aus den abgesteckten.

Die Punktlastversuche wurden am Prüflabor des Amtes für Geologie und Baustoffprüfung der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol durchgeführt. Bei den Prüfkörpern handelt es sich ausnahmslos um Quader und es wurden nur jene Versuche ausgewertet, die einen glatten Bruch zeigten. Die Anzahl der getesteten Proben ist für eine aussagekräftige, statistische Auswertung nicht ausreichend, dennoch ist die Standardabweichung bei allen Versuchen gering siehe Tab. 13). Die größte Abweichung zeigen die Proben des alterierten Ignimbrites der Auer Formation, welche auf die unregelmäßige Verteilung der Hohlräume (Flammen) im Gestein zurückzuführen ist.
Die einaxiale Druckfestigkeit des Lapilli-Tuffs der Auer Formation aus dem Bereich B ist um ca. 20 MN/m^2 größer als jener derselben Formation im Bereich A. Die Proben aus dem Bereich C haben die größte und jene von der Basis im Bereich D die geringste Druckfestigkeit.

6.1.12 Interpretation und Vergleich: Schmidt-Hammer Test – Pointload Test

Der Vergleich des Schmidt-Hammer Tests mit dem Pointload-Test zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der Werte in allen Bereichen, mit Abweichungen von 0,1% bei den Proben von der Scanline A und 1,2% bei jenen der Scanline B; beide stammen aus dem homogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation. Die Versuchsergebnisse an den Proben des homogenen Lapilli-Tuffes der Lieg Formation aus der Scanline C weichen im Vergleich der beiden Messmethoden 5,6 % voneinander ab. Die Werte des basalen Lapilli-Tuffes aus der Basis der Lieg Formation (Scanline D) weichen 1,8% voneinander ab.
Die rhyolithischen Lapilli-Tuffe der Auer Form, bzw. die stark verschweißten rhyodazitischen Lapilli-Tuffe der Lieg-Formation ordnen sich mit einer einaxialen Druckfestigkeit von 122 – 154 [MN/m²] im Bereich der „very strong rocks“ ein. Der weniger stark verschweißte Lapilli-Tuff von der Basis der Lieg Formation kann mit einer einaxialen Druckfestigkeit von ca. 30 [MN/m²] als „medium weak rock“ angesprochen werden (ISRM, 1981).
Der Unterschied zwischen den beiden Ausbildungen des Lapilli-Tuffes der Lieg Formation ist auch morphologisch gut erkennbar. Während der verschweißte Lapilli-Tuff die Steilkante bildet, steht der weniger stark verschweißte Lapilli-Tuff von der Basis der Lieg Formation an der 25°-30° nach S einfallenden Rinne an, welche mit Steinschlag- und Felssturzblöcken und feinkörnigem Lockergestein gefüllt ist (siehe Abb.60). Der weniger stark verschweißte Lapilli-Tuff von der Basis der Lieg Formation war daher vermutlich eine der Hauptursachen für die Ausbildung der Rinne.
Die Ergebnisse der geotechnischen Erhebung zeigen eine Unterscheidbarkeit der Gebirgsarten anhand der Lithologie und des Verschweißungsgrades der Lapilli-Tuffe, die nicht mit den Formationsgrenzen übereinstimmt. So zeigt das Gebirge entlang der Torwand, welches den verschiedenen Formationen der Lieg- und Auer Formation zugewiesen wird und aus den beiden homogenen und stark verschweißten Lapilli-Tuffen aufgebaut ist, eine große Übereinstimmung in allen relevanten Parametern (Anzahl der Trennflächensysteme, Abstand, Durchtrennungsgrad, Öffnung, Rauigkeit, Füllung, Verwitterungszustand und einaxiale Druckfestigkeit). Das Gebirge bei der Torwand ist entlang der gesamten Steilböschung von sieben Trennflächensystemen (K1 bis K7) durchzogen, die mit Ausnahme des zur Schichtung subparallel verlaufenden Systems (K1), durchwegs steil bis senkrecht sind. Das Gebirge entlang der Rinne und westlich davon, besteht aus dem Lapilli-Tuff der basalen Lieg Formation, und ist genauso wie jenes entlang der Steilböschung im S von Pontives, welches aus dem homogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation aufgebaut ist, von drei bis sieben Trennflächensystemen durchzogen. Im Gegensatz dazu, unterscheiden sich die in dieser Arbeit als basaler und homogener Lapilli-Tuff unterschiedene Lieg Formation in wichtigen geotechnischen Parametern (Anzahl der Trennflächensysteme, Öffnung, Rauigkeit, Verwitterungszustand und einaxiale Druckfestigkeit). Zusammenfassend können im Arbeitsgebiet, grob vier Gebirgsarten unterschieden werden. Jenes entlang der Torwand (homogene Lapilli-Tuffe der beiden Formationen), jenes südlich von Pontives (homogene Auer Formation) welches zwar dieselben geotechnischen Eigenschaften, aber teilweise abweichende Anzahl an Scharen zeigt, jenes entlang und westlich der Rinne (basaler Lapilli-Tuff der Lieg Formation), und jenes am westlichsten Bereich des Kartierungsgebietes, wo der Brixner Quarzphyllit aufgeschlossen ist.

7. Gebirgsklassifikation und Gebirgsparameter

Es gibt eine Vielzahl von Klassifikationssystemen und allen ist der Versuch gemein durch empirische Bewertung bestimmter geotechnischer Faktoren und Parameter das Verhalten des Gebirges (Mechanik und Standfestigkeit) zu bewerten. Das Ergebnis ist eine mehr oder weniger subjektive Abschätzung der Standfestigkeit, die meist mit Bezeichnungen die von sehr gut bis sehr schlecht reichen, beschrieben wird. Klassifikationen werden häufig im Erkundungsstadium von Projekten angewandt, wenn es darum geht die Gebirgsarten, eventuelle Stützmaßnahmen, die Gebirgsfestigkeiten und das Verformungsverhalten zu bestimmen. Ursprünglich entwickelt wurden sie im Tunnelbau wurden dann auch auf Felsböschungen angepasst (Romana, 1985) und für Felsböschungen entwickelt (Hack, 1996). Es sollte bei der Verwendung beachtet werden, dass viele Systeme auf empirischen Ergebnissen beruhen, für die jeweils spezifische Anwendung entwickelt wurden und nicht einheitlich anwendbar sind. Die international am weitesten verbreiteten Systeme sind nach wie vor die Gebirgsklassifikation nach Bieniawski (1989) und die Gebirgsklassifikation nach Barton (1988). Im geotechnischen Gebrauch wird gern und häufig auch der „Geological Strength Index (GSI)“ angewendet, ein System welches die Möglichkeit bietet, die Festigkeit und die Verformung des ungestörten Gebirges durch Abschätzung der Gebirgszerlegung und der Trennflächeneigenschaften über das generalisierte Hoek-Brown Kriterium (Hoek et al., 2002) zu bestimmen.
In der Vorliegenden Arbeit ist das vordergründige Ziel der Gebirgsklassifikation, die Bestimmung der Festigkeitsparameter und die Anwendbarkeit der Methoden auf die Bestimmung der Standsicherheit von Massenbewegungen an dem konkreten Beispiel der Rutschung am Gipfel von Außerraschötz (siehe Kap. 8). Hierfür wird auf Grundlage der im vorangehenden Kapitel ermittelten geotechnischen Eigenschaften der Gebirge und der Lapilli-Tuffe, das Rock Mass Rating (RMR) nach Bieniawski, (1989) und der Geological Strength Index (GSI) nach Cai et al., (2004) ermittelt und verglichen.

7.1 Rock Mass Rating System (RMR)

Dieses System ist seit 1973 im Einsatz, wurde mit verschiedenen Anpassungen an mehr als 268 Fallbeispielen (Tunnel, Kavernen, Gründungen, Felsböschungen, Bergbau) getestet (Bieniawski, 1989) und mehrmals abgeändert, wobei die aktuelle Version seit 1979 unverändert ist und 1989 das „rating“ ergänzt wurde. Daher ist es vorteilhaft, um Missverständnisse zu vermeiden, stets die Version der angewendeten Klassifizierung anzugeben. Kalibriert wurde das System für geringe Überlagerungen an seichten Tunnel, ziviltechnischen Aushüben und Kohlebergwerken. Die breite Anwendung ist sicher auch durch die einfache Handhabung zu erklären. Die Bewertung erfolgt anhand von sechs Parametern denen je nach Untersuchungsergebnis ein bestimmtes „rating“ zugewiesen wird (siehe Bieniawski, 1989). Die Summe dieser unterschiedlich gewichteten Parameter ergibt das RMR.

Folgende Parameter werden aufsummiert:

- Strength of intact rock material
- Drill core Quality (RQD)
- Spacing of discontinuities
- Condition of discontinuities (lenght, aperture, roughness, infilling, weathering)
- Groundwater

- Adjustment for discontinuity orientations

$$RMR = \sum Parameterwertungen$$

Das Ergebnis wird je nach Wert (0-100) einem der fünf Gebirgsklassen zugeteilt und es kann z.B. die freie Standzeit und die Spannweite bei einem Tunnelvortrieb bestimmt werden. Die Durchtrennung des Gebirges wird durch die Bestimmung der „Rock Quality Designation (RQD)“ bestimmt.

Rock Quality Designation (RQD)
Dieser Standardindex wird bei vielen Klassifikationssystemen verwendet und gibt Auskunft über die Felsqualität durch die Auswertung von Bohrkernen. RQD definiert den Prozentsatz an vollständigen Bohrkernstücken, die länger als 10 cm sind im Verhältnis zur Gesamtlänge des Bohrkerns (Deere, 1968). Gewertet werden nur natürlich entstandene Trennflächen.

$$RQD = \frac{\sum Länge\, der\ \text{Bohrkernstücke} > 10\text{cm}}{\text{gesamte Bohrkernlänge}} \cdot 100\%$$

Der Wert wurde indirekt durch den Abstand der Trennflächen bestimmt (Priest & Hudson, 1976).

$$RQD = 100 \cdot e^{-0,1\lambda}(0,1\lambda + 1)$$

λ…Trennflächen/Meter

Scanlines	*A*	*B*	*C*	*D*
λ	4,3	6,4	6,4	5,5
RQD (%)	93	87	87	89

Tab. 14: RQD-Index des Gebirges in den Scanlines.

Der RQD-Wert zeigt für alle vier gemessenen Bereiche (siehe Tab. 14) die Qualität „good“ (Deere, 1968).
Der aus Bohrungen ermittelte RQD-Index hat nur begrenzte Gültigkeit. So hat die Bohrlochorientierung im Verhältnis zur Richtung des Trennflächengefüges entscheidenden Einfluss auf den Wert und zudem werden Trennflächen, die parallel zur Bohrrichtung orientiert sind, gar nicht geschnitten.

Rock Mass Rating (RMR)
Das System nach Bieniawski hat den Vorteil, dass Parameter einfach und günstig aus Kernbohrungen und Feldaufnahmen ermittelt werden können und relativ schnell je nach Gebirgsgüteklasse die Sicherungsmaßnahmen für den Ausbau und die Dimensionierung eines Hohlraumes bestimmt werden können. Von Nachteil ist die subjektive Wertung der einzelnen Parameter, der Überlagerungsdruck wird nicht gewichtet und es ist nicht möglich, die Klassifizierung über ein breiteres Materialspektrum auszudehnen (Lockergestein bis Fels oder veränderlich feste Gesteine).

Parameter	Scanline / Wertung							
	A		*B*		*C*		*D*	
σ_c [MPa]	*121*	12	*142*	12	*150*	12	*32*	4
RQD %	*93*	20	*87*	17	*87*	17	*89*	17
spacing [m]	*0,6-1,2*	15	*0,6-1,6*	15	*0,6-1,4*	15	*0,2-1,4*	15
Persistence [m]	*10-20*	1	*>20*	0	*10-20*	0	*>20*	0
aperture [mm]	*1-5*	1	*0,1-1*	1	*1-5*	1	*1-5*	1
roughness	*smooth*	1	*smooth*	1	*smooth*	1	*smooth*	1
infilling	*none*	6	*none*	6	*none*	6	*none*	6
weathering	*slightly*	5	*slightly*	5	*slightly*	5	*moderatel y*	3
groundwater	*damp*	10	*compl. dry*	15	*compl. dry*	15	*compl. dry*	15
Orientation of discontinuities	*0*		*0*		*0*		*0*	
RMR	*71*		*72*		*72*		*62*	

Tab. 15: RMR des Gebirges in den Bereichen der vier Scanlines.
Die Wertung erfolgte mit dem RMR aus dem Jahr 1989; die Anpassung für die ungünstige Orientierung eines Bauwerkes wurde nicht getroffen.

Das Gebirge wird dieser Bewertung nach (siehe Tab. 15), ohne Berücksichtigung einer ungünstigen Orientierung, in allen vier Bereichen der Klasse 2, „good rock“ zugeordnet, wobei das Gebirge der Scanline D mit der Wertung 61 an der Grenze zum „fair rock“ liegt (siehe Bieniawski, 1989).

7.2 Geological Strength Index (GSI)

Hoek und Brown (1995) entwickelten – im Unterschied zum RMR, wo es darum ging, die Gebirgseigenschaften für einen Hohlraum oder einer Böschung abzuschätzen – ein System, welches die Festigkeit und die Verformung des ungestörten Gebirges durch Abschätzung der Gebirgszerlegung und der Trennflächeneigenschaften beschreibt. Unter Verwendung des aktuell formulierten, generalisierten Hoek-Brown Kriteriums (Hoek et al., 2002) liefert das GSI System eine Reihe von Festigkeitsparametern (m_b und s, oder die äquivalenten Mohr-Coulomb Parameter c und φ, sowie das Elastizitätsmodul E) für verschiedene geologische Bedingungen.
Aufgrund der bereits besprochen Parameter der Scanlineaufnahme (Kap. 6.1) wie z.B. der großen Anzahl an Trennflächenscharen (3-7) bzw. der kleinen durchschnittlichen Trennflächenabständen (1± 0,6 m) im Verhältnis zur Böschungshöhe (480 m) dürfte sich das Gebirge in allen Scanlinebereichen zur Ermittlung des GSI Wertes und der kennzeichnenden Festigkeitsparameter eignen. Die mit dem GSI berechneten Festigkeitsparameter geben die Höchstfestigkeit des intakten Gebirges wieder. Der GSI-Wert wird nach Cai, et al., (2004) bestimmt. Hierbei ermöglichen zwei zusätzliche Parameter, das Felsblockvolumen (V_b) und der Kluftbeschaffenheitsfaktor (J_c), eine quantitative Bestimmung des GSI-Wertes, die unabhängiger von der subjektiven Beurteilung und Erfahrung des Untersuchenden ist (Cai, et al., 2004) (siehe Anhang). Im Allgemeinen deformiert sich Gebirge (mit Ausnahme von sehr stark zerlegtem Gebirge) nachdem die Höchstfestigkeit erreicht ist (siehe Abb. 33), langsam mit „strain-softening“ oder plötzlich durch Sprödbruch und die verbleibende Restfestigkeit ist deutlich geringer als die Höchstfestigkeit (Cai et al., 2007).

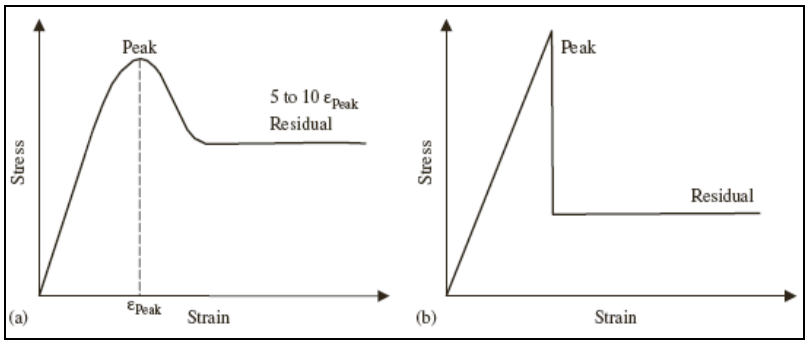


Abb. 33: (a) strain softenenig und (b) Sprödbruch aus (Cai et al., 2007).

Da bei Versagen die Restfestigkeit erreicht wird scheint es für die Ermittlung der Gebirgsparameter (siehe Kap. 9.2) sinnvoll, den GSI-Wert auch für diese Bedingung zu bestimmen. Der „residual" GSI_r-Wert (Cai et al., 2007) des Gebirges wird aus dem GSI-Wert ermittelt, wobei die Werte für (V^r_b) und (J^r_c) jeweils aus den entsprechenden (V_b) und (J_c) Werten ermittelt werden (siehe Tab. 16):

V^r_b … residual block volume

Das Blockvolumen in der Versagenszone ist aufgrund von Zug- und Scherbrüchen zerlegt. Numerische Simulationen, in-situ Schertests und Beobachtungen an Scherzonen haben gezeigt, dass das Blockvolumen (V^r_b) in der Scherzone, unabhängig vom ursprünglichen intakten Blockvolumen (V_b) des Gebirges, im Bereich von 1-27 cm^3 liegt und durchschnittlich 10 cm^3 beträgt (siehe Tab. 16), (Cai et al., 2007). Aus den Scanlineaufnahmen ergeben sich für alle Bereiche folgende Blockvolumen und „residual block volumes":

Scanline	*block volume (V_b)*	*residual block volume (V^r_b)*
Scanline A	0,5 m	10 cm^3
Scanline B	1,4 m	10 cm^3
Scanline C	1,4 m	10 cm^3
Scanline D	0,7 m	10 cm^3

Tab. 16: Anhand der Trennflächenabstände ermittelte Blockvolumina (V_b) und das für die Scherzone angenommene „Rest"-Blockvolumen (V^r_b).

J^r_c … residual joint condition factor

Der Kluftbeschaffenheitsfaktor (J^r_C) ist von der großmaßstäblichen Wellung ($J^r_{W)}$ in der Größenordnung von 1-10 m, der Rauigkeit (J^r_A) im Maßstab von 1-20 cm und dem Verwitterungsfaktor abhängig (siehe Anhang).

$$J^r_C = \frac{J^r_W \cdot J^r_S}{J^r_A}$$

Die Werte (siehe Tab. 17) erhält man durch Reduktion der entsprechenden Höchstwerte (Cai, et al., 2007).

	joint condition factor (J_C)		*residual joint condition factor (J^r_C)*	
Scanline A	*J_W=1; J_S=1; J_A=2*	~ 0,5	*J^r_W=0,5; J^r_S=0,5; J^r_A=2*	~ 0,125
Scanline B	*J_W=1; J_S=1; J_A=2*	~ 0,5	*J^r_W=0,5; J^r_S=0,5; J^r_A=2*	~ 0,125

Scanline C	J_w=1; J_S=1; J_A=2	~ 0,5	J^r_w=0,5; J^r_S=0,5; J^r_A=2	~ 0,125
Scanline D	J_w=1; J_S=0,75; J_A=2	~ 0,375	J^r_w=0,5; J^r_S=0,375; J^r_A=2	~ 0,094

Tab. 17: : In der Tabelle ist der ermittelte „joint condition factor“ (J_C) und der „residual joint condition factor (J^r_C)“ angegeben.

Folgende GSI- und GSI_r-Werte (siehe Tab. 18) kennzeichnen das Gebirge der vier Scanlinebereiche:

	Scanline A	*Scanline B*	*Scanline C*	*Scanline D*
GSI	*45-50*	*50-55*	*50-55*	*40-45*
GSI_r	*20-25*	*20-25*	*20-25*	*15-20*

Tab. 18: Aus den Geländedaten der Scanlineaufnahmen ermittelte GSI- und GSI_r-Bereiche.

Der GSI-Wert kann auch aus dem RMR_{89}-Wert ermittelt werden (siehe Tab. 19). Der direkte Vergleich der beiden Werte stellt für einen GSI-Wert > 25 und dem RMR_{89} die Beziehung GSI = RMR_{89} - 5 her (gültig für die Grundwasserwertung bei 15 und der Anpassung für die Trennflächen bei 0) (Bieniawski, 1989). Nach dieser Beziehung müsste der GSI-Wert bei den aufgenommenen Scanlines folgende Werte erreichen:

	Scanline A	Scanline B	Scanline C	Scanline D
GSI aus RMR_{89}	66	62	62	52

Tab. 19: Aus dem RMR_{89} bestimmter GSI-Wert (Bieniawski, 1989).

Die nach Bieniawski, 1989 vorgeschlagene Beziehung liefert deutlich höhere GSI-Werte als jene welche direkt aus den Geländeaufnahmen ermittelt wurden.

7.3 Gebirgsparameter aus dem RMR und dem GSI

Um eine Standsicherheit (siehe Kap. 9) im Bereich des Gipfels von Außerraschötz zu berechnen, werden die Festigkeitsparameter des Gebirges aus dem RMR_{89} und dem GSI (nach Cai et al., 2004 und Cai et al., 2007) ermittelt:

1. *Gebirgsfestigkeit aus dem RMR*
   Die verschiedensten Versuche wurden unternommen um aus Gebirgsklassifikationssysteme die Kohäsion c und Reibungswinkel φ des Gebirges für die Beschreibung des Mohr-Coulomb Bruchkriteriums direkt abzuschätzen. In dieser Arbeit wird die Abschätzung der Festigkeitsparameter aus der RMR-Wertung nach einer linearen Beziehung bestimmt (Sen et al., 2003). Das Ergebnis ist in der Tab. 20 dargestellt:

$$c = 3{,}625 \cdot RMR \ [kPa]$$
$$\phi° = 25(1 + 0{,}01 \cdot RMR) \ \textit{für RMR > 20}$$

	Scanline A	Scanline B	Scanline C	Scanline D
Kohäsion c [MPa]	0,257	0,261	0,261	0,225
Reibungswinkel Φ	43°	43°	43°	41°

Tab. 20: Kohäsion und Reibungswinkel aus dem RMR.

2. *Gebirgsfestigkeit aus dem allgemeinen Hoek-Brown Kriterium (2002)*

Bei den meisten Standsicherheitsuntersuchungen wird die Scherfestigkeit des Gebirges auf einer Gleitfläche durch das Mohr-Coulomb Kriterium ausgedrückt. Es gibt allerdings keine direkte Beziehung zwischen dem Mohr-Coulomb Bruchkriterium, welches die lineare Abhängigkeit der Scherspannung von der Normalspannung beschreibt, und dem Hoek-Brown Kriterium, das die nicht-lineare Abhängigkeit der kleinsten von der größten Hauptspannung beschreibt. Um dennoch die Festigkeitsparameter anzunähern, wird das Problem als eine Reihe von großmaßstäblichen Triaxialtests betrachtet. Die entsprechenden Reibungswinkel und Kohäsionen werden bei der Anwendung auf Böschungen, für das Gebirge und entsprechend den Druckverhältnissen entlang der Gleitfläche berechnet. Dies erfolgt durch eine lineare Regressionsrechnung an die Kurve der Gleichung

$$\sigma_1' = \sigma_3' + \sigma_c (m_b \cdot \frac{\sigma_3'}{\sigma_{ci}} + s)^a$$

für einen jeweils von der Fragestellung abhängigen Umlagerungsdruck ($\sigma_t < \sigma_3 < \sigma_{3max}$):

$$\varphi = \sin^{-1}\left[\frac{6am_b\left(s + m_b\sigma_{3n}\right)^{a-1}}{2(1+a)(2+a) + 6am_b\left(s + m_b\sigma_{3n}\right)^{a-1}}\right]$$

$$c = \frac{\sigma_c\left[(1+2a)s + (1-a)\sigma_{3n}\right]\left(s + m_b\sigma_{3n}\right)^{a-1}}{(1+a)(2+a)\sqrt{1 + \left(6am_b\left(s + m_b\sigma_{3n}\right)^{a-1}\right)/\left((1+a)(2+a)\right)}}$$

$$\text{wobei } \sigma_{3n} = \frac{\sigma_{3\max}}{\sigma_{ci}}.$$

Die Auswahl der σ_3‘ Bereiche ist der unsicherste Schritt der Berechnung und es gibt hierfür laut Autoren keine absolut korrekte Methode. Die für die Berechnung ermittelten kleinsten Hauptspannungen beziehen sich auf die mittleren Schichtmächtigkeiten der einzelnen Formationen und werden für die Anwendung in Böschungen nach der folgenden Beziehung bestimmt:

$$\frac{\sigma'_{3\max}}{\sigma'_{cm}} = 0{,}72\left(\frac{\sigma'_{cm}}{\sigma_0}\right)^{-0.91}$$

$$\sigma_0 = H\gamma_r$$

$$\sigma'_{cm} = \sigma_{ci}\,\frac{(m_b + 4s - a(m_b - 8s))(m_b/4 + s)^{a-1}}{2(1+a)(2+a)}$$

σ'_{cm} … Gebirgsfestigkeit „global rock mass strength“

σ_{ci} … Einaxiale Druckfestigkeit des intakten Gesteines

σ_0 … Spannungszustand in der Gleitfläche

Die Parameter, welche das Bruchkriterium nach Hoek-Brown beeinflussen sind neben dem Spannungszustand und der einaxialen Druckfestigkeit des intakten Gesteines vor allem der GSI-Wert und der Gesteinsparameter m_i. Dessen Auswahl unterliegt der subjektiven Einschätzung und Erfahrung. Für die Berechnung der Kohäsion und des Reibungswinkels, wird der für das Gebirge reduzierte Parameter m_b des Gesteines m_i verwendet; m_i kann sowohl aus Triaxialversuchen ermittelt werden als auch aus Tabellen (Hoek & Brown, 1997) entnommen werden. Da es sich um Mittelwerte handelt, sollten die Festigkeiten für die max. und min. Gesteinsparameter untersucht werden (siehe Tab 19):

$$m_b = m_i \exp\left(\frac{GSI - 100}{28 - 14D}\right)$$

Folgende Gebirgskonstanten werden zur Beschreibung des Kriteriums noch benötigt (Hoek & Marinos, 2007):

$$s = \exp\left(\frac{GSI - 100}{9 - 3D}\right);$$

$$a = \frac{1}{2} + \frac{1}{6}\left(e^{-GSI/15} - e^{-20/3}\right)$$

Die Berechnung der Gebirgsfestigkeit durch dieses Kriterium erfolgt mit den eingeführten Parametern und dem GSI, die je nach Anwendungsbereich (Tunnel, Böschung) angepasst werden. Der „disturbance factor“ D (Wert: 0-1) beschreibt den Festigkeitsnachlass durch Sprengen und wird aus entsprechenden Tabellen entnommen. Bei natürlichen Böschungen ist der Wert 0 (siehe Tab. 21).

Die mit dem GSI berechnete Kohäsion stellt einen oberen Richtwert dar und es wird bei praktischen Anwendungen geraten den Wert um 75% zu erniedrigen (Hoek & Brown, 1997). Daher wird zusätzlich die Restscherfestigkeit mit dem GSI_r berechnet. Die Verwendung des GSI zur Berechnung des allgemeinen Hoek-Brown Festigkeitskriteriums für Gebirge ist nur bei homogenem Gebirge sinnvoll; also Gebirge, dessen Versagen nicht von einer bestimmten Trennflächenorientierung kontrolliert wird und zum Versagen Rotationsgleitung tendiert. Es wird die Gebirgsfestigkeit der Rutschung am Gipfel von Außerraschötz berechnet und um eine Parametervariation zu erhalten, werden jeweils die höchsten und die niedrigsten GSI und GSI_r Werte und jeweils der höchste und der niedrigste für das Gestein vorgeschlagene m_i-Parameter verwendet (Hoek & Brown, 1997) (siehe auch Kap 9.2).

	Scanline A	*Scanline B*	*Scanline C*	*Scanline D*
Hoek Brown Classification				

σ_{ci} [MPa]		120		140		150		32	
GSI	GSI_r	45 - 50	20 - 25	50 - 55	20 - 25	50 - 55	20 - 25	40 - 45	15 - 20
m_i		13±5		13±5		13±5		13±5	
D		0		0		0		0	
Hoek Brown Criterion									
m_b		1,122 – 3,018	0,459 - 1,236	1,341 – 3,608	0,459 - 1,236	1,341 - 3,608	0,459 - 1,236	0,939 - 2,525	0,384 - 1,034
s		0,0022-0,0039	0,0001 - 0,0002	0,0039 - 0,0067	0,0001 - 0,0002	0,0039 - 0,0067	0,0001-0,0002	0,0013 – 0,0022	0,0001– 0,0001
a		0,508 - 0,506	0,544 - 0,531	0,506 - 0,504	0,544 - 0,531	0,506 - 0,504	0,544 - 0,531	0,511 - 0,508	0,561 - 0,544
Failure Envelope Range; Slopes									
$\sigma 3_{max}$ [MPa]		9,2235 - 9,6487	8,6865 - 9,1608	9,4477 - 9,8752	8,8078 - 9,2888	9,5066 - 9,9367	8,8627 – 9,3466	8,1054 - 8,4866	7,5774 - 8,0225
Unit Weight [MN/m^3]		0,0255		0,0255		0,0255		0,0255	
Slope Height [m]		489		489		489		489	
Mohr-Coulomb Fit									
c [MPa]		*2,458 - 3,356*	*1,332 - 2,073*	*2,962 - 3,924*	*1,414 - 2,193*	*3,064 - 4,043*	*1,452 - 2,248*	*1,267 - 1,843*	*0,662 - 1,111*
φ °		*36,76-45,07*	*28,28 - 37,27*	*39,34 - 47,57*	*29,32 - 38,39*	*39,86 - 48,07*	*29,79-38,90*	*25,65 - 33,58*	*18,45 - 26,29*
Rock Mass Parameters									
σ_t [MPa]		-0,237 - -0,154	-0,036 - -0,023	-0,403 - -0,261	-0.042 - -0,027	-0,432 - -0,280	-0.045 - -0,029	-0,043 - -0,028	-0,007 - -0,004
σ_c [MPa]		5,379 - 7,227	0,955 - 1,434	8,432 - 11,262	1,115-1,673	9,034 - 12,066	1,194 - 1,792	1,058 - 1,434	0,160 - 0,255
σ_{cm} [MPa]		16,827-27,765	8,641-15,599	21,974 - 35,931	10,081 - 18,198	23,544 - 38,497	10,801 - 19,498	4,003 - 6,671	1,894 - 3,571

Tab. 21: Hoek-Brown Festigkeitskriterium für Gebirge und daraus berechnete, äquivalente Mohr-Coulomb Parameter.

7.4 Ergebnisse und Vergleich: RMR – GSI

Der Vergleich zwischen den Festigkeiten aus dem RMR_{89} nach Sen et al., 2003 und den Festigkeiten aus dem allgemeinen Hoek-Brown Kriterium (Hoek et al., 2002) zeigt deutlich höhere Festigkeitswerte für die Bestimmung mit dem allgemeinen Hoek-Brown Kriterium, obwohl der GSI-Wert nach Cai et al., 2004 deutlich niedriger ist als der GSI-Wert aus dem RMR_{89}.
Die Gebirgsklassifikation mit dem RMR erfolgt aus den fünf bereits beschriebenen Einzelwertungen. Die Annäherung der Mohr-Coulomb Gebirgsparameter nach Sen et al., 2003 ist linear und die bestimmten Festigkeiten sind unabhängig von den herrschenden Spannungsverhältnissen.
Das empirisch entwickelte Festigkeitskriterium von Hoek-Brown benutzt das GSI, um das Gebirge zu charakterisieren. Das Verhältnis von (m_b/m_i) ist als äquivalenter Reibungsparameter anzusehen und sinkt kontinuierlich mit abnehmendem GSI. Der Parameter (s), welcher die Kohäsion bestimmt, wird mit abnehmendem GSI-Wert sehr schnell kleiner und beschreibt so die rasche Abnahme der Druck- und Zugfestigkeit mit schlechter werdendem Gebirge. Die aus dem Hoek-Brown Kriterium

bei niedrigen Normalspannungen von unterhalb 5 MPa berechneten Scherspannungen werden deutlich überschätzt (Hoek, 1997; Bruschi, 2004). Dies gilt besonders für Standsicherheitsuntersuchungen von Böschungen oder bei der Rückrechnung der Festigkeiten aus einer Massenbewegung, wo in der Regel entlang der Bruchfläche niedrige Normalspannungen wirken. Bei den berechneten Festigkeiten der Rutschung für die Böschungshöhe von ca. 490 m, liegen die $\sigma 3_{max}$ Werte im Bereich von 8-10 MPa. Da die Bewegung in Tiefen von etwa 100 m erfolgt, werden die Spannungen wahrscheinlich aber niedriger sein.

Es muss an dieser Stelle angemerkt werden, dass die Berechnung der Gebirgsfestigkeiten aus dem allgemeinen Hoek-Brown Kriterium mit dem GSI nur bei homogenem Gebirge anwendbar ist. Beim Gleiten auf einer oder zwei Trennflächen kann dieses Kriterium daher nicht angewendet werden.

In der untersuchten Rutschung spricht der Maßstabseffekt (Trennflächenabstände im Bereich von 1± 0,6 m im Verhältnis zur Böschungshöhe von ca. 490 m) und die große Anzahl an Trennflächensysteme (im Bereich der Rutschung sind es 7) für ein homogenes Gebirge. Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass aufgrund der starken Durchtrennung des Trennflächensystems (K3), doch auch ein Gleiten auf dieser Trennfläche erfolgt (siehe Kap. 6.1.3 und Kap. 8.3.3). Die Gebirgsfestigkeiten können nur für jeweils eine Gebirgsart bestimmt werden. Daher beziehen sich die in Tab. 19 angegebenen Werte auf eine Böschung die jeweils nur aus einem Lapilli-Tuff besteht. Unter anderem ist der Fall angeführt, dass die Böschung aus dem Gestein mit der größten Festigkeit besteht (Scanline C mit der einaxialen Druckfestigkeit von 150 MPa) und der Fall, dass die Böschung aus dem Gestein mit den niedrigsten Eigenschaften besteht (Scanline D mit der einaxialen Druckfestigkeit von 150 MPa).

Aus der Untersuchung geht hervor, dass der direkte Vergleich der Höchstfestigkeiten, welche aus dem RMR und dem GSI ermittelt wurden, keine deutliche Übereinstimmung ergibt. Ein Grund hierfür ist in der Abhängigkeit des allgemeinen Hoek-Brown Kriteriums vom Spannungszustand in der Böschung zu suchen. Umgekehrt ist die Berechnung der Festigkeit aus dem RMR, unabhängig vom Spannungszustand in der Böschung. Selbst wenn es mit beiden Methoden möglich ist, ohne großen Untersuchungsaufwand, eine Annäherung der Coulomb-Festigkeitsparameter für ein Gebirge zu berechnen, können die Ergebnisse bei Böschungen, aufgrund der unterschiedlichen Zugänge nicht verglichen werden; das Hoek-Brown Kriterium beschreibt die Abhängigkeit der Festigkeit einer Böschung vom Spannungsverhältnis der beiden Hauptspannungen. So variiert die Festigkeit, bei gleichbleibendem GSI-Wert deutlich mit der Änderung der untersuchten Böschungshöhe.

In den Standsicherheitsuntersuchungen an der dreidimensionalen Böschung (siehe Kap. 9.3) wurden die Festigkeitsparameter aus beiden Methoden untersucht und verglichen. Bei den Festigkeiten aus dem Hoek-Brown Kriterium wurden die Restscherfestigkeiten aus dem GSI_r verwendet. Das Ziel war die Anwendbarkeit dieser beiden Methoden auf den spezifischen Fall der Rutschung am Gipfel von Außerraschötz (siehe Kap. 8) zu ermitteln.

8. Die Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet

8.1 Versagensmechanismen von Talflanken

Als Massenbewegungen werden bruchhafte oder bruchlose, unter der Wirkung der Schwerkraft hangabwärts gerichtete Verlagerungen von Fest- und Lockergesteinen inkl. Bodenmaterial und Wasser bezeichnet. Massenbewegungen stellen erhebliche Gefahren für Mensch und Infrastruktur dar.

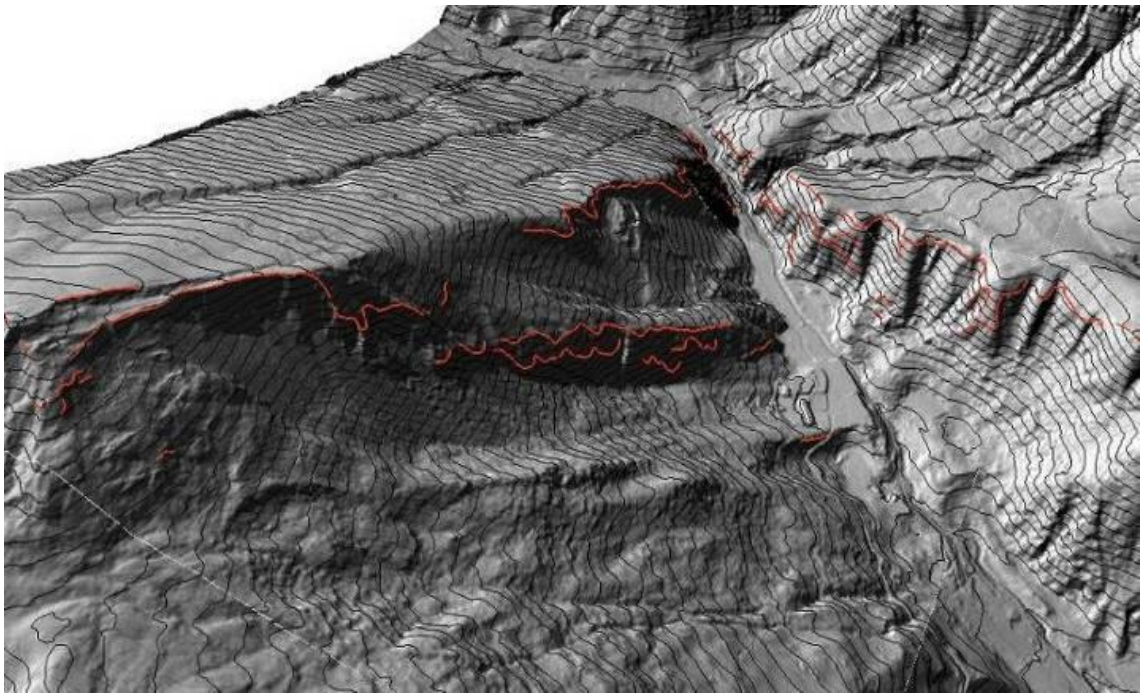


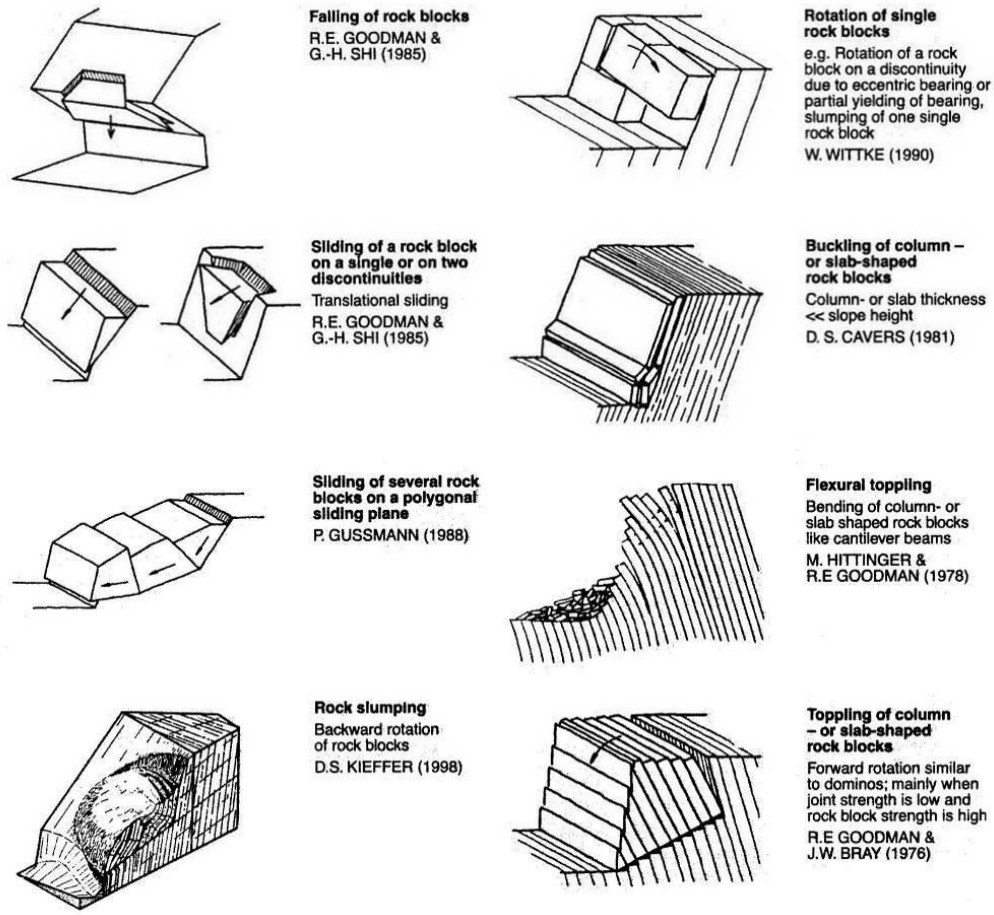
Abb. 34: Kartierte Abbruchkanten bei Pontives; Abbruchkante der Torwand, rechts des Grödnertales und Abbruchkante südlich von Pontives, links vom Grödnertal. Am linken Bildrand der dreidimensional visualisierten Oberfläche (hillshade-Effekt) des Laserscan Höhenmodells ist die bereits mehrfach erwähnte Rutschung am Gipfelbereich zu sehen und in der Mitte des Bildes die Rinne, welche bis zur Ortschaft Pontives reicht. (topographische Basisdaten: siehe Abb. 1).

Besonders die Frequenz und Größenordnung der Ereignisse sind schwer vorhersehbare Parameter. Deshalb werden im Bereich gravitativer Naturgefahren vermehrt Methoden des Risikomanagements eingesetzt um ein möglichst hohes Maß an Sicherheit zu gewährleisen.

Nach (Krauter, 2001) werden die Ursachen von den auslösenden Ereignissen unterschieden:

- Die Ursache von Bewegungen ist eine Veränderung des Gleichgewichtes zwischen den rückhaltenden und angreifenden Kräften im Hang durch permanent oder episodisch wirkende Faktoren. Die permanent wirkende Faktoren (Lagerungsverhältnisse, Erosion, Verwitterung, Schwerkraft) führen nicht unmittelbar zur Massenbewegung, wirken jedoch destabilisierend und verändern die Sensibilität eines Hanges gegenüber Naturereignissen.
- Auslösende Ereignisse können natürlich (Frost- Tau Wechsel, Niederschläge, Schmelzwasser, Wasserspiegelschwankungen, Erdbeben, Einbrüche) oder anthropogen (unwirksame Drainage, Sprengung, rollender Verkehr, Wasseraufstau, Aufschüttung, Bauwerke, Einschnitte am Böschungsfuß) bedingt sein.

Eine Klassifizierung von Massenbewegungen stützt sich i.a. auf Kriterien wie Bewegungsmechanismen, Materialzusammensetzung, Geschwindigkeit der Prozesse, Geomorphologie oder Auslösemechanismen.
Die häufig verwendete Klassifizierung nach dem „Multilingual Landslide Glossary“ (WP/WLI, 1993) wurde im Wesentlichen nach der Kinematik (Fallen, Kippen, Gleiten, Driften und Fließen) und der Materialzusammensetzung (Fels, Lockergestein) gemacht. Auf diese Weise ergeben sich eine Vielzahl von beschreibenden Kombinationen, die mit weiteren Eigenschaften wie die Aktivität (aktiv, reaktiviert, nicht aktiv, stabilisiert, usw.), die Verteilung der Aktivität (voranschreitend, rückschreitend, ausweitend, usw.) und die Art der Massenbewegung (komplex, zusammengesetzt, einfach, usw.) ergänzt werden.
Das Verhalten von Massenbewegungen ist jedoch viel komplexer und kann nicht allein durch die Kinematik und die Materialzusammensetzung beschrieben werden. Die Einteilung anhand der initialen Versagensmechanismen und ihrer mechanischen Modelle ist für das Verständnis und die Simulierung der Prozesse sinnvoller. Folgende zwölf Mechanismen mit den angeführten Berechnungsansätzen sind in der Abb. 35 dargestellt und dienen der mechanischen Beschreibung des Auslösemechanismus.



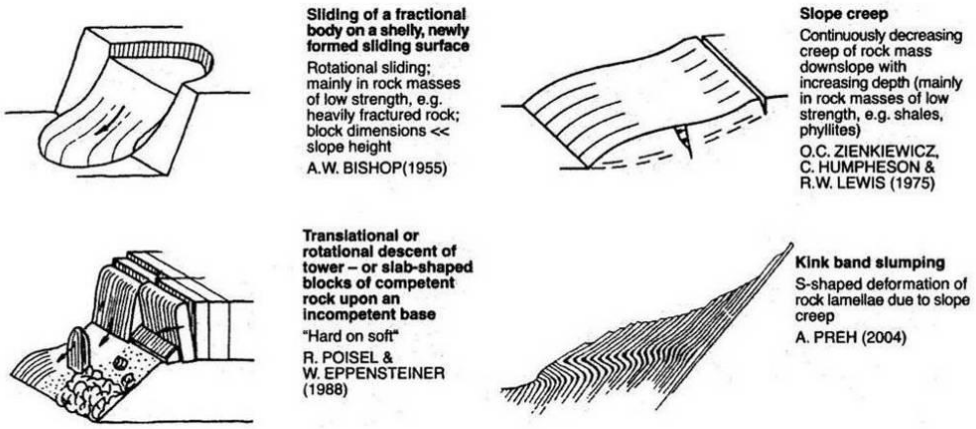


Abb. 35: Mechanische Modelle des Versagensmechanismus von Talflanken und Felsböschungen (Poisel & Preh, 2004).

In Folge werden die wichtigsten Versagensmechanismen nach Poisel & Preh, (2004) kurz beschrieben:

Fallen

Fallen beginnt mit dem Ablösen von Fels oder Lockergestein von einer steilen Böschung entlang einer Fläche an welcher wenig oder keine Scherbewegungen stattfinden. Echter freier Fall als initialer Versagensmechanismus ist eher selten und nur bei überhängenden Böschungen möglich (Goodman & Shi, 1985). Meistens handelt es sich beim initialen Versagensmechanismus um Gleiten und in Folge bewegt sich das abgetrennte Material mit hoher Geschwindigkeit fallend, springend oder rollend.

Gleiten eines Kluftkörpers auf einer oder zwei Trennflächen (Translationsgleitung)

Eine hangabwärts gerichtete Bewegung von Fels oder Lockergestein entlang von Gleitflächen oder geringmächtigen Scherzonen wird als Gleiten bezeichnet. Bei Translationsgleitungen erfolgt die Bewegung entlang von bereits bestehenden, mehr oder weniger ebenen Schwächezonen wie z.B. Schicht- und Schieferungsflächen, Störungszonen oder Brüche. Die Scherfestigkeit kann aber auch an der Grenze Fels zur Deckschicht, verwittertem zu unverwittertem Fels oder an übersättigten Bereichen herabgesetzt sein. Die Hauptdeformation findet in der Scherzone statt und die überlagernde Masse bewegt sich mehr oder weniger zusammenhängend mit gleicher vertikaler Geschwindigkeitsverteilung. Translationsgleitungen sind im Allgemeinen seichter als Rotationsgleitungen. Das Gleiten auf einer Fläche ist verhältnismäßig selten, da die geometrischen Voraussetzungen relativ einschränkend sind (siehe Kap. 8.3.2). Häufig wird die Abschätzung der Festigkeitsparameter einer Böschung bei veränderlichen Grundwasserverhältnissen mit Hilfe des zweidimensionalen Gleitens auf einer Fläche gemacht, da die Berechnung relativ einfach und schnell ist (siehe Kap. 9.1).

Das Gleiten auf zwei Flächen(siehe Kap. 8.3.3) ist viel häufiger zu beobachten und geometrisch weniger einschränkend, als das Gleiten auf einer Fläche.

Gleiten mehrerer Teilkörper auf einer polygonalen Gleitfläche
Bei diesem Versagensmechanismus ist ein antithetischer Versatz zwischen den Teilkörpern charakteristisch und im Gelände erkennt man morphologisch Grabenbrüche die parallel zu den Höhenschichtlinien verlaufen.

Rock slumping (Rückwärtsrotation von Kluftkörpern)
„Block-“ und „rock slumping“ sind Versagensmechanismen, bei welchen ähnlich wie beim Kippen die Kluftkörper von steilen und flachen Trennflächen begrenzt sind. Allerdings fallen die steilen – im Unterschied zum Mechanismus *Kippen* – in dieselbe Richtung wie der Hang. Es kommt zu einer Blockrotation bei welcher die Kanten des säulig, prismatischen Körpers entlang der basalen Begrenzung gleiten und gleichzeitig „inter-layer slip“ und „back rotation“ entlang der steilen Flächen stattfindet. Je nachdem ob die steilen, aus dem Hang fallenden Trennflächen, durch orthogonale Klüfte in Blöcke begrenzt sind oder eher zusammenhängende tafelförmige Kluftkörper bilden, brechen diese aufgrund der Biegebeanspruchung, während sie rückwärts kippen und auf einer flacheren basalen Begrenzung nach vorne gleiten.

Gleiten eines Bruchkörpers auf einer muschelförmigen, neugebildeten Gleitfläche (Rotationsgleitung)
Rotationsgleitungen bilden sich in homogenen mehr oder weniger isotropen Medien aus und sind folglich häufiger in Lockergesteinen anzutreffen, können aber auch in Gebirge mit geringer Festigkeit auftreten, so z.B. bei ausreichender Durchtrennung in stark geklüfteten oder tiefreichend verwittertem Fels. Die Gleitfläche ist meist muschelförmig und die Ausbruchsnische fällt steil bis vertikal ein; diese Geometrie, bedingt die für Rotationsgleitungen typische Rückwärtsrotation des Kronenbereiches (head), wobei der Rutschungskörper wenig interne Deformation erfährt (Cruden & Varnes, 1996). Hinter der Hauptabrissfläche bilden sich häufig Senken und Nackentälchen welche durch die rückwärts gerichtete Neigung des Plateaus in Richtung Anrissfläche entstehen.
Der Stirnbereich wird häufig aufgestaucht und geht bei hoher Wassersättigung in Hangmuren (Fließen) über. Die Verschiebungsvektoren sind im Abbruchbereich steil bis vertikal und verflachen im Fußbereich, wo sie aufgrund der kreisförmigen Bewegungszone auch nach oben gerichtet sein können (Hebung).

Abfahren, abgleiten oder Kippen turmartiger bzw. plattenförmiger Kluftkörper am Rand eines kompetenten Felskörpers auf einem inkompetenten Sockel („Hart auf Weich“)
Dieses Versagen tritt bei der Kombination von harten, kompetenten Gesteinen, die weichere inkompetente und plastisch deformierende Gesteine überlagern auf. Das plastische Gestein im Sockel wird ausgepresst, was zu Zugspannungen und Brüchen im überlagernden harten Gestein führt. Diese Deckplatte ist dadurch randlich in große Blöcke zerlegt die talwärts gleiten oder kippen.
Durch die Auflast der harten Deckplatte kommt es im unterlagernden Bereich zu plastischer Deformation oder Bodenverflüssigung und zur Aufwölbung des Materials in die sich weitenden Spalten. Das spröde Gestein im Hangenden zerbricht meist entlang des bestehenden Trennflächensystems und driftet je nach Relief unterschiedlich schnell.
Das Eindringen von Wasser mit all seinen Auswirkungen (Verwitterung, Frost/Tau, Kluftwasserdruck) verringert die Festigkeit und beschleunigt den Prozess. Randliche Schollen können schließlich in andere Massenbewegungsformen übergehen und es kommt zum Kippen und Felsstürzen. Dieser Versagensmechanismus kann sehr tiefreichend sein.

Rotation einzelner Kluftkörper (Torsionsbruch)
Hierbei kippen Kluftkörper mit einer Rotationsachse die weder parallel noch horizontal zur Böschung ist.

Knicken von säuligen- bzw. tafelförmigen Kluftkörpern
Dieser Mechanismus tritt bei tafelförmigen oder säulenförmigen Kluftkörpern auf, dessen Sälen- bzw. Plattendicke viel kleiner als die Böschungshöhe ist.
Toppling
Beim Kippen lösen sich Fels oder kohäsives Lockergestein durch Rotation aus dem Hang heraus. Voraussetzung ist die Möglichkeit einer Gleitbewegung der einzelnen Kluftkörper zueinander. Man unterscheidet „*block toppling*“ (Blockkippen) und „*flexural toppling*“ (Biegekippen).
Block toppling tritt hauptsächlich in kompetenten Gesteinen mit quaderförmigen Kluftkörpern auf. Die Felssäulen werden durch einen steil in den Hang einfallenden und einem weiteren, in einem großen Winkel dazu stehenden Trennflächensystem, welches die Säulenhöhe begrenzt, definiert. Dieser Mechanismus ist charakteristisch für Bedingungen, bei welchen die Trennflächen niedrige Festigkeiten und die Gesteinsblöcke hohe Festigkeiten aufweisen (Poisel & Preh, 2004). Der Massenschwerpunkt liegt bei kippenden Blöcken über dem Rotationspunkt außerhalb der Aufstandsfläche und erzeugt so ein Rotationsmoment. Typische Gesteine die häufig „block toppling“ zeigen sind lagige Sandsteine oder säulige Basalte. Es ergibt sich eine Art treppenförmiges Profil bei dem, die kürzeren Felssäulen am Fuß der Böschung durch das Gewicht der weiter oben liegenden in Bewegungsrichtung gleiten und durch den Platzgewinn weiteres Toppling ermöglichen.
Flexural toppling ist ein Mechanismus bei welchem ein lagiges Gefüge, das entgegen der Hangrichtung einfällt, durch die hangparallele Spannungsrichtung eine relative Gleitbewegung in den Trennflächen erfährt. Dadurch kommt es zur Biegung der wie Kragenträger wirkenden Pakete.
Die idealisierte Geschwindigkeitsverteilung zeigt eine Abnahme der Bewegungsvektoren mit der Tiefe. Dieser Typ tritt eher bei sehr dünnlagigen Gesteinen wie Schiefer oder Tonschiefer auf wo die normalen Trennflächenpaare nicht ausgeprägt sind (Poisel & Preh, 2004).

Slope creep (Hangkriechen)
Früher wurden diverse langsame Hangbewegungen als Sackung (Zischinsky, 1969) bezeichnet; heute wird der Begriff Sacken für Hangkriechphänomene nicht mehr verwendet, da das Sacken vertikale Bewegungen bezeichnet und die von Zischinsky, (1969) beschriebenen Versagen, hangparallelen Versatz zeigen (Poisel & Preh, 2004).
Beim Hangkriechen nehmen sowohl der Spannungsdeviator im Hangprofil, als auch das Kriechen und der Versatz, mit zunehmender Tiefe (bis zu 200 m) und hangabwärts kontinuierlich ab (Poisel & Preh, 2004). Die Bewegungsvektoren sind dabei hangparallel. Daher bilden sich bevorzugt ein Zugriss im Kronenbereich und eine Vorwölbung im Fußbereich des Hanges aus. Das Kriechen entsteht in der Regel im Gebirge mit geringen Festigkeiten (z.B. im Phyllit).

Die Mechanismen flexural toppling und slope creep sind eng miteinander verwandt und so sind Übergänge von einem zum anderen Versagen relativ häufig. Betrachtet man die Verteilung der Verschiebungsgeschwindigkeiten im Hangprofil, so ergeben sich Beträge, die für beide an der Oberfläche am größten sind und mit der Tiefe kontinuierlich abnehmen (Poisel, 1998). Bei beiden Mechanismen ist die Raumstellung der Trennflächen die Selbe, allerdings sind beim Toppling die Festigkeiten und die Abstände der Trennflächen entscheidend und beim Slope creep die Gebirgsfestigkeit hingegen.

Bei kippenden Hängen herrschen im Fußbereich große Spannungen. In diesen Bereich ist das Gebirge meist stark zerlegt, die Restscherfestigkeit wird erreicht und das Gebirge ist nicht mehr durch die Trennflächen bestimmt, sondern beginnt zu kriechen (Poisel & Preh, 2004).

Kink band slumping
Dieser Versagensmechanismus beschreibt die S-förmige Deformation von steiler als der Hang, in Hangrichtung einfallenden, tafelförmigen Gesteinspaketen (Poisel & Preh, 2004).

Muren
Fließen ist eine räumliche kontinuierliche Bewegung bei der die Scherfläche nur kurzzeitig existiert, scharf begrenzt und meist nicht erhalten ist. Im Gegensatz zu Rutschungen bilden sich keine durchgehenden Gleitflächen aus. Die Masse hat eine hohe interne Teilbeweglichkeit und die Bewegungsverteilung gleicht jener von viskosen Flüssigkeiten (Cruden & Varnes, 1996). Bei der fließenden Masse handelt es sich um eine variable Mischungen aus Wasser und Lockergestein die unterschiedlich schnell fließen können. Nach Cruden & Varnes, (1996) gibt es je nach Wassergehalt, Beweglichkeit und Entwicklung der Bewegung, einen Übergang von Fließen zu Gleiten.

Die beschriebenen Versagensmechanismen werden je nachdem ob es sich um ein von Trennflächen bestimmtes Versagen handelt oder nicht, idealerweise mittels diskontinuums- oder kontinuumsmechanischer Rechenmodelle simuliert.
Nach dem das Versagen stattgefunden hat, erfolgt die Interaktion der bewegten Masse mit dem Untergrund. Diese Phase ist besonders bei Sturzprozessen relevant und wird als run out bezeichnet.

Sturzprozesse
Hierbei handelt es sich um schnelle Massenbewegungen, bei denen das Sturzmaterial den größten Teil der Bewegungen in der Luft zurücklegt (Lateltin, 1997). Die Bewegungsmechanismen entlang der Sturzbahn, die in Abb. 36 schematisch dargestellt ist, umfassen das Gleiten, Fallen, Springen- und Rollen der instabil gewordenen Massen.
Aufgrund der hohen Bewegungsgeschwindigkeit von mehreren m/sec und der großen Reichweite verfügen Sturzprozesse über großes Zerstörungspotential. Die freigesetzte Aufprallenergie im gefährdeten Abschnitt wird mit folgenden Grenzwerten klassifiziert (Lateltin, 1997):

- schwache Intensität $E_{kin} < 30$ kJ
- mittlere Intensität 30 kJ$< E_{kin} < 300$ kJ
- starke Intensität $E_{kin} > 300$ kJ

Im geotechnischen Sprachgebrauch werden Sturzprozesse von Fels-, oder Lockergesteinsmassen bei denen der Wassergehalt keine entscheidende Rolle spielt, anhand der Größenordnung des abgestürzten Volumens in Stein- und Blockschlag, Fels- und Bergsturz klassifiziert. Die Abgrenzung der einzelnen Ereignisse ist nicht einheitlich und wird je nach Autor sehr unterschiedlich gehandhabt.
Stein und Blockschlag ist durch vereinzelte Stürze von Steinen und Blöcken gekennzeichnet. Die mechanische Interaktion der Komponenten findet hauptsächlich mit dem Untergrund und weniger untereinander statt. Die Bewegung der Steine oder Blöcke erfolgt je nach Neigung und Untergrund durch freien Fall, Sprung oder Rollen und die erreicht Geschwindigkeiten von 5 – 30 m/s.

Felssturz beschreibt das Loslösen einer zusammenhängenden Gesteinsmasse, welche sukzessiv in Steine und Blöcke zerfällt.
Bergstürze sind durch große Reichweiten und Volumen gekennzeichnet. Eine Definition nach wichtigen Merkmalen, wie das große Volumen und die hohe Geschwindigkeit wurde von Abele (1974) in „Bergstürze in den Alpen“ gegeben: „Bergstürze sind Fels- und Schuttbewegungen, die mit hoher Geschwindigkeit (in Sekunden oder wenigen Minuten) aus Bergflanken niedergehen und im Ablagerungsgebiet ein Volumen von über einer Million Kubikmeter besitzen oder eine Fläche von über 0,1 km^2 bedecken. Wird keine der beiden Schwellen überschritten so handelt es sich um Felsstürze…“. Allerdings sind die Volumina dieser Definition sehr hoch und andere Autoren setzten die Grenze bereits viel niedriger an.
Der Bewegungsmechanismus von Bergstürzen wird durch die Topographie und die Interaktion der Komponenten mit starker Fragmentierung innerhalb der Sturzmasse bestimmt (Kienholz, Zeilstra & Hollenstein, 1998). Dabei kann die Sturzmasse (Gemisch aus Blöcken, Staub, Luft, Wasser, Wasserdampf, usw.) eine Art Fließbewegung annehmen und sehr große Transportdistanzen erreichen.

8.2 Geometrische Eigenschaften der Böschung

Der Hang der Sturzbewegung kann wie in Abb. 36 dargestellt, in Abbruchgebiet, Sturzbahn und Ablagerungsgebiet unterteilt werden; die unterschiedlichen Winkelbeziehungen am Hang werden mit dem geometrisches Gefälle, dem Schattenwinkel und der Fahrböschung beschrieben:

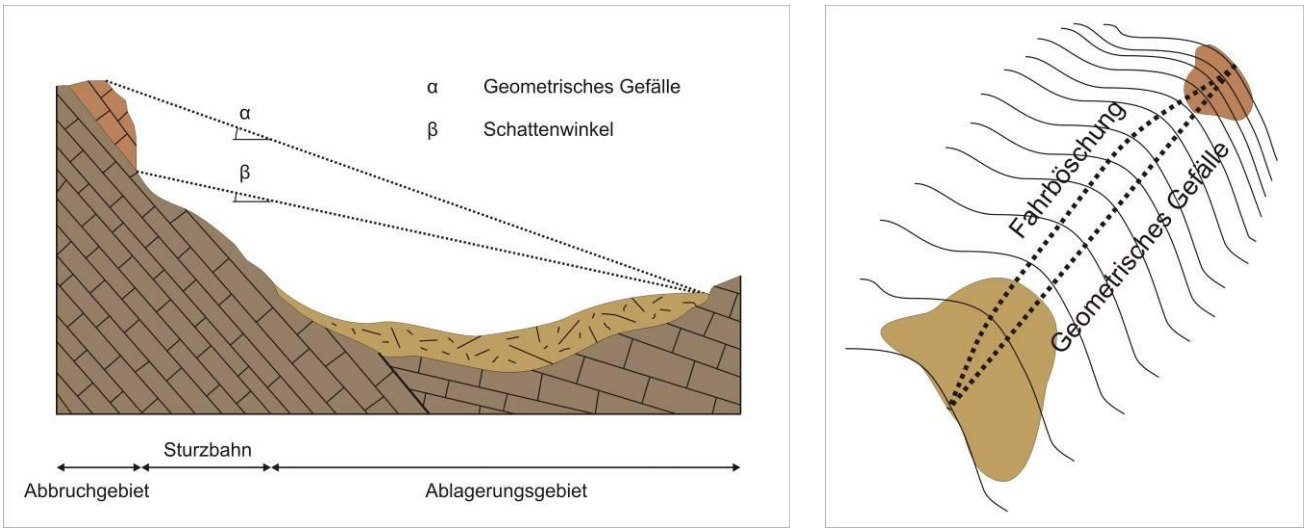


Abb. 36: Schematische Darstellung eines Felssturzprofiles mit dem geometrischen Gefälle und dem Schattenwinkel, bzw. dem Abbruchsgebiet, der Sturzbahn und dem Ablagerungsgebiet (nach Heim, 1932).

Abbruchgebiet: Im Abbruchgebiet erfolgt die Ablösung der Felsmasse.

Sturzbahn: In der Sturzbahn erfolgt abhängig vom Sturzvolumen und der Neigung, die Interaktion mit dem Untergrund. Einfluss auf die Bewegung hat außerdem die Geometrie des Hanges (eben, gestaffelt, konkav, konvex, usw.), die Rauigkeit der Hangoberfläche, die Dämpfung des Untergrundes und die Größe bzw. die Form der Blöcke. Die Sturzbahn ist als eigenständiges

Teilgebiet nicht aufgeschlossen, wenn die Ablagerung der Trümmer bereits am Ende des Abbruchgebietes beginnt.

Ablagerungsgebiet: Das Ablagerungsgebiet ist ein in sich zusammenhängender Körper wo der Sturzkörper abgelagert wird und zeigt oberflächlich meist ein kleinhügeliges Relief.

Geometrisches Gefälle: Als geometrisches Gefälle wird die Neigung der Geraden zwischen der Oberkante des Abbruchgebietes und dem Ende der Ablagerungen bezeichnet (Heim, 1932).

Schattenwinkel: Die gerade Verbindung zwischen dem obersten Punkt (erster Aufprall) und dem Ende des Ablagerungsgebietes wird als Schattenwinkel bezeichnet (Evans & Hungr, 1988). Da die Sturzmasse einen Teil der kinetischen Energie beim ersten Aufprall am Wandfuß verliert, versucht der Begriff des Schattenwinkels den eher geringen Einfluss der Fallhöhe auf die Reichweite zu berücksichtigen.
Fahrböschung: Die Fahrböschung beschreibt den Winkel der in Schussbahn verlaufenden Verbindungslinie zwischen der Oberkante des Abbruchgebietes und dem äußersten Punkt der Ablagerung mit der Horizontalen (Heim, 1932). Die Reichweite eines Felsmassensturzes wird im Allgemeinen mit der Fahrböschung angegeben. Die Fahrböschung berücksichtigt die Tatsache, dass stürzende Massen seitliche Abweichungen von der Geraden vollführen und ist somit flacher bis gleich dem geometrischen Gefälle. Statistische Untersuchungen an Bergstürzen haben die Abhängigkeit des Fahrböschungswinkels vom Volumen gezeigt. Je größer das abgestürzte Volumen desto größer die Reichweite des Bergsturzes (Heim, 1932; Abele, 1974). Bergstürze von unter 10 Mio. m³ erreichen im Schnitt Fahrböschungen von 25°, solche um 100 Mio. m³ liegen zwischen 12° und 22° und jene im km³- Bereich zwischen 5° und 14° (Abele 1974, S. 44).

8.3 Im Untersuchungsgebiet auftretende Mechanismen und ihre Untersuchungsmethoden

Im Kartierungsgebiet bilden die homogenen und stark durchtrennten Lapilli-Tuffe der Auer- und Lieg Formation markante, bis zu 100 m hohe Steilböschungen entlang derer Kluftkörper vordergründig mit folgenden Mechanismen versagen: Gleiten auf einer Trennfläche, bzw. auf zwei zueinander einfallenden Trennflächen, sowie Blockkippen.
Mit Hilfe des Schmidt‘ schen Netzes werden die Bewegungsmöglichkeit der Trennflächen und deren Verschneidungen mit gegebener Böschungsorientierung untersucht. Die Böschungsorientierungen entsprechen der Hauptabbruchkante welche die Rinne im E begrenzt (300/75), und der Abbruchkante im S von Pontives (020/75); zudem werden noch die Orientierungen der Rutschung am Gipfel und jener im Tal, östlich von Pontives untersucht. Vereinfachend wird angenommen, dass außer der Eigenbelastung keine äußeren Kräfte auf den Felsblock wirken und die Verformung bzw. der Bruch nur entlang der vorgegebenen Trennflächen statt finden.
Mögliche Gleitflächen und Gleitkombinationen können mit Hilfe der Lagenkugelprojektion anschaulich dargestellt werden. Deshalb werden kurz zwei bei geotechnischen Fragestellungen häufig angewendete geometrische Körper erklärt.

- *Der Reibungskegel* beschreibt geometrisch einen Rotationskegel um einen Flächenpol, wobei die Spitze im Mittelpunkt der Lagenkugel liegt und die Basis den Verschnitt mit der Lagenkugel bildet. Der Reibungskegel dient zur Darstellung der Richtung der Reibungskräfte; der Reibungswinkel (φ) wird als Winkel zwischen der Flächennormale und Mantellinie aufgetragen und es wird angenommen, dass dieser Winkel in allen Richtungen gleich groß ist. Der Pol der

Fläche entspricht der Richtung der senkrecht stehenden Normalkraft. Auf allen Trennflächen oder Verschneidungen deren Pole innerhalb dieses Reibungskegels liegen kann kein Gleiten stattfinden und der Sicherheitsfaktor μ ist größer 1; alle Pole die auf dem Kreis liegen sind im Grenzgleichgewicht und jene die außerhalb liegen sind wenn kinematisch möglich gleitgefährdet. Bei Annahme der effektiven Belastung nur durch das Eigengewicht und eines für alle Trennflächen gleich großen Reibungswinkels kann man den Reibungskegel um den Mittelpunkt der Lagenkugel auftragen (John und Deutsch, 1974).

- *Der Markland-Bereich* beschreibt in der stereographischen Projektion einen Kleinkreis und wird verwendet, um bei einer gegebenen Böschungsorientierung die kinematische Gleitmöglichkeit zu ermitteln; die Pole der potentiellen Gleitflächen welche innerhalb dieses Bereiches liegen sind flacher als die Böschung und ausbeißen somit aus.

8.3.1 Fallen von Kluftkörpern

Freier Fall als Versagensmechanismus wurde in den steilsten, überhängenden Bereichen des Felshanges südlich von Pontives (siehe Abb. 37) und in einigen wenigen Abschnitten entlang des Hauptabrisses am Top der Rutschung im Talbereich, östlich von Pontives beobachtet.

Abb. 37: Steiler, überhängender Bereich der Felsböschung im S von Pontives (Koordinaten: 701300 5162280).

8.3.2 Gleiten auf einer Fläche

Das Gleiten auf einer Fläche ist aufgrund der geometrischen Voraussetzungen seltener als jenes auf zwei zueinander einfallenden Flächen in Richtung der Verschneidung. Im Kartierungsgebiet wurde dieser Versagensmechanismus, sowohl entlang der Steilböschung der Torwand (siehe Abb. 38), als auch an der Steilböschung im S von Pontives beobachtet.

Abb. 38: Gleiten auf einer Fläche im homogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation, entlang der Hauptabbruchkante der Torwand, im

E von der Rinne (Koordinaten: 702560 5163570); in der Mitte des Bildes ist der teilweise mit Boden bedeckte Zugriss zu sehen.

Kinematische Untersuchung des Gleitens auf einer Trennfläche

Reines Gleiten auf einer Trennfläche ist relativ selten, da die geometrischen Voraussetzungen bei einem dreidimensionalen Hang sehr einschränkend sind. Folgende Bedingungen müssen nach Wyllie & Mah, (2004) erfüllt sein:

ψ_T …Fallwinkel der Trennfläche

ϕ_T … Reibungswinkel der Trennfläche

ψ_B … Fallwinkel der Böschung

- der Fallwinkel der gefährdeten Böschung muss größer als jener der potentiellen Gleitfläche sein
- die Gleitfläche muss an der Böschung ausbeißen
- der Fallwinkel der Gleitfläche muss größer als der Reibungswinkel sein
- die Fallrichtung der Gleitfläche jene der Böschung sollten nicht mehr als (± 20°) voneinander abweichen
- die obere Begrenzung der Gleitfläche sollte entweder die Böschung schneiden oder durch Brüche (Zugriss) enden
- die seitliche Begrenzung der Gleitfläche im Gebirge sollte keinen zu hohen Widerstand aufweisen; anderenfalls sollte die planare Gleitfläche durch die konvexe Begrenzung der Böschung ausbeißen.

Böschung: 300/75

An der Hauptabbruchkante der Torwand, wird bei einer durchschnittlichen Neigung von 75° (welche entlang der Steilwand häufig überschritten wird) die Böschung (roter Großkreis in der Abb.39). durch das Trennflächensystem (K3) unterschnitten. Die Polpunkte dieser Trennflächen befinden sich innerhalb des gleitgefährdeten Bereiches, der sich außerhalb des Reibungskegels (in der Mitte der stereographischen Projektion), innerhalb des Marklands Bereiches und innerhalb des ± 20° von der Fallrichtung der Böschung abweichenden Orientierung befindet.

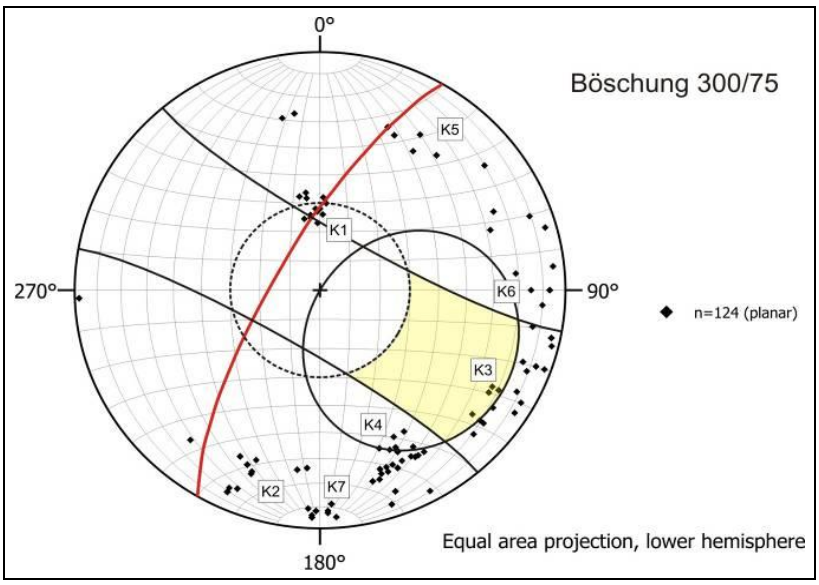


Abb. 39: Kinematische Untersuchung des Versagens durch Gleiten auf einer Fläche an der Böschung mit der Orientierung 300/75.

Böschung: 020/75

Bei der kinematischen Untersuchung der Steilböschung im S von Pontives sind die Ergebnisse der Scanline A am repräsentativsten und es werden daher nur die Trennflächenscharen dieses Bereiches mit einbezogen. Der gleitgefährdete, in gelb gehaltene Bereich, befindet sich innerhalb der Marklandfläche, bzw. der ± 20° von der Fallrichtung der Böschung abweichenden Orientierung und außerhalb des Reibungskegels (siehe Abb. 39). Bei dieser Orientierung liegen die Kluft und Harnischflächen des K2-Systems im gelben Bereich und bilden potentielle Gleitflächen.

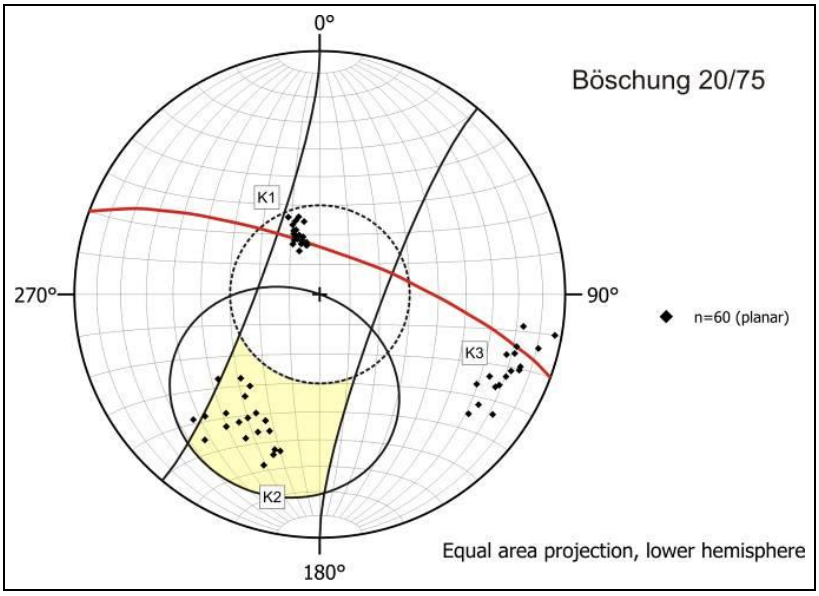


Abb. 40: Kinematische Untersuchung des Versagens durch Gleiten auf einer Fläche an der Böschung mit der Orientierung 020/75.

Böschung: 260/30

Die Die Böschung im Bereich der Rutschung am Gipfel hat eine durchschnittliche Orientierung von 260/ 30 (siehe Abb. 41). Bei dieser aktuellen Böschungsgeometrie liegt der Markland-Bereich vollständig innerhalb der Reibungskegels und es kann das Gleiten auf allen Flächen ausgeschlossen werden.

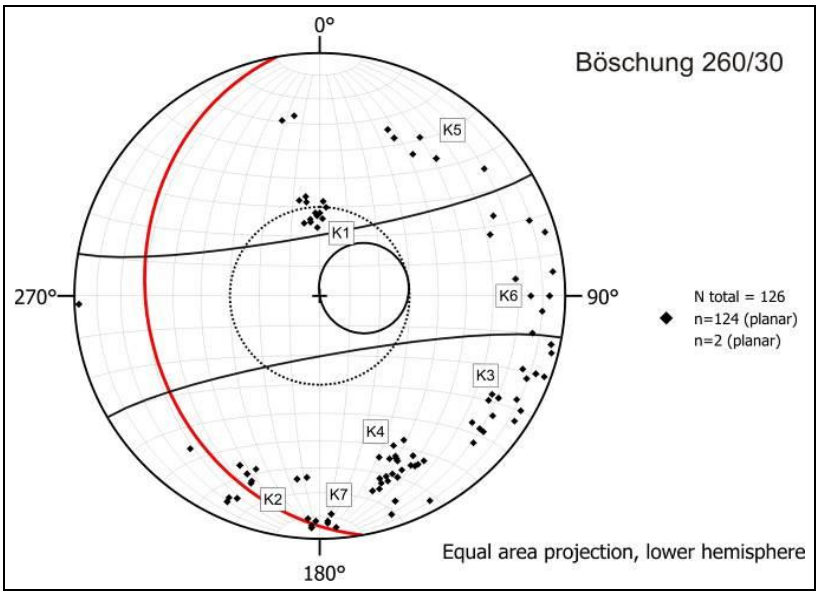


Abb. 41: Kinematische Untersuchung des Versagens durch Gleiten auf einer Fläche an der Böschung der Rutschung am Gipfel mit der Orientierung 260/30.

Böschung: 240/40

Die Böschung im Bereich der Rutschung im Tal hat eine Orientierung von 240/40 (siehe Abb. 42). Bei dieser aktuellen Böschungsgeometrie liegt kein Polpunkt innerhalb des gleitgefährdeten, in gelb ausgeschiedenen Bereiches.

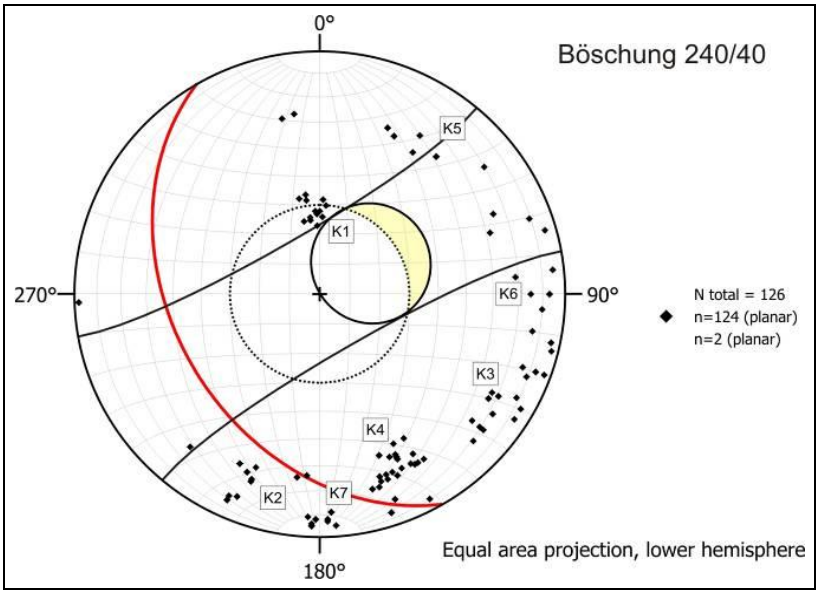


Abb. 42: Kinematische Untersuchung des Versagens durch Gleiten auf einer Fläche an der Böschung der Rutschung im Tal mit der Orientierung 240/40.

Ergebnis:

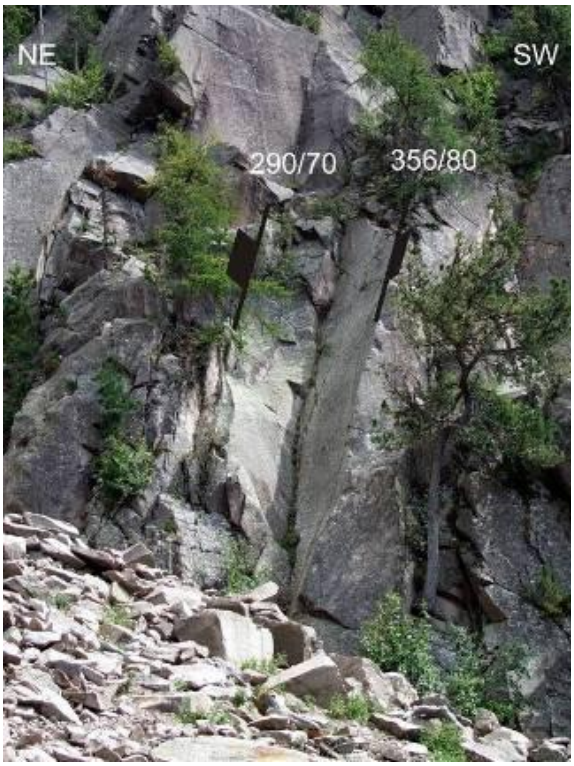
Die kinematische Untersuchung des Gleitens auf einer Fläche hat gezeigt, dass dieser Mechanismus sowohl entlang der steilsten Bereiche der Böschung entlang der Torwand, als auch an den steilsten Abschnitten im S von Pontives auftritt. Bei der Torwand, die eine durchschnittliche Orientierung von 300/75 hat, gleiten die Kluftkörper auf den Trennflächensystemen (K3). Die tatsächliche Böschungsorientierung weicht von dieser durchschnittlichen Richtung an manchen Nischen ab und bei einer Orientierung von 330/75, gleiten Kluftkörper ebenfalls auf (K4) Flächen. An der Böschung im S von Pontives gleiten Kluftkörper entlang der Systeme (K2). Diese Böschungsrichtung ist stark gefährdet, da sich Fast der gesamte Streubereich der gemessenen (K2) Trennflächen im kinematisch gleitgefährdeten Bereich befindet Die Böschungen beider Rutschungen sind für das Gleiten entlang einer Fläche als ungefährdet einzuschätzen.

8.3.3 Gleiten auf zwei Flächen

Der am häufigsten beobachtete Gleitmechanismus ist das Gleiten auf zwei Flächen in Richtung der Verschneidung. Die Trennflächen im Lapilli-Tuff haben mit Ausnahme der Schichtung durchwegs steiles Einfallen was zur Folge hat, dass der Reibungswinkel der Trennflächen leichter überwunden werden kann. Die starke Durchtrennung der subvertikalen Klüfte und die Steilheit der Böschungen, die über weite Bereiche steiler als jener der Verschneidungen ist, begünstigen ebenfalls das Gleiten.

Kinematische Untersuchung des Gleitens auf zwei Flächen

Gleiten in Richtung der Verschneidungslinie welche durch zwei sich schneidende Trennflächen gebildet wird, kann über ein breiteres geometrisches Spektrum erfolgen als das planare.
Gleiten auf der Verschneidungslinie ist möglich, wenn folgende Bedingungen erfüllt sind (Wyllie & Mah, 2004):



- der Fallwinkel der Böschung muss größer sein als jener der Verschneidungslinie welche den Felskeil bildet
- die Verschneidungslinie muss an der Böschung ausbeißen und in die Fallrichtung des Hanges einfallen
- der Fallwinkel der Verschneidungslinie muss die rückhaltenden Kräfte (Reibungswinkel) beider Flächen erreichen

Abb. 43: Gleiten auf zwei Flächen in Richtung der Verschneidung zweier Flächen im homogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation, entlang der Hauptabbruchkante der Torwand (Koordinaten: 702700 5163770)

Böschung: 300/75

Die Hauptabbruchkante der Torwand (siehe Kap 8.4.2.3) hat eine durchschnittliche Orientierung von 300/75. An der steilen Böschung beißen im gelben gleitgefährdeten Bereich, 10 von 21 möglichen Verschneidungen der sieben Trennflächensysteme aus, die steiler als der Reibungswinkel sind. Die innerhalb des Schmidt‘ schen Netzes, in rot dargestellte Flächen, stellen die Streubereiche der Schnittlineare der einzelnen Trennflächensysteme dar (siehe Abb. 44). Die große Dichte bestätigt die Beobachtung im Gelände entlang der Hauptabbruchsfläche der Torwand, bei welcher das Gleiten entlang von Verschneidungen als wichtigster Versagensmechanismus für Kluftkörper identifiziert wurde.

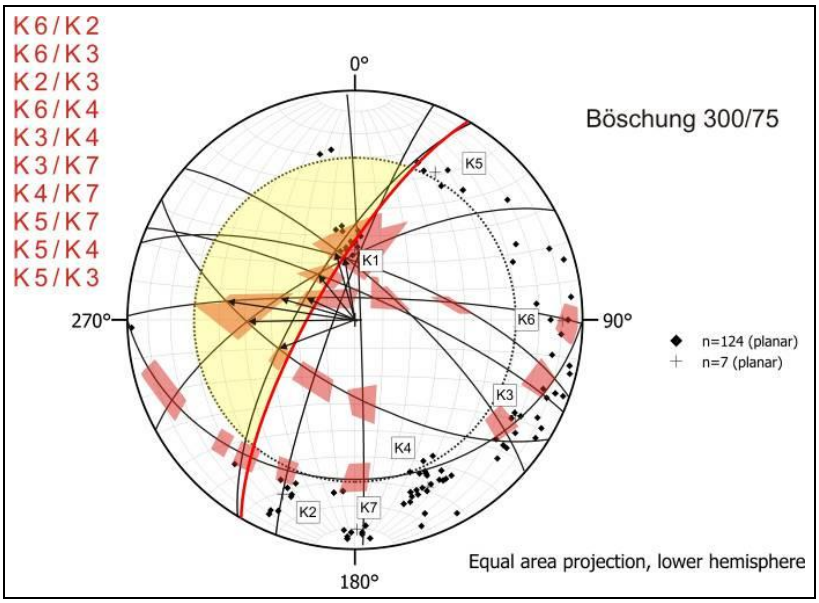


Abb. 44: Kinematische Untersuchung des Gleitens auf den Verschneidungslinien der Trennflächenscharen an der Böschung mit der Orientierung 300/75.

Böschung: 020/75

Entlang des Steilhanges im S von Pontives (siehe Abb. 45) befindet sich der gesamte in rot dargestellte Streubereich der Verschneidungslinie zwischen den Scharen (K2) und (K3) vollständig innerhalb des gleitgefährdeten, in gelb ausgeschiedenen Bereiches und außerhalb des mit 30° angesetzten Reibungswinkels.

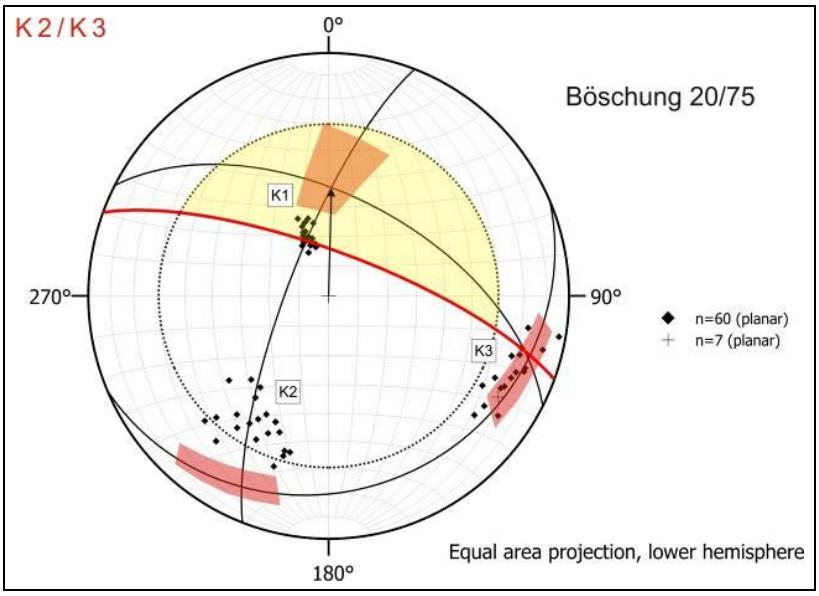


Abb. 45: Kinematische Untersuchung des Gleitens auf den Verschneidungslinien der Trennflächenscharen an der Böschung mit der Orientierung 020/75.

Böschung: 260/30

Die Böschung der großen Rutschung am Gipfel hat eine Orientierung von ca. 260/30 (siehe Abb. 46). In dieser kinematischen Untersuchung wird die Hangneigung vor dem Versagen auf max. 50° geschätzt. Die Gleitmöglichkeit auf den Verschneidungen welche auf dieser rekonstruierten Neigung ausbeißen, fällt in den grün und gelb ausgeschiedenen Bereichen. Die Gleitmöglichkeit auf den Verschneidungen welche auf dieser rekonstruierten Neigung ausbeißen, fällt in den grün und gelb ausgeschiedenen Bereichen. Das gelbe Kreissegment zeigt den gleitgefährdeten Bereich des aktuellen Rutschungshanges innerhalb dessen allein der Streubereich der Schnittlinie von (K3/K1) fallen würde.

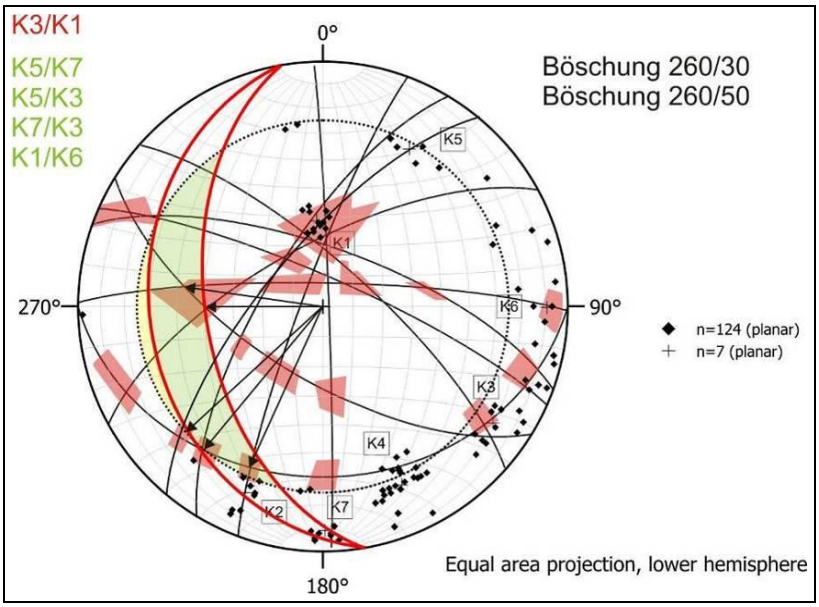


Abb. 46: Kinematische Untersuchung des Gleitens auf den Verschneidungslinien der Trennflächenscharen an der Böschung der Rutschung am Gipfel mit der Orientierung 260/30 und der Orientierung 260/50.

Böschung: 240/40

In der derzeitigen Hangorientierung (240/40) der Rutschung im Tal befinden sich die Streubereiche der Verschneidungen von (K3/K1; K5/K4) im gelben gleitgefährdeten Bereich (siehe Abb. 47). Bei einer geschätzten Hangneigung vor dem Versagen von max. 60° befinden sich weitere 4 Verschneidungslineare (grün) innerhalb des grünen gleitgefährdeten Bereiches.

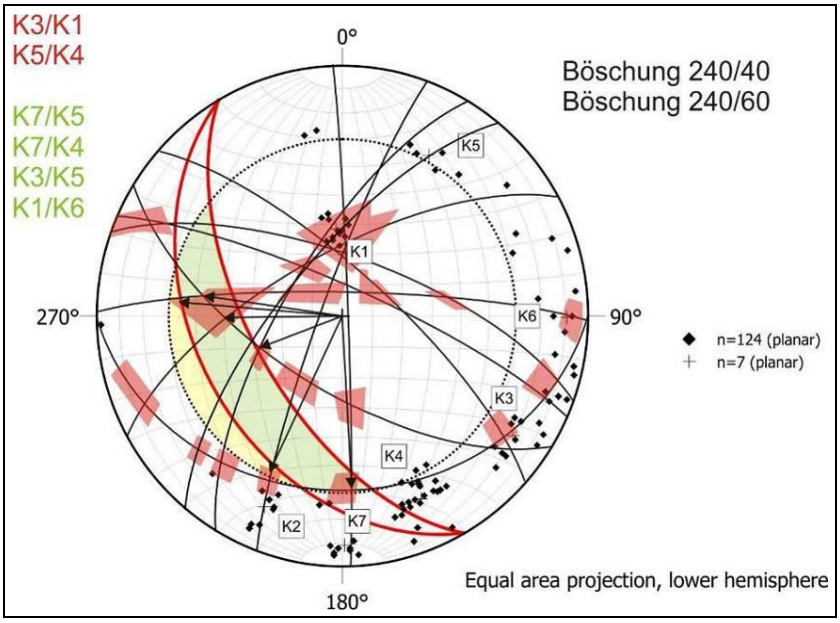


Abb. 47: Kinematische Untersuchung des Gleitens auf den Verschneidungslinien der Trennflächenscharen an der Böschung der Rutschung im Tal mit der Orientierung 240/40 und der Orientierung 240/60.

Ergebnis:

Die kinematische Untersuchungen des Versagensmechanismus Gleitens auf zwei Flächen bestätigt die Geländebeobachtung, bei welcher dieser Mechanismus als der am Häufigsten entlang beider Steilböschungen auftretende, bestimmt wurde. Entlang der Torwand befinden sich die Kluftkörper, dessen Aufstandsfläche durch die Trennflächenpaare K6/K2, K6/K3, K2/K3, K6/K4, K3/K4, K3/K7, K4/K7, K5/K7, K5/K4 und K5/K3 gebildet wird, im gleitgefährdeten Bereich. Entlang der Steilböschung im S von Pontives, bildet das Trennflächenpaar K2/K3 gleitgefährdete Gleitkeile.

Des Weiteren kann das Gleiten auf zwei Flächen als vorgegebene Orientierung für ein mögliches Versagen entlang beider Rutschungen ausgeschlossen werden, da die Richtungen des Schnittlineares nicht mit der Bewegungsrichtung der Rutschungen (siehe Kap. 8.4.2; Kap. 8.4.3) übereinstimmt.

8.3.4 Kippen (Toppling)

Der Mechanismus „block toppling“ wurde am westlichen Bereich des Hanges südlich von Pontives beobachtet (siehe Abb. 48), wo im Gegensatz zum östlichen Wandbereich, sieben Trennflächensysteme beobachtet wurden. Der Mechanismus „Flexural toppling“ wurde im Arbeitsgebiet nicht beobachtet.

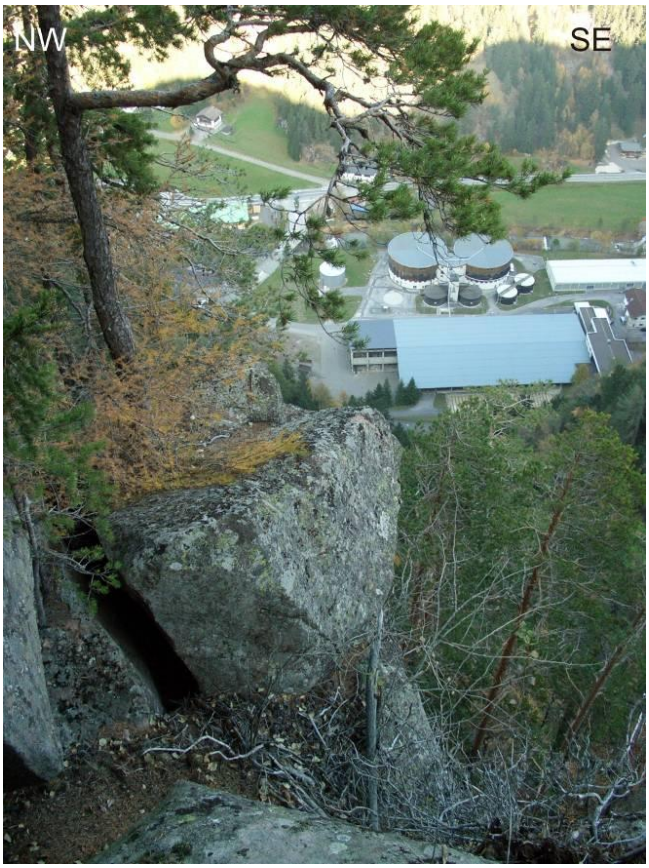
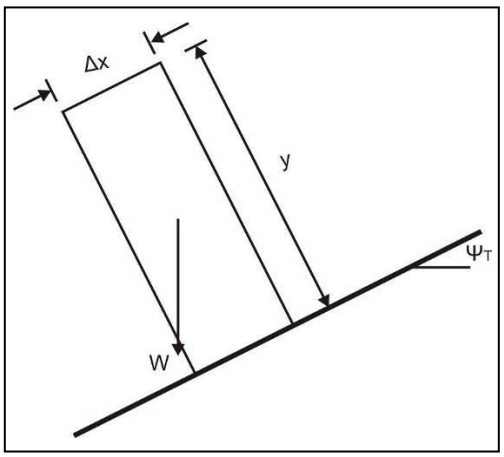


Abb. 48: Blöcke von über 1 m^3 kippen entlang der Steilböschung im S von Pontives aus dem Hang heraus; das Trennflächensystem (K5) fällt in den Hang ein und das System (K1) begrenzt die Kluftkörper an der Basis. (Koordinaten: linkes Bild 701570 5162070; rechtes Bild 501200 5162150).

Kinematische Untersuchung von Kippen

Damit Kippen kinematisch möglich ist müssen neben einem bestimmten Höhen- zu Längenverhältnis des Blockes auch gewisse geometrische Bedingungen erfüllt sein (siehe Abb. 49); (Wyllie & Mah, 2004):



- die Fallrichtung der Trennflächen welche beim Kippen in Richtung Hang einfallen sollen max. ± 10° von der Fallrichtung der Böschung abweichen.
- falls der Fallwinkel der Aufstandsfläche (ψ_T) kleiner als der Reibungswinkel der Aufstandsfläche (ϕ_T) ist und kein Gleiten auf dieser Fläche erfolgt, wird der Block kippen, wenn sich der Schwerpunkt außerhalb der Aufstandsfläche befindet; geometrisch kann man diese Bedingung einfach beschreiben:

$$\Delta x / y < \tan \psi_T$$

Abb. 49: Damit Toppling möglich ist, muss der Block ein bestimmtes Höhen/Langenverhältnis haben (verändert nach Wyllie & Mah, 2004).

- der Fallwinkel der Trennflächen muss steil genug sein um „interlayer slip“ zu ermöglichen; nahe der Hangoberfläche herrscht ein einaxialer Spannungszustand mit der Normalspannung die parallel zum Hang gerichtet ist; toppling erfolgt an Trennflächen, an denen die Richtung von σ (die Normalspannung parallel zum Hang) einen größeren Winkel als jener zwischen der Normalen und dem Reibungswinkel der Trennfläche hat. Die geometrische Beziehung wird wie folgt formuliert (Goodman & Bray, 1976):

$$\psi_T \geq (90 - \psi_B) + \phi_T$$

ψ_T … Fallwinkel der steilen, in den Hang einfallenden Trennflächen

ψ_B … Fallwinkel der Böschung

ϕ_T … Reibungswinkel der steilen, in den Hang einfallenden Trennflächen

Böschung: 300/75

Entlang der Hauptabbruchkante im E von der Rinne kann „block toppling“ als Versagensmechanismus ausgeschlossen werden, da keine Trennflächenpole innerhalb des kippgefährdeten Bereiches (gelb) fallen (siehe Abb. 50).

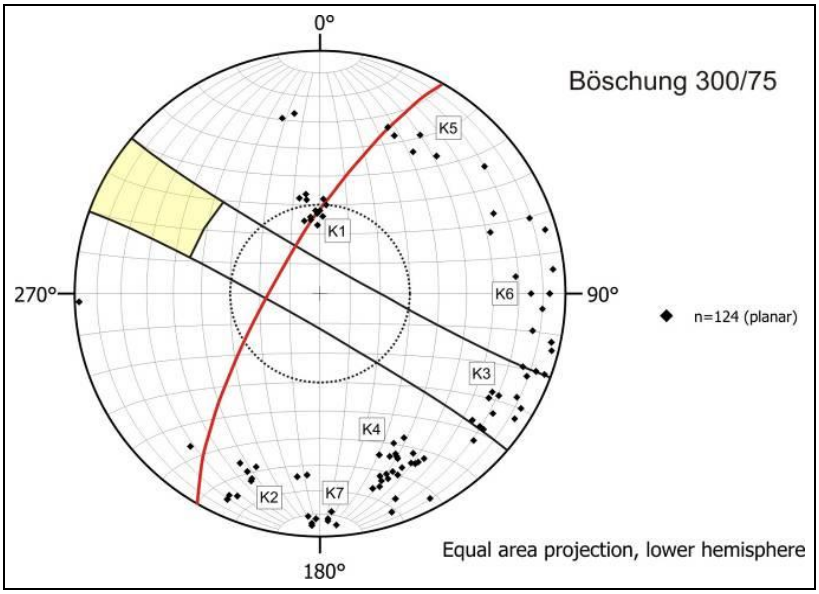


Abb. 50: Kinematische Untersuchung des Versagensmechanismus Kippen an der Böschung mit der Orientierung 300/75.

Böschung: 020/75

An der Steilböschung südlich von Pontives fallen die Trennflächen (K5) in Richtung Böschung ein und befinden sich innerhalb des kinematisch kippgefährdeten Bereiches (siehe Abb. 51).

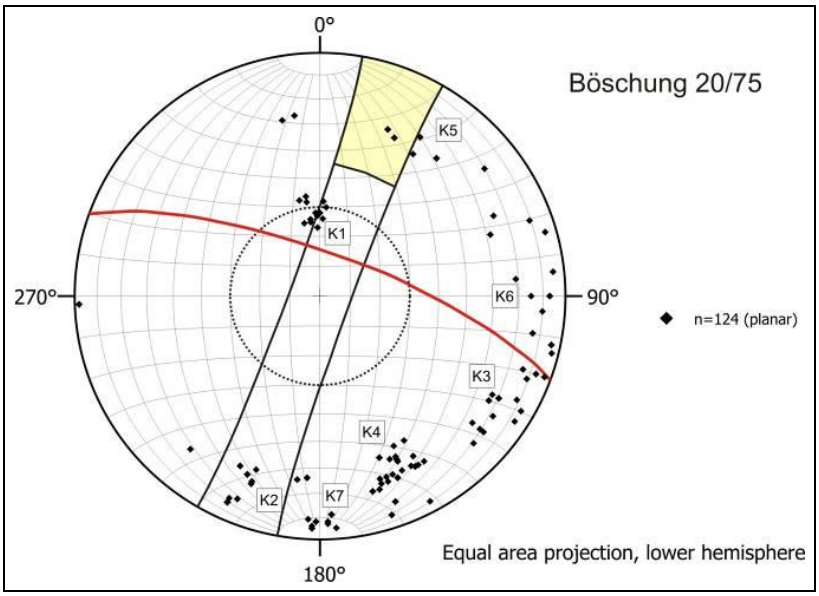


Abb. 51: Kinematische Untersuchung des Versagensmechanismus Kippen an der Böschung mit der Orientierung 020/75.

Böschung: 240/75

An der steilen Abrisskante der Rutschung im Talbereich kann das Kippen als Versagensmechanismus ausgeschlossen werden, da keine Polpunkte von Trennflächen in den kinematisch gefährdeten, gelb ausgeschiedenen Bereich fallen (siehe Abb. 52). Da aus der stereographischen Projektion sofort ersichtlich ist, dass sich in Fallrichtung 240° keine Polpunkte von Trennflächen befinden kann das Kippen auch für angenommene flachere Böschungsneigungen (240/40 bis 240/60), ausgeschlossen werden.

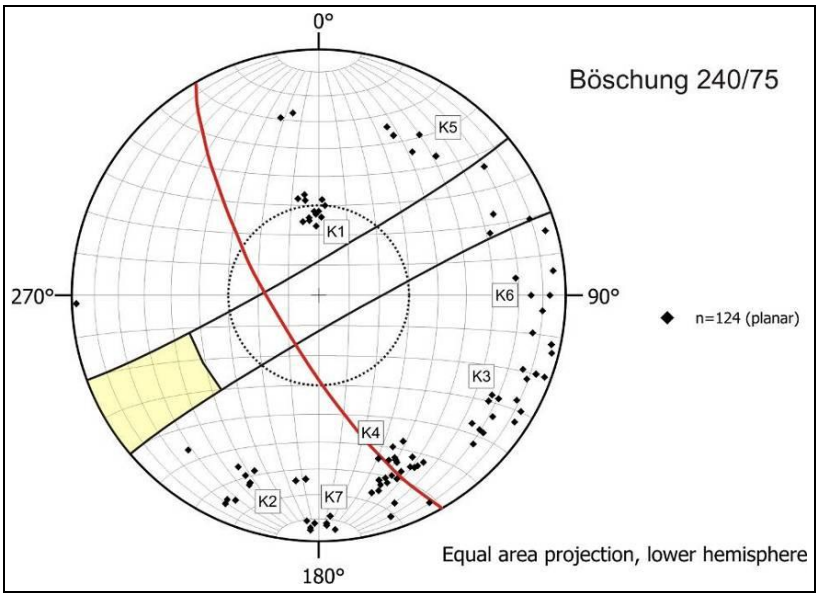


Abb. 52: Kinematische Untersuchung des Versagensmechanismus Kippen an der Böschung mit der Orientierung 240/75.

Ergebnis:
Die kinematischen Untersuchungen des Kippmechanismus haben gezeigt, dass dieses Versagen an den Steilböschungen der Torwand und an der steilen Abbruchkante der Rutschung im Tal, mit einer Orientierung von 240/75 nicht auftritt. An der Steilböschung im S von Pontives bestätigt diese Untersuchung die Geländebeobachtung. Hier bildet ein steiles, in den Hang einfallendes Kluftsystem (K5) die Kluftkörperbegrenzungen gegen den Hang und das flach nach S einfallende System (K1) die Aufstandsfläche.

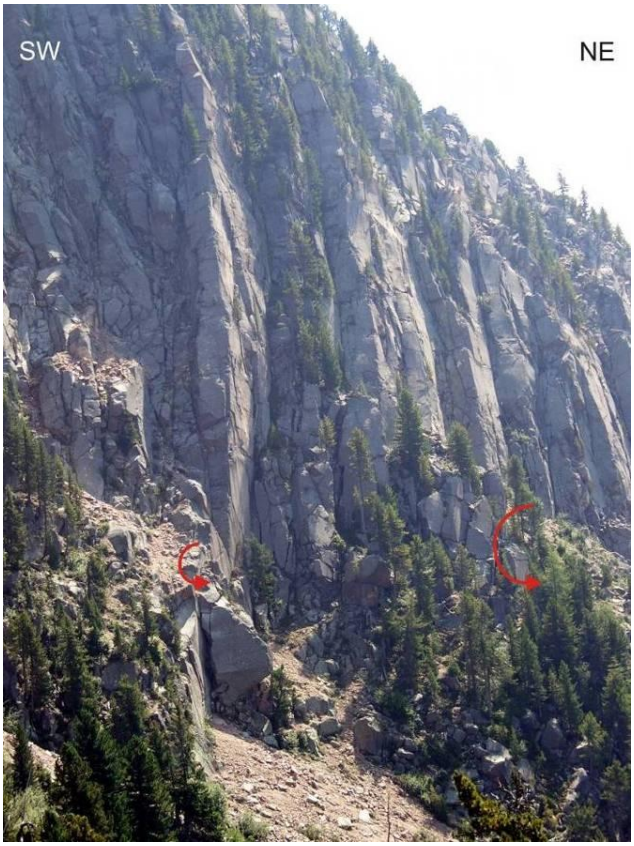
8.3.6 Rotationsgleiten
Die Rutschung am Gipfel kann auf Grundlage der im Kap. 8.3.3 angeführten Argumente als Rotationsgleitung interpretiert werden.

8.3.7 Hart auf Weich
Dieser Versagensmechanismus ist ansatzweise an der Grenze des homogenen Lapilli-Tuffes zum alterierten Lapilli-Tuff der Auer Form zu sehen (siehe Abb. 54). Die unterschiedliche Festigkeit zwischen dem homogenen Lapilli-Tuff im Hangenden und dem alterierten Bereich an dessen Basis führt zum Weiten der Kluftabstände im hangenden. Der alterierte Lapilli-Tuff dient hier als Markerhorizont zur Bestimmung der Grenze zwischen der Auer und der Lieg Formation. Der härtere Bereich ist von regelmäßigen und breiter geöffneten Klüften durchzogen, während der weichere eher plastisch deformiert.

Am Fuß der Rutschung am Gipfel von Außerraschötz, befindet sich der homogene Lapilli-Tuff der Lieg-Formation auf dem deutlich weicheren basalen Lapilli-Tuff derselben Formation (siehe Kap. 8.4.2.4;). Hier ist dieser Versagensmechanismus zwar oberflächlich nicht eindeutig zu sehen, aber aufgrund des Festigkeitsunterschiedes zwischen den beiden Ausbildungen (siehe Kap. 6.10 und 7.3), möglich.

Abb. 54: Festigkeitsgrenze zwischen dem alterierten und mit Flammen durchzogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation im Liegenden und dem deutlich härteren homogenen Lapilli-Tuff derselben Formation im Hangenden (Koordinaten: 702705 5163755).

8.3.8 Rock slumping
Die säulig- prismatischen Kluftkörper des Lapilli-Tuffs der homogenen Auer Formation zeigen bei freier Bewegungsmöglichkeit an ihrem Fußbereich den Mechanismus block slumping (siehe Abb. 53). Dabei begrenzen die steil in Hangrichtung einfallenden Trennflächenorientierungen (K3), Kluftkörper, die Rückrotationen erfahren und gleichzeitig entlang dieser Richtungen gleiten. Im größeren Maßstab wurde rock slumping nicht beobachtet; dieser Mechanismus ist aber an



Bereichen mit steil aus dem Hang fallenden Trennflächen die ungefähr parallel zur Böschung streichen, durchaus möglich.

Abb. 53: Säulig, prismatische Kluftkörper mit z.T. in Hangrichtung einfallender Trennflächenorientierung (Koordinaten: 703000 6164010).

8.3.9 Slope creep

Der Fußbereich der Rutschung am Gipfel ist instabil und bewegt sich in Richtung Tal. Der oberste Abschnitt dieses in der Abb. 56 zu sehenden Bereiches kann mechanisch als Hangkriechen bezeichnet werden. Der Lapilli-Tuff in diesem Abschnitt ist bereits stark aufgelockert. Der große oberflächennahe Versatz, ist an dem weit transportierten Lapilli-Tuff der Lieg Formation an der „Anbruchkante Kriechen“ wie in Abb. 64 dargestellt (siehe Kap. 8.4.2.2), zu erkennen. Die Anbruchkante ist zum Großteil als Scherbruch entwickelt (siehe Abb. 55, rechts), welche scherenden Versatz zeigt. Allerdings gibt es entlang dieses Abrissbereiches auch horst- und grabenartige Strukturen (siehe Abb. 55, links), die auf hangparallele Extension hinweisen.
Der unterste Bereich des Rutschungsfußes wird im folgenden Kapitel näher erläutert.

Abb. 55: Horst- und grabenartige Strukturen entlang des Abrisses des kriechenden Bereiches; gespannte Wurzeln zeigen die Aktivität an (links), (Koordinaten: 702760, 5164570); der Abriss im oberen Bereich ist als Scherfläche entwickelt (rechts), (Koordinaten: 702670, 5164650).

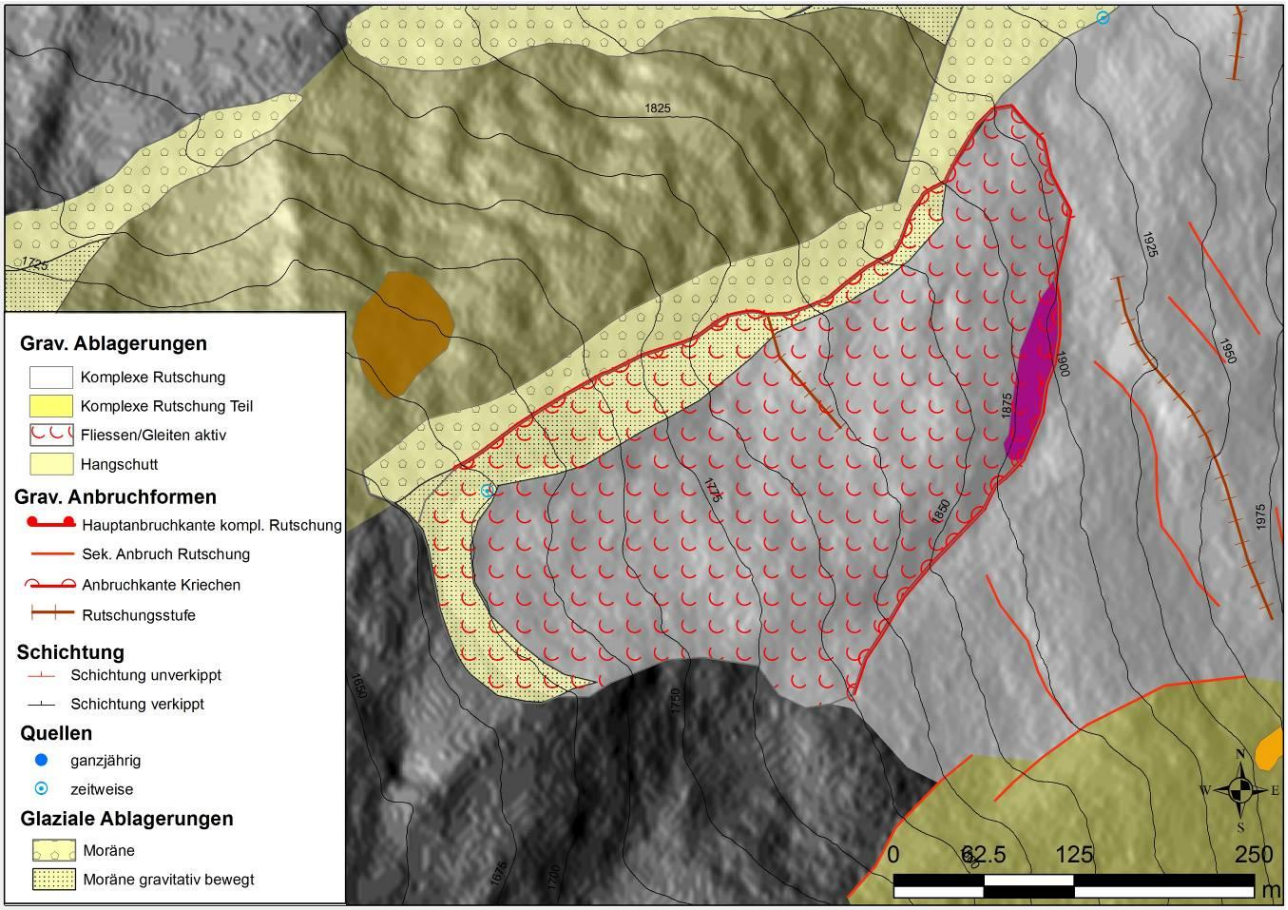


Abb. 56: Geotechnische Karte des Hangkriechen am Rutschungsfuß mit den verschiedenen Anbruchformen

8.3.9 Schuttfließen

Im untersten Abschnitt des Rutschungsfußes bewegt sich diese vollständig aufgelockerte Masse

über die große Seitenmoräne, die ihrerseits auch eingearbeitet wird. Dieser Bereich überlagert den Quarzphyllit, der hier als Wasserstauer wirkt und die Sättigung des Lockergesteins mit Wasser, an der Basis dieses untersten Abschnittes des Rutschungsfußes begünstigt. Die geschätzte Fließgeschwindigkeit bewegt sich im Bereich von 5-15 m/a. Der steile, murenkopfartige Stirnbereich überfährt die Vegetation.

Abb. 57: Der steile Stirnbereich des untersten Fußbereiches zeigt den Bewegungsmechanismus einer Mure (Koordinaten: 702340, 5164350)

Die oberflächlich mittransportierten Sturzblöcke rollen vom steilen Stirnbereich, wenn sie instabil werden in den Wald.
Muren mit größerem Wasseranteil gingen vom unteren Bereich der Rinne (siehe Kap. 8.4.2.3) ab, welche hauptsächlich von Blockfeldern mit Feinanteil bedeckt ist. Die kleinen Kanäle mit seitlichen Randwällen deuten darauf hin (siehe Abb. 72, rechtes Bild).

8.3.10 Run out - Stürze

Die Steilheit der Böschungen überschreitet, wie in Abb. 59 gezeigt, über weite Bereiche 70° und ist nicht nur für die Mechanismen Gleiten und Kippen prädestiniert, sondern auch für Sturzprozesse.
Bei den rezent beobachteten Sturzereignissen handelt es sich um Stein- und Felsstürze welche entlang der SW-NE und WNW-SSE streichenden, in der Abb. 34 erkennbaren Hauptabbruchkanten der Torwand und im S von Pontives erfolgten. Die Häufigkeit dieser Ereignisse zeigt sich entlang der Stutzbahnen, wo unzählige Einschläge an Bäumen und Einschlagkrater im weichen Hangschutt zu dokumentieren sind.
Der Bereich mit dem größten Risiko ist jener im S von Pontives (siehe Abb. 58; Abb. 59), da der dokumentierte Stein-, bzw. Blockschlag häufig auftritt und die Fahrböschung bis zum Talboden im Bereich der Wohnsiedlung Klingenschmied, bei einer Länge von ca. 375 m, 35° beträgt. Bei der Kläranlage erreicht die Sturzbahn mit einer Länge von ca. 150 m, sogar 55°. Die größten Blöcke haben in diesem Abschnitt kubische bis runde Form, erreichen Volumina von ca. 1 m^3 und gehen leicht in die Bewegung Rollen über. Der Schutzwald entlang der Stutzbahn schränkt die Reichweite der Blöcke ein.

Abb. 58 Steinschlag an der Steilkante im S von Pontives, mit der Sturzbahn in Richtung Klingenschmiede (Koordinaten: 701300 5162280).

Der Abschnitt entlang der Torwand, an dem ebenfalls Stürzte dokumentiert wurden, ist im Kap. 8.3.2.3 näher erläutert.

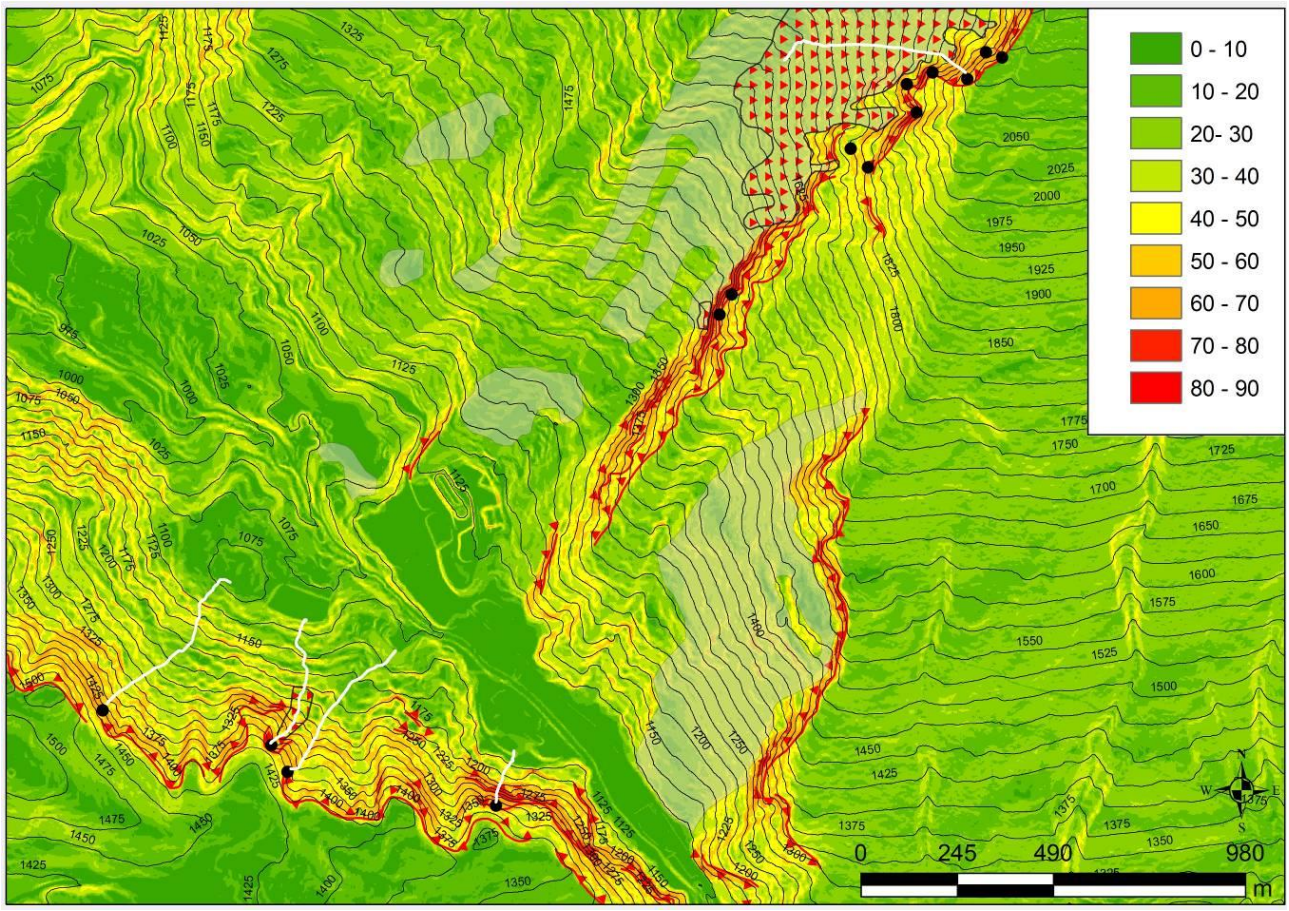


Abb. 59: Neigungskarte der Hauptabbruchkanten von denen Stürze (schwarze Punkte) dokumentiert wurden; die Karte wurde aus dem digitalen Höhenmodell erstellt. Die Farben entsprechen der Steigung angegeben in Grad; die hellen Bereiche stellen die Blockfelder ohne Feinanteil dar und die weißen Linien jeweils die Sturzbahn, gemäß des maximalen Gefälles (topographische Basisdaten: siehe Abb. 1).

8.4 Untersuchte Massenbewegungen

8.4.1 Die Blockfelder

Eine zutalfahrende bewegte Masse kann durch die mechanische Beanspruchung sämtliche Übergänge zeigen, von völlig in Lockerschutt zerfallen bis weitgehend im Verband geblieben. Bergsturzkörper können äußerlich in Lockerschutt zerlegt, und im Kern noch im Verband sein. Dies trifft hauptsächlich für den proximalen Bereich des Bergsturzes zu (Abele, 1974, S. 51). Umgekehrt ist es möglich, dass der Kern überwiegend aus feinem Material besteht (Abele, 1974, S. 55).

Die Trümmerfelder im Untersuchungsgebiet – das gesamte Areal nimmt eine Fläche von 3,74 km^2 ein – bestehen überwiegend aus Blöcken des Lapilli-Tuffes der homogenen Lieg Formation und homogenen Auer Formation. Bei den Aufnahmen wurden Bereiche abgegrenzt welche oberflächlich nur aus Blöcken (blockgestütztes Gefüge) bestehen und solche, die aus Blöcken mit Feinanteil bestehen. Der Feinanteil nimmt dabei das gesamte Korngrößenspektrum kleiner als die Blockgröße (< 200 mm) ein. Da es sich um eine prähistorische Massenbewegung handelt, welche nachträglich verschiedensten oberflächenformenden Prozesse ausgesetzt war, ist es mit einfachen, kartierenden Mitteln nicht möglich, stark überwachsene Blockfelder (siehe Abb. 77) eindeutig einem der beiden

abgelagerten Gefüge zuzuordnen. Außerdem macht die Tatsache, dass der Feinanteil zwischen den Großblöcken auch nachträglich ausgeschwemmt wurde, eine genetische Interpretation schwierig. Die Verteilung der Blockfelder ohne Feinanteil konzentriert sich vorrangig im Bereich der zwei Rutschungen (siehe Kap. 8.4.2 und Kap. 8.4.3) und im oberen Bereich der Rinne (siehe Kap. 8.4.2.3).

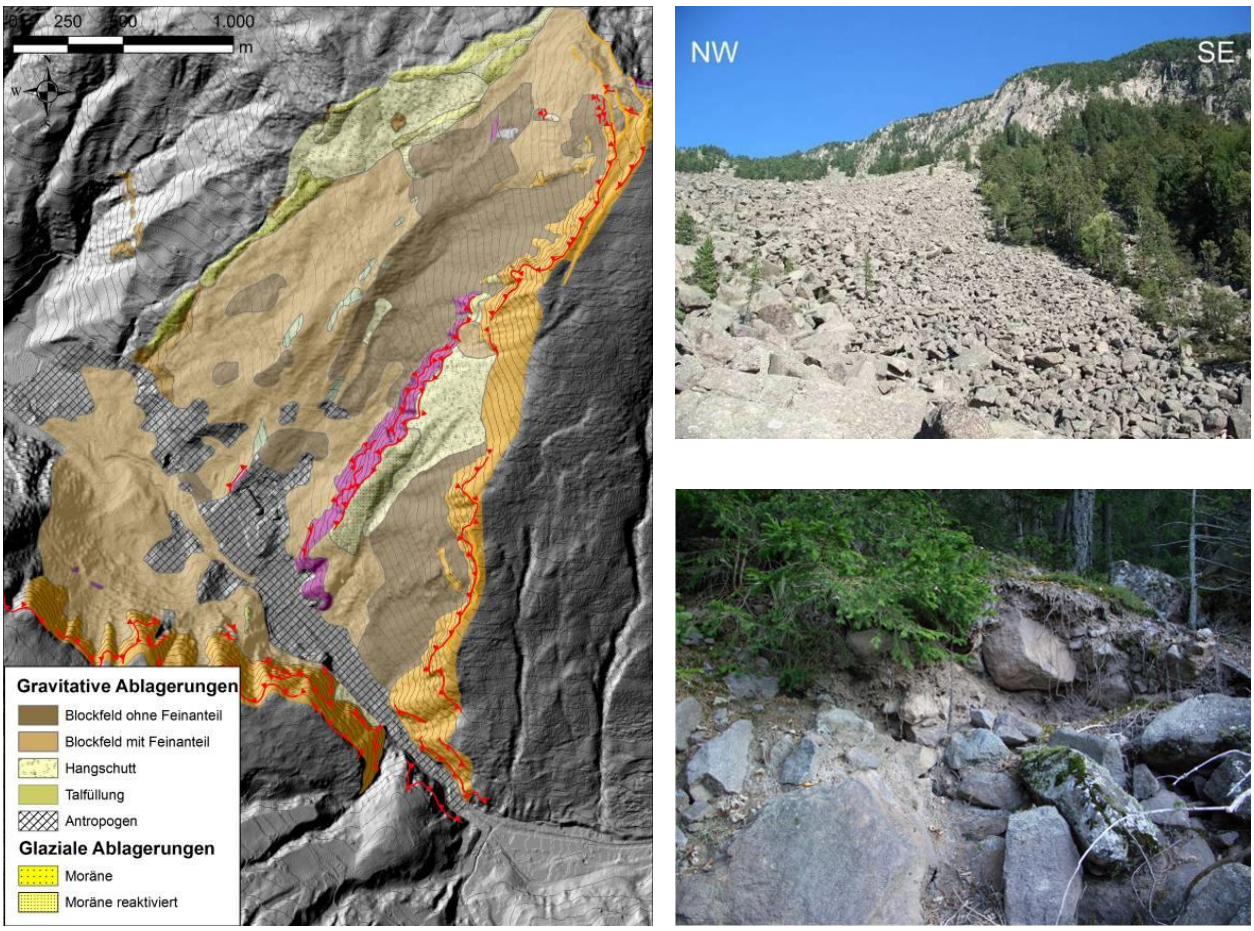


Abb. 60: Verteilung der Blockfelder um Pontives (links); Blockfeld ohne Feinanteil (oben rechts, Koordinaten: 702490 5163940); Blockfeld mit Feinanteil (unten rechts, Koordinaten: 702140 5163240). (topographische Basisdaten: siehe Abb. 1)

Der Gesamtbereich setzt sich aus genetisch unterscheidbaren Zonen zusammen und daher werden in den folgenden Kapiteln, die Massenbewegungen von Pontives als vier verschiedene Bereiche behandelt (siehe Abb. 61).

In den Zonen A und C gibt es sowohl in der Längsersteckung des Ablagerungsgebietes, als auch quer dazu einen unterschiedlich starken Bewuchs und einen unterschiedlichen oberflächlichen Verwitterungsgrad der Blöcke. Die Zonen A und B stellen große Rutschungen dar, deren Versagensmechanismen in Folge näher erläutert werden.

Die Zone C ist schwierig einzuordnen und kann sowohl eine eigenständige Entwicklung darstellen, als auch mit dem Versagen von Zone A zusammenhängen. Der Bereich D wird ebenfalls selbständig angeführt. Es werden außerdem aktive von inaktiven, bzw. stabilisierten Bereichen unterschieden.

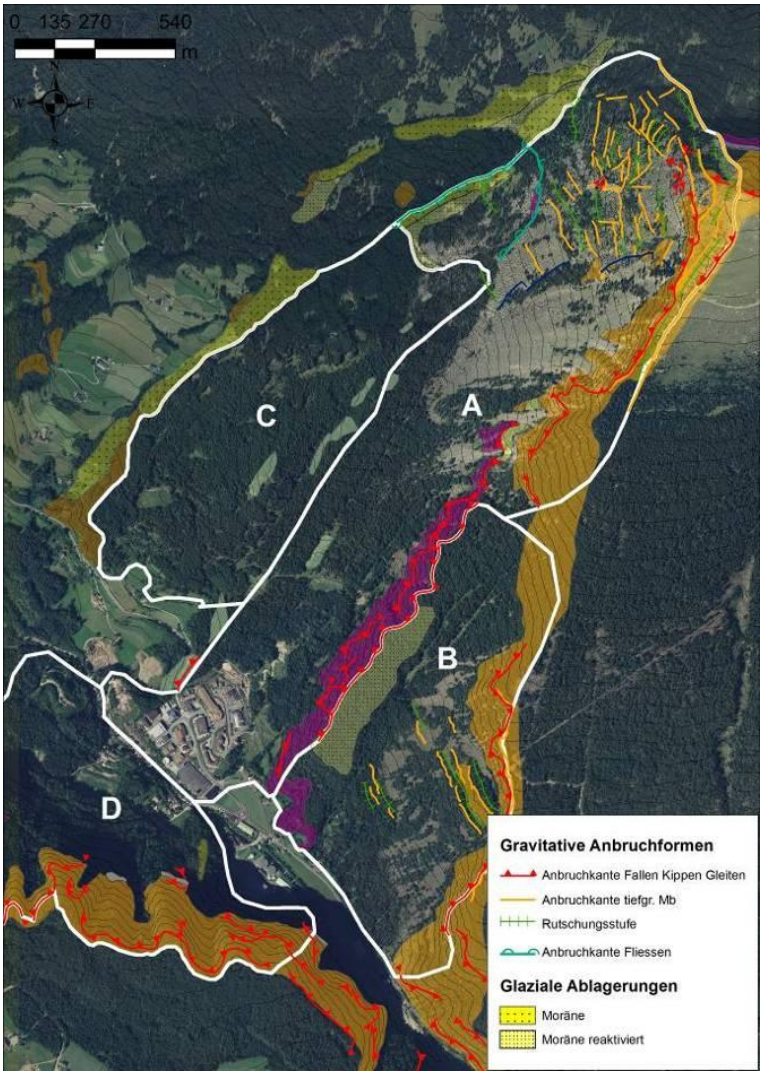


Abb. 61: Teilbereiche (A-D) mit den gravitativen Abbruchkanten für aktive Felssturzprozesse (rot), komplexe, inaktive und tiefgründige Massenbewegungen mit driftender, gleitender Bewegung (orange, grün) und aktiver, fließender Bewegung (hellblau); (topographische Basisdaten: siehe Abb. 15).

8.4.2 Zone A: Die Rutschung am Gipfel von Außerraschötz

8.4.2.1 Der Scherbruch in der Gipfelpartie

Der Scherbruch ist morphologisch vom kleinen Joch im N an der lithologischen Grenze zwischen dem Brixner Quarzphyllit und dem basalen Lapilli-Tuff der Lieg Formation über der „abgesackten“ Gipfelpartie nach S verfolgbar, wo der scherende Versatz immer kleiner wird und sich verliert (Abb. 62; Abb. 63). Die Scherfläche am Gipfel zeigt nur scherenden Versatz, fällt hier fast senkrecht in Richtung Hang ein und der max. vertikale Versatz beträgt in der Mitte ca. 45 m.

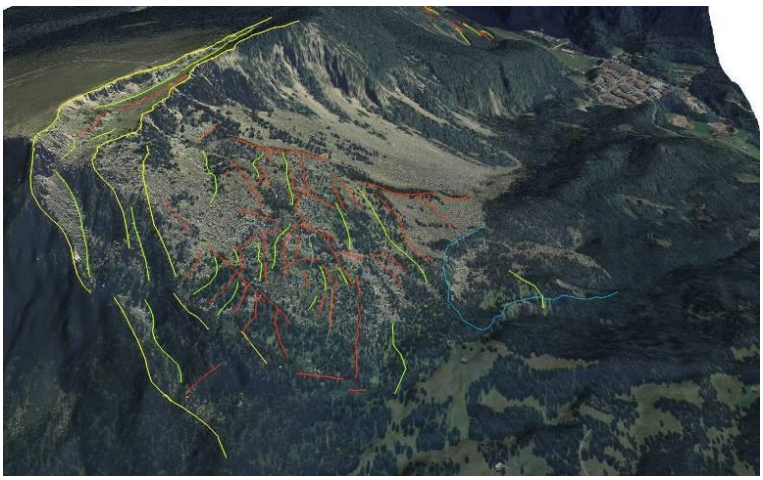


Abb. 62: Der „hillshade”- Effekt des auf der 3D- Laserscan-Oberfläche

visualisierten Orthofotos mit Blick nach SSW lässt die Morphologie am besten erkennen: Hauptabrisse der Rutschung (gelb); morphologisch erkennbare Geländestufen (grün); sekundäre Abbrüche und Abgrenzung in Richtung Rinne (rot); Anriss des aktiven Fließen (blau).

Die beiden nach W anschließenden Abrisse enden an der steilen, steinschlaggefährdeten Abrissnische und haben an dieser Stelle einen geringen vertikalen Versatz von 1-2 m und einen horizontalen Versatz von bis zu 1 m (Abb. 62). Die Orientierung der Scherbrüche stimmt genau mit dem NNE-SSW streichenden, steilen Bruchsystem (K3) überein (siehe Kap. 4.4; Kap 6.1.1); das interpretierte Ausbeißen der Scherfläche im N, am Gegenhang (Abb. 62) ist jedoch flacher und mehr nach W orientiert als die gemessene Orientierung der Scherfläche am Gipfel (310/70), die in Abb. 63 dargestellt ist. Diese Tatsache und der max. Versatz in der Mitte der Fläche, der gegen beide Ränder hin kleiner werden zu scheint, sprechen für eine zusammengesetzte, elliptisch-ebene Gleitfläche.

Abb. 63: Drei Abrisse am Gipfelbereich; der Abriss im E bildet eine ausgeprägte, bis 45 m hohe Steilstufe und die Fortsetzung der beiden im W anschließenden Anrisse enden in der Hauptabbruchkante für Sturzprozesse (Koordinaten: 703410 5164540). Als Größenvergleich erkennt man die Kapelle im Hintergrund.

8.4.2.2 Der Hauptrutschungkörper

Die Gleitfläche an der Basis ist nicht aufgeschlossen und es gibt keine Erkundungsbohrungen. So wurde die Ausdehnung des Rutschungskörpers durch die Kombination von Geländekartierung und Analyse des Laserscan Höhenmodells (2,5 x 2,5 m Auflösung) ermittelt. Die Oberfläche beträgt 0,56 km^2 und reicht von den Hauptabbrüchen am Gipfel bis zur Seitenmoräne nach W; der Fußbereich befindet sich vollständig in der Überschiebungszone. Das Querprofil des Rutschungskörpers ist leicht konvex. Neben den bereits beschriebenen Hauptabbruchsflächen am Gipfel durchziehen horizontal verlaufende, schwach ausgebildete Geländestufen den Hang (siehe Abb. 64).

Ein zusammenhängender Felskörper des homogenen Lapilli-Tuffes der Auer Formation befindet sich an der südlichen Begrenzung der Rutschung ca. 80 m innerhalb des interpretierten Verlaufes der unterlagernden Lieg Formation. Eine weitere Felspartie der homogenen Lieg Formation ist am Abbruch des fließenden und gleitenden Rutschungsfußes aufgeschlossen und befindet sich ca. 160 m innerhalb des interpretierten Verlaufes des Lapilli-Tuffes der basalen Lieg Formation (Abb. 56).

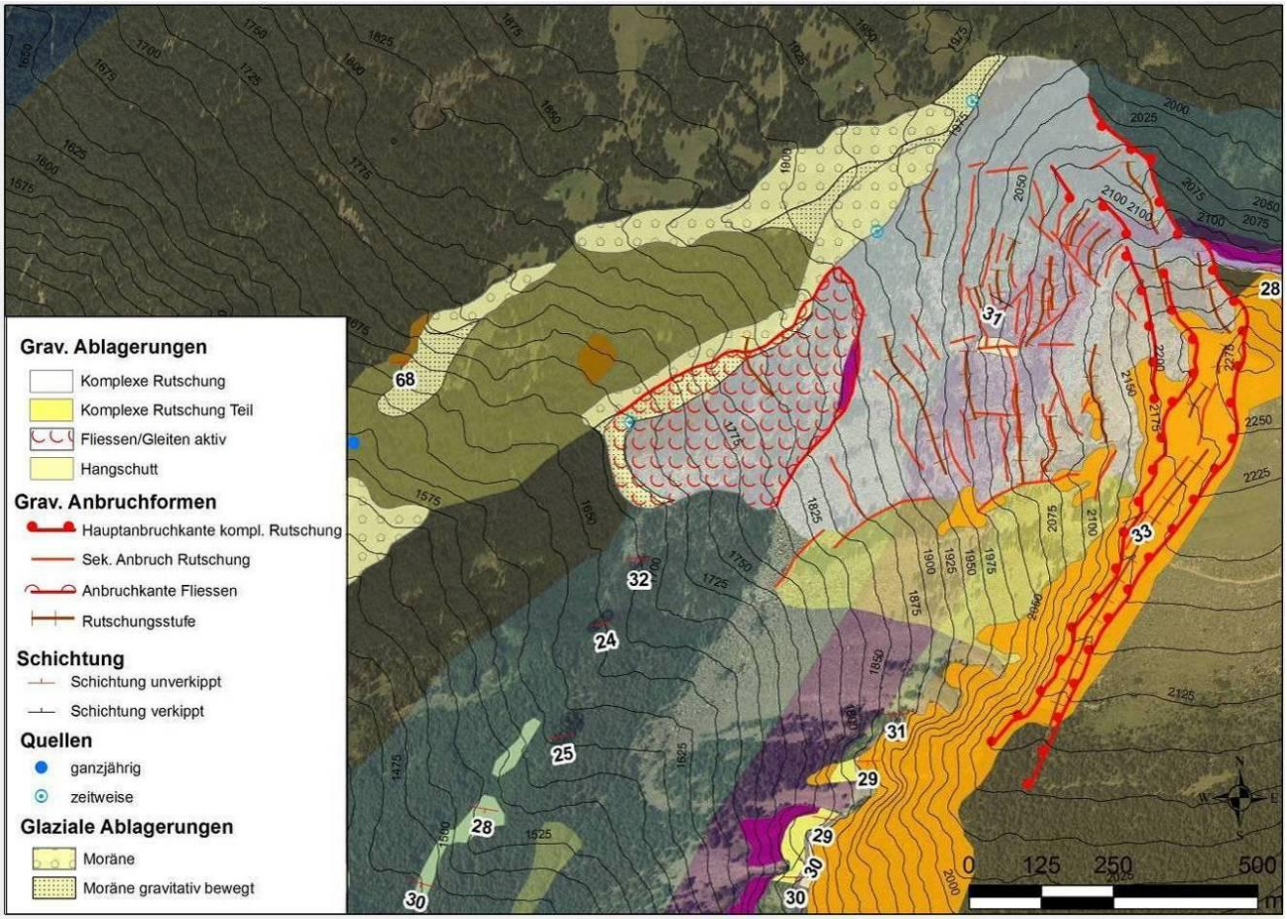


Abb. 64: Geologische Karte (erstellt nach der eigenen Kartierung) mit der Ausdehnung der komplexen Rutschung und dem interpretierten Verlauf der nicht versetzten Lithologien am Rutschungskörper (topographische Basisdaten: siehe Abb. 15).

Im Bereich der Abrisskante des aktiven Kriechens befinden sich auf dem bereits aus dem Verband gelösten, basalen Lapilli-Tuff der Lieg Formation und dem eingearbeiteten Moränenmaterial der großen Seitenmoräne aufgelockerte, aber noch zusammenhängende Felspartien der homogenen

Lieg-Formation. Diese Felspartien kriechen talwärts und überfahren dabei die Seitenmoräne (Abb. 65, rechtes Bild). Wieweit der Festigkeitsunterschied des hier unterlagernden basalen Lapilli-Tuffes zu den aufgelockerten Bereichen des homogenen Lapilli-Tuffes, für ein langsames Gleiten mit dem Mechanismus „Hart auf Weich“ eine Rolle spielt, kann in diesem Abschnitt aufgrund der flächendeckenden Bedeckung mit Blockwerk nicht geklärt werden.

Abb. 65: Treppenartige Geländestufen kennzeichnen die Morphologie des Rutschungskörpers (linkes Bild). Stark aufgelockerte, zusammenhängende Felspartien der homogenen Lieg-Formation (links oben im rechten Bild, Koordinaten: 703070 5164680) befinden sich direkt auf dem bereits aus dem Verband gelösten basalen Lapilli-Tuff der Lieg Formation und dem eingearbeiteten Moränenmaterial der großen Seitenmoräne (Koordinaten: 702715 5164520).

Die Schichtflächen der in der Regel sehr einheitlich einfallenden Lapilli-Tuffe (170-185 / 25-30) sind im Bereich der Rutschung wie erwartet unregelmäßig. Auffallend ist die Rückrotation der Schichtung im Kronenbereich, wo sie mit 155/33, um ca. 13° gegen die Versagensrichtung rotiert ist (Abb. 64). Die südliche Begrenzung der Rutschung gegen die Rinne bildet eine zusammenhängende Stufe entlang der die Rutschung deutlich abgegrenzt ist (siehe Abb. 62, Abb. 64 und Abb. 68). Diese Stufe wird als sekundärer Abbruch interpretiert, entlang dessen ein randlicher Teilbereich entweder als eigener Bereich vor dem Versagen der großen Rutschung instabil wurde, oder nach dem Versagen der Rutschung als instabile Flanke des Rutschungskörpers (gelber Bereich in Abb. 64) in die Rinne gestürzt ist.

Abb. 66: Die südliche Begrenzung des Scherbruches am Gipfel endet in einer großen Nische. Die steilen aus der Hangrichtung fallenden Trennflächen

(K3) durchtrennen den Hang fast in der gesamten Höhe von 100 m (Koordinaten: 703200 5164225).

8.4.2.3 Die Rinne und die Hauptabbruchkante der Torwand

Die Rinne ist eine markante, kanalartige Struktur, die von der südlichen Begrenzung des Rutschungskörpers entlang der bis zu 100 m hohen, NE-SW streichenden Hauptabbruchkante entlang der Torwand, bis zur Wohnsiedlung von Pontives verläuft (siehe Abb. 68). Bedeckt ist die Rinne im oberen Abschnitt mit Blockfeldern ohne Feinanteil, wobei die Blöcke unverwittert erscheinen, und im unteren Bereich mehrheitlich mit Blockfeldern mit Feinanteil (siehe Abb. 60).

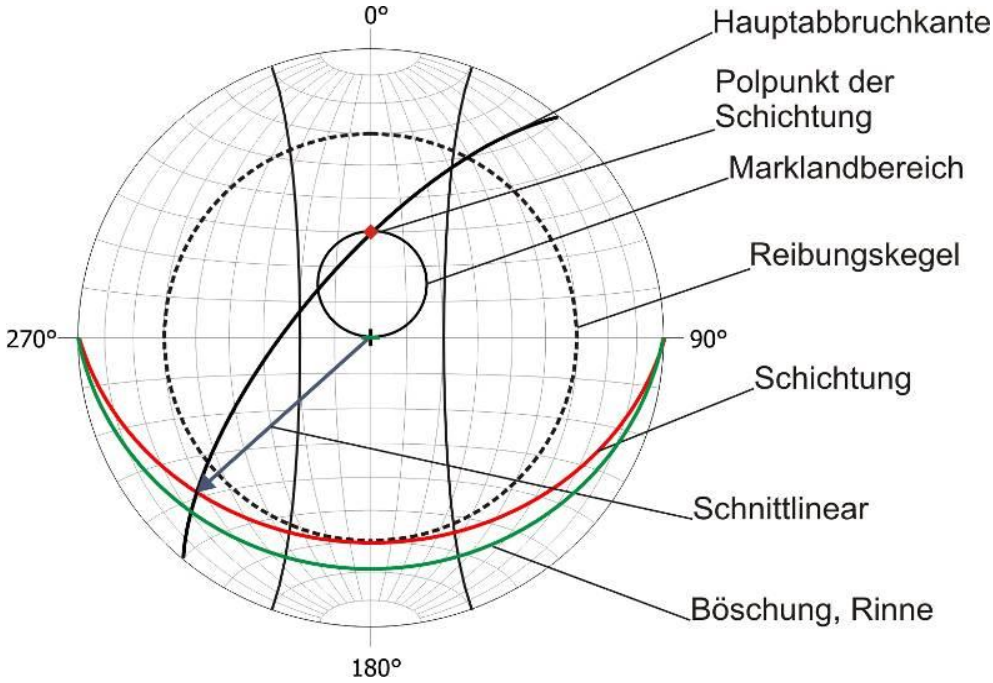


Abb. 67: Geometrische Verhältnisse der Schichtflächen (180/30), der Hauptabbruchkante (310/70) und der Rinnenböschung (180/21). Der Marklandbereich, der Reibungskegel und die maximal zulässige Abweichung von ± 20° von der Fallrichtung der potenziellen Gleitfläche schränken die Gleitmöglichkeiten ein.

Im oberen Abschnitt kommt es immer wieder zu Sturzprozessen mit mehr oder weniger großem Volumen (siehe Abb. 60 oben rechts; Abb. 70), welche die Rinne aufzufüllen scheinen. Das Gleiten von zusammenhängenden Felspartien entlang der Rinne kann ausgeschlossen werden, da die potenzielle Gleitfläche (Schichtgrenze zwischen dem basalen- und dem homogenen Lapilli-Tuff der Lieg-Formation) mit max. 30° Neigung an der Grenze zum Reibungswinkel ist; der Hauptgrund ist jedoch kinematischer Natur, da die Schichtung mit 180/30 und die Hauptabbruchkante, welche die Rinne im SE begrenzt mit 310/70 einfällt und somit eine Begrenzung des Fußes bildet (siehe Abb. 67). Ein Gleiten wäre bestenfalls entlang der Verschneidung dieser beiden Flächen möglich, doch selbst die liegt mit 27° Einfallen unterhalb des Reibungswinkels für trockene Flächen und beißt außerdem entlang der 180/25 bis 190/21 orientierten Rinnenböschung nicht aus. Das überzeugendste Argument gegen das Gleiten dieses Keiles ist aber der Keilfaktor (siehe Wyllie & Mah, 2004). Dieser Faktor angibt an, um wie viel das Gleiten auf zwei Flächen sicherer ist, als das

Gleiten auf einer Fläche, mit der Annahme, dass die Reibung beider Flächen, die einzige rückhaltende Kraft ist.

Gleiten auf den Trennflächen in Richtung des Schnittlinears: S=180/30; S=310/70
Böschung: 180/25
Öffnung des Keiles: ζ = 90°
Neigung des Keiles: β = 68°

Keilfaktor: $\frac{\sin\beta}{\sin \xi/2} = K$ Voraussetzung: $\beta > {}^{1}/_{2}\,\zeta$

Aus dieser einfachen Beziehung ergibt sich, dass das Gleiten dieses Keiles um 1,3-mal sicherer ist, als das Gleiten in die entsprechende Richtung des Schnittlineares auf nur einer Fläche.

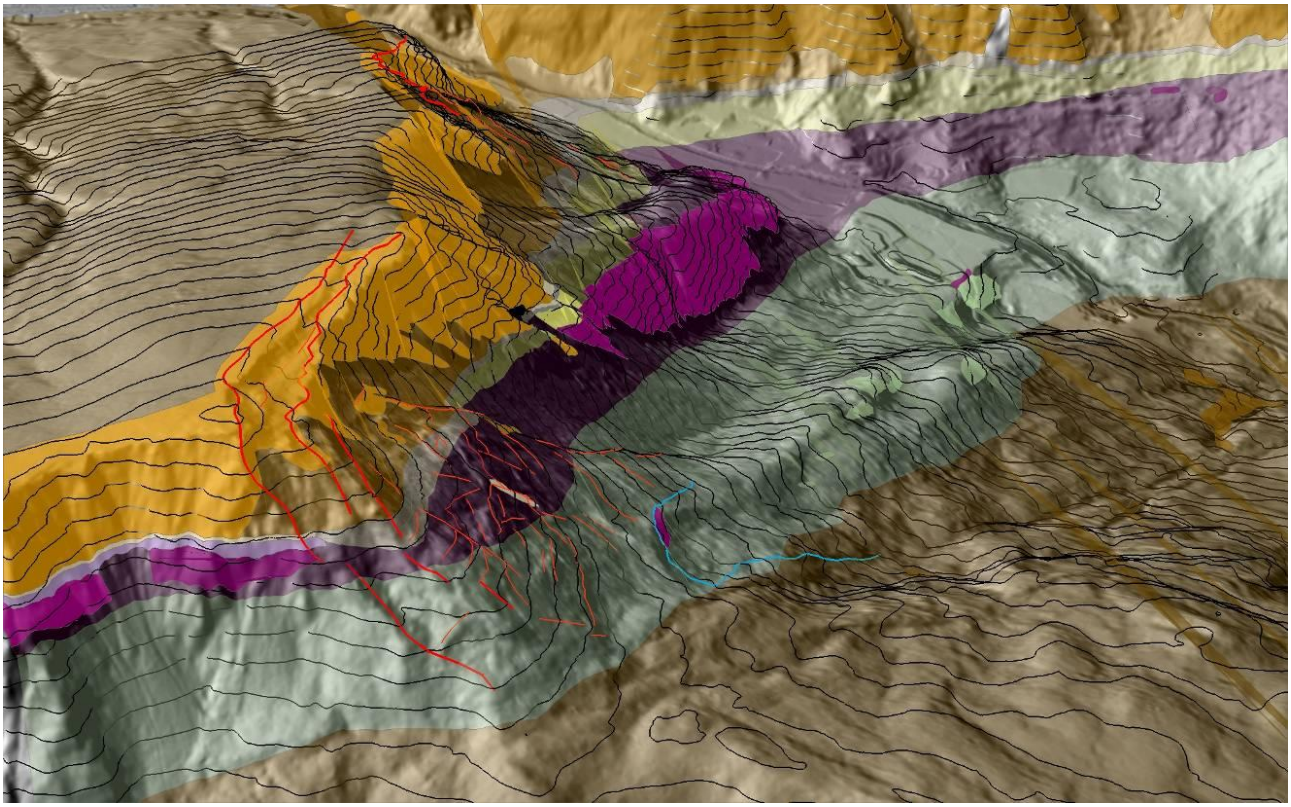


Abb. 68: Dreidimensional visualisiertes, digitales Höhenmodells und Höhenlinien (25 m Abstand) mit der lithologischen Kartierung (interpretierte Bereiche sind transparenter) und dem Hauptabbruch (rot, starker Strich), bzw. den sekundären Abbrüchen der „Rutschung am Gipfel“ (rot, dünner Strich) und des aktiven Kriechens am Rutschungsfuß (blau) mit Blick nach SW. Am oberen Bildrand ist der Hauptabbruch der „Rutschung im Tal“ zu sehen. Am linken Bildrand, in der Mitte des Bildes ist der Gipfel von Außerraschötz mit der Rutschung zu sehen. Die Rinne erstreckt sich vom Rutschungsfuß bis zur Ortschaft Pontives (rechter oberer Bildrand) und ist im W von einem Felsrücken begrenzt, der parallel zur Rinne streicht (topographische Basisdaten: siehe Abb. 15).

Der obere Abschnitt der Rinne, südlich der Rutschung wird von der Zone mit aktivem Stein-Blockschlag und Felsstürzen eingenommen. Das Abbruchgebiet (siehe Abb. 69, Abbruchkante Fallen/Kippen) befindet sich entlang der NE-SW streichenden Hauptabbruchkante und ist zur Gänze steiler als 62° und über weite Bereiche steiler als 72° (siehe Abb. 59). Die Sturzbahn ist vollständig mit Blöcken ohne Feinanteil bedeckt und im Ablagerungsgebiet, welches bis zum westlichen Rinnenrand reicht, stellt man eine gute Sortierung der Blöcke fest (siehe Abb. 69).

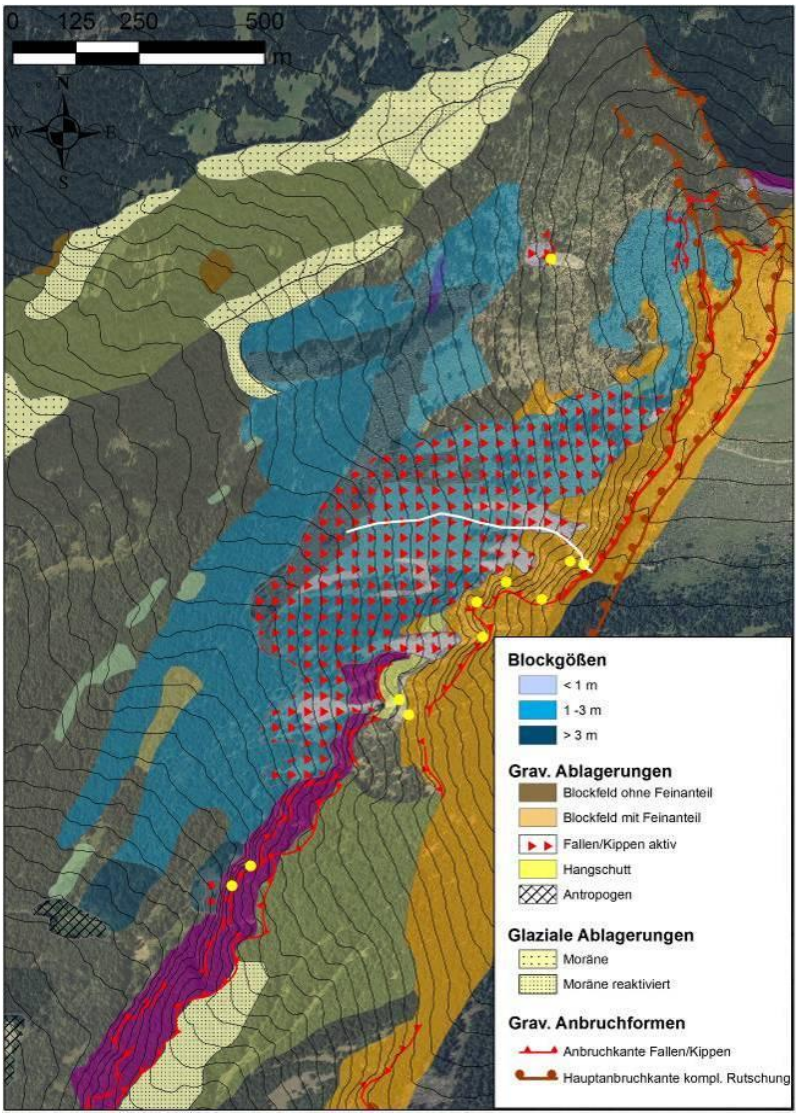


Abb. 69: Bereich mit aktivem Stein- und Felssturz; das linke Bild zeigt die Verteilung der Blockgrößen im Bereich der Blockfelder (blockgestützt ohne Feinanteil) entlang der SW-NE streichenden Hauptabbruchkante für Sturzprozesse; rezente Abstürze (gelbe Punkte) und die Fahrböschung eines Absturzes sind ebenfalls eingezeichnet. Die Fahrböschung beträgt 41°, das geometrische Gefälle 43° und der Schattenwinkel 34° (topographische Basisdaten: siehe Abb. 15).

Die Blöcke >3 m Kantenlänge konzentrieren sich am Ende der Fahrböschung, wobei die größten Einzelblöcke, Volumen von 30-50 m^3 erreichen. Sie überschreiten den westlichen, aus härteren Zonen des basalen Tuffs der Lieg Formation bestehenden Rinnenrand nicht. Im übrigen Blockfeld

ohne Feinanteil, außerhalb der Zone mit aktivem Steinschlag, konnte keine Regelmäßigkeit in der Verteilung der Blockgrößen festgestellt werden.
Der überwiegende Versagensmechanismus entlang der steilen Hauptabbruchkante ist, wie bereits in Kap. 8.3.3 beschrieben, das Gleiten in Richtung der Verschneidung verschiedener Trennflächensysteme (siehe Abb. 43). Allerdings muss aufgrund der ausgeprägten Persistenz der Trennflächen (K3) (siehe Abb. 71 und Kap. 6.1.3) und der Häufigkeit der Sturzereignisse im Verhältnis zur begrenzten Fläche dieses Bereiches der Hauptabbruchkante (Abb. 69) davon ausgegangen werden, dass das Gebirge auch im größeren Maßstab nicht stabil ist und größere Gesteinsvolumen betroffen sein können. Das Risiko hält sich in dieser abgelegen Zone, selbst bei großer Eintrittswahrscheinlichkeit in Grenzen, da die Trümmer aufgrund der großen Oberflächenrauigkeit der Sturzbahn (überwiegend Blockfelder ohne Feinanteil) und der eher weichen Oberfläche (Hangschutt und Blockfelder mit Feinanteil) sowie auch des Schutzwaldes die Wohnsiedlung nicht erreichen würden, und der entstehende Schaden gering wäre.

Abb. 70: Entlang der Abbruchkant im E von der Rinne finden Sturzprozesse statt; davon betroffen ist im oberen Bereich der homogene Lapilli-Tuff der Auer Formation und im unteren der homogene Lapilli-Tuff der Lieg Formation (siehe geologische Karte im Anhang); der helle Felsbereich im oberen linken Bildrand (links) markiert einen rezenten Felssturz von ca. 10-20 m^3; im rechten Bild ist ein ca. 1 m^3 großer Sturzblock zu sehen, der von einem Baumstamm aufgehalten worden ist (Koordinaten: 702730 5163770).

Die Hauptabrisse der Rutschung am Gipfel setzen sich in Richtung Rinne fort und begrenzen einen Felskörper von beträchtlichem Ausmaß. Aufgrund der schwer zugänglichen Aufschlussverhältnisse konnte die Krone dieses Steilhanges nicht genauer auf eventuelle Zugrisse, gespannte Wurzeln und weiteren Anzeichen für großräumige Bewegung untersucht werden. Eindeutig als aktiv kann daher nur der häufige Stein- und Blockschlag in diesem Bereich betrachtet werden, der hier in einer deutlich größeren Frequenz stattfindet als im Rest der Hauptabbruchskante (siehe gelbe Punkte in Abb. 69)

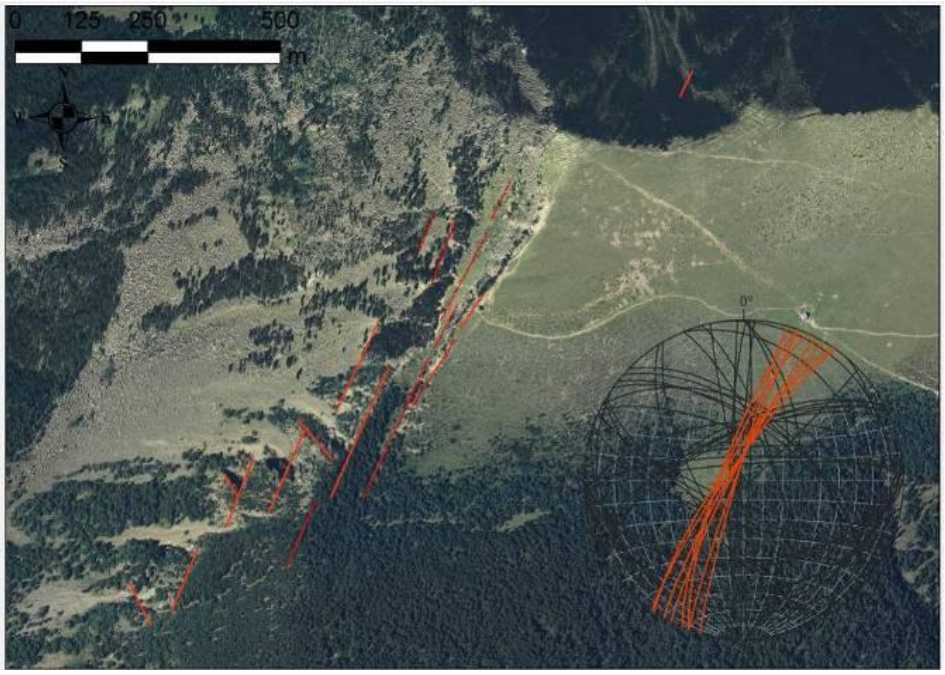
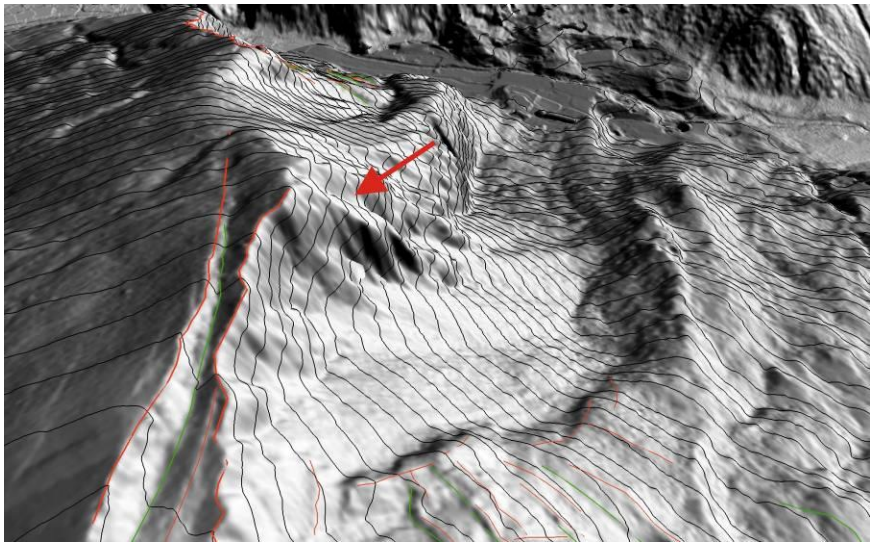


Abb. 71: Sowohl die Abbruchkante, als auch die Zugrisse am Gipfel folgen dem Trennflächensystem (K3) (topographische Basisdaten: siehe Abb. 15).

Der untere Bereich der Rinne ist von kleinen Kanälen durchzogen, die von Randwällen gesäumt sind, entlang denen das Wasser bei Starkregen abfließt. Es ist durchaus denkbar, dass bei genügend großer Wassersättigung Schuttströme und Muren vom unteren Abschnitt der Rinne abgegangen sind und die Talsohle mit Material aufgefüllt haben. Die Sandfraktion des Feinsedimentes im Blockfeld mit Feinanteil aus dem unteren Bereich der Rinne, zeigt im Binokular ausschließlich Bruchstücke des Lapilli-Tuffes und keinen Quarzphyllit. Das Sediment am Ende der Rinne im Talboden (Industriezone von Pontives) ist hingegen polymikt zusammengesetzt und besteht aus Lapilli-Tuff, Karbonaten und Quarzphyllit, was eine eindeutige Zuordnung leider nicht möglich macht. Die Ortschaft Pontives liegt direkt auf einer murkopfartigen Struktur, die aus der Rinne kommt, und aus Blockwerk und Feinanteil besteht (siehe Abb. 5, Abb. 68, Abb. 72).



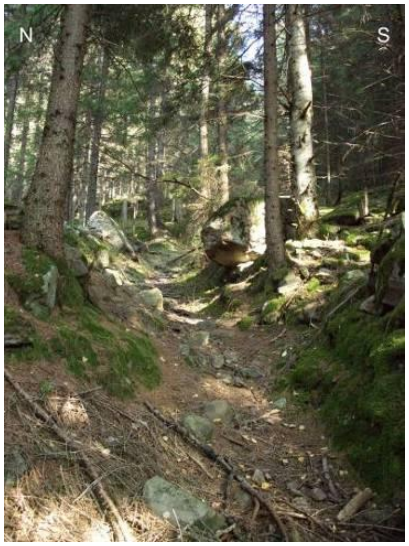


Abb. 72: Blick nach SW in die Rinne, mit dem Bereich wo vermehrt Stein- und Blockschlag, bzw. Felssturz stattfindet (topographische Basisdaten: siehe Abb. 15). Kanalartige Strukturen durchziehen das Blockfeld mit Feinanteil im unteren Rinnenabschnitt (links, Koordinaten: 701850 5163090)

8.4.2.4 Das aktive Kriechen und Fließen am Rutschungsfuß

Das aktive Kriechen am Rutschungsfuß wird im NW von der Seitenmoräne und im E von der Abrisskante begrenzt (siehe Abb. 56; Abb. 64). Der kriechende Bereich, der im untersten Abschnitt in Schuttfließen übergeht (siehe Kap. 8.3.8 und 8.3.9) betrifft ein Areal von 9,8 ha. Der kriechende Bereich besteht aus dem durch das Driften plastisch deformierten und zerlegten, basalen Lapilli-Tuff und der eingearbeiteten Seitenmoräne, gemeinsam mit dem zerlegten, homogenen Lapilli-Tuff der Lieg Formation, welcher den oberen Abschnitt des slope creep bildet (siehe Abb. 64, 68). Der Rutschungsfuß wird zum Teil vom Brixner Quarzphyllit unterlagert, wobei dieser als Gleitfläche und Wasserstauer an der Basis des Fließkörpers die Bewegung begünstigt. In diesem untersten Bereich des Fußes, bewegt sich das völlig aufgelockerte und mit Wasser gesättigte Material als langsam fließender Schutt (siehe Abb. 73). Morphologisch erstreckt sich dieser Bereich zungenartig in Richtung Falllinie. Oberflächlich mittransportierte große Blöcke rollen von der steilen Stirn in den Wald.

Abb. 73: Gleitender und fließender Stirnbereich der Rutschung überfährt die Vegetation (links, Koordinaten: 702330 5164385). Abgang von sekundären Lockergesteinsgleitungen vom steilen Stirnbereich gehen bei ausreichender Wassersättigung (rechts, Koordinaten 702400 5164460).

8.4.2.5 Untersuchungsergebnisse und Versagensmechanismus der Rutschung am Gipfel

1. Die Steilböschungen um Pontives können grob in zwei Hauptrichtungen unterteilt werden (siehe Abb. 59). Die Steilböschung der Torwand im E von der Rinne, die NE-SW streicht, und die Steilböschung im S von Pontives, die ca. WNW-ESE streicht. Das aktive Versagen entlang dieser Böschungen ist durch die Trennflächenorientierungen (siehe Kap. 8.3.1, 8.3.2, 8.3.3, 8.3.4) kontrolliert und betrifft hauptsächlich einzelne Blöcke von 1-3 m^3, wobei aber auch größere Volumina von 30-50 m^3 beobachtet wurden. Der am häufigsten beobachtete Versagensmechanismus bei beiden Steilböschungen ist das Gleiten von Kluftkörpern. Entlang der Hauptabbruchkante der Torwand kommt es zum Gleiten entlang

der Verschneidungslinie der verschiedenen Trennflächensysteme und zum Gleiten von Kluftkörpern auf der Fläche (K3). Entlang der Steilböschung im S von Pontives kommt es zudem noch zum Gleiten auf der Fläche (K2) und zum Blockkippen von Körpern, welche durch die Trennflächen (K5) begrenzt sind.

2. Die Rinne bildet eine markante, kanalartige Struktur, die mit Blockwerk verfüllt ist. Die Entstehung dieser Struktur ist spekulativ.
3. Gleiten entlang dieser Rinne ist kinematisch weder auf der Schichtfläche (S=180/30), noch auf zwei Flächen in Richtung des Schnittlinears zwischen der Schichtfläche und der Kluftfläche (K3=310/70) möglich, da es aufgrund der 1,3 fachen Sicherheit (siehe Kap. 8.2.2.4) im Verhältnis zum Gleiten auf nur einer Fläche entlang derselben Orientierung ausgeschlossen werden kann.
4. Die Versagensrichtung der Rutschung am Gipfel kann aufgrund der Kartierung in Richtung 250° angenommen werden. Der Versagensmechanismus ist aufgrund der komplexen geotechnischen Situation nicht einfach bestimmbar, dennoch lassen sich eine Reihe von Überlegungen anstellen:

   Im oberen Fußbereich befindet sich der basale Lapilli-Tuff; diese Lithologie bildet wahrscheinlich den weichen Sockel für ein Versagen von „Hart auf Weich“, wobei die härtere Lithologie, der homogene Lapilli-Tuff ist. Hier deformiert sich der basale Lapilli-Tuff plastisch und begünstigt das Auflockern des überlagernden homogenen Lapilli-Tuffes der Lieg Formation entlang der bereits bestehenden subvertikalen Trennflächensysteme.

   Der unterste Fußbereich der Rutschung ist vollständig aufgelockert und überfährt die randlich anschließende Seitenmoräne. Der Versagensmechanismus dieses Abschnittes ist aktives Kriechen das in Schuttfließen übergeht.
5. Im Bereich des Hauptrutschungskörpers, dessen Bewegung jetzt stabilisiert ist und keine Anzeichen von Aktivität zeigt, war der Versagensmechanismus ein anderer. Die prägenden Lithologien sind hier die beiden homogenen, stark verschweißten Lapilli-Tuffe mit dem dazwischengeschalteten und an dieser Stelle eher geringmächtigen bis ausgekeilten St. Vigil Konglomerat.

Es können zwei grundlegend verschiedene Versagensszenarien dieses oberen Bereiches angenommen werden:

A. Für ein Versagen welches durch das homogene Gebirge kontrolliert wurde spricht:

- die Rückrotation des Kronenbereiches um ca. 13° gegen die Versagensrichtung auf 155/33, der ansonsten im ganzen Gebiet mit 180/30 einheitlich einfallenden Schichtung;
- die deutlichen Unterschiede im Größenverhältnis zwischen den durchschnittlichen Kluftabständen (0,4–1,6 m) und der Böschungshöhe (ca. 490 m) bzw. der Gesamtlänge der Bruchfläche am Gipfel (ca. 1350 m);
- die große Anzahl von 7 Trennflächensystemen.
- der ausgeprägte Durchtrennungsgrad aller Trennflächensysteme bei welchen die sichtbare Spur der Trennfläche entlang der Böschung durchwegs mehr als 20 m beträgt und das Ende auch außerhalb des sichtbaren Bereiches liegt.
- die fast gleich große Festigkeit der beiden homogenen Lapilli-Tuffe, welche den Hauptteil der Rutschung ausmachen
- der Verschnitt einer nicht-ebenen Gleitfläche am Hang im N der Rutschung (siehe Abb.62; Abb. 63; Abb. 68)

- der Scherversatz erreicht ca. in der Mitte des Scherbruches am Gipfel den größten Versatz; der Versatz wird gegen den Rand der Rutschung hin immer kleiner

B. Für ein strukturell bedingtes Versagen spricht:

- die starke Durchtrennung aller Systeme, wobei das Trennflächensystem (K3) im Verhältnis zu den anderen Trennflächen im begrenzten Gipfelbereich, eine ausgeprägtere Persistenz zu haben scheint, welche eher tafelförmige Kluftkörper begrenzen würde;
- die zum System (K3) parallel entwickelte Scherfläche am Gipfel (siehe Abb. 71);
- das mehr oder weniger parallele Streichen dieses Systems zum Streichen des Rutschungshanges
- das mit ca. 70° steile Einfallen aus dem Hang heraus dieser hangparallelen (K3) Trennflächen

Interpretation:

Da die Gleitfläche an der Basis nicht aufgeschlossen ist, sind beide Ansätze spekulativ. Der Versagensmechanismus der Rutschung kann auf zwei Arten gedeutet werden:

- Im ersten Fall – *das Versagen ist von homogenem Gebirge kontrolliert* – bildet die Scherfläche am Gipfel die einzige Diskontinuität welche die Massenbewegung am östlichen Ende begrenzt. Diese Scherfläche ist nur im obersten Bereich, wo sie dem Trennflächensystem (K3) folgt, eben und geht mit der Tiefe in eine elliptische Scherfläche über. Diese entwickelt sich durch den weichen, basalen Lapilli-Tuff der Lieg Formation und wird je nach Tiefe von der Erosionsdiskordanz zum Brixner Quarzphyllit begrenzt. Der basale Lapilli-Tuff der Lieg Formation hat die gemessene einaxiale Druckfestigkeit von ca. 30 MPa, und erreicht eine mit dem allgemeinen Hoek-Brown Kriterium berechnete Höchstfestigkeit mit der Kohäsion von 1,27-1,84 und dem Reibungswinkel von 26°-34. Der Versagensmechanismus hierfür wäre ein Rotationsgleiten mit einer kombinierten elliptisch-ebenen Scherfläche.
- Im zweiten Fall – *das Versagen ist durch das vorgegebene Trennflächensystem kontrolliert* – ist der Rutschungskörper nicht nur am Gipfel von einer Scherfläche begrenzt, sondern aus einer Vielzahl von Felskörpern aufgebaut, die entlang der bevorzugten Durchtrennungsrichtung (parallel zum System (K3)) den gesamten Körper in seiner Längserstreckung durchtrennen. Diese Annahme wird aufgrund der starken Persistenz dieses Trennflächensystems getroffen. Die Kluftkörper fallen mit ca. 70° aus dem Hang heraus und sind zwar aufgrund der vielen Trennflächensysteme in Einzelblöcke zerlegt, durchtrennen aber den Rutschungskörper bis zur Grenze des basalen Lapilli-Tuffes der Lieg Formation zum überlagernden homogenen Lapilli-Tuff derselben Formation. Dieser homogene Lapilli-Tuff hat eine gemessene einaxiale Druckfestigkeit von ca.150 MPa und erreicht die mit dem Hoek-Brown Kriterium berechnete Höchstfestigkeit mit der Kohäsion von 3,0 – 4,0 MPa und den Reibungswinkel von 40° - 48°. Diese Felskörper gleiten im Idealfall entlang der beschriebenen Grenze nach vorne, während sie gleichzeitig rückwärts kippen. Das Grobkonglomerat der St. Vigil Formation kann eventuell eine weitere, untergeordnete weiche Schicht bilden, entlang der diese Felskörper an der Basis gleiten und gleichzeitig eine Rückrotation erfahren. In diesem Fall wäre der Versagensmechanismus „Rock Slumping“.
- Die kanalartige Rinne ist mit Blockwerk bedeckt welches aus aktiven Sturzprozessen von der Torwand stammt, und wahrscheinlich auch aus Sturzblöcken, welche aus dem Versagen

eines instabil gewordenen, randlichen Teilbereiches der Rutschung stammen. Lithologisch ist der Bereich der Rinne aus wenig festen, leicht erodierbaren und schwach verschweißten Surgeablagerungen im liegendsten Abschnitt der basalen Lieg Formation aufgebaut. Sehr wahrscheinlich setzte sich der Kanal, vor dem Versagen der komplexen Felsrutschung am Gipfel nach N fort, sodass der Hang im Fußbereich der Rutschung steiler war und die Böschung instabil werden konnte. Somit wäre die Rinne am ehesten als durch den Gletscher verursachte Ausschürfung zu erklären, bei welcher der Gletscher selektiv die weicheren Schichten des Brixner Quarzphyllits im W und besonders des in der Rinne anstehenden basalen Lapilli-Tuffes der Lieg-Formation erodiert hat. Mit dem Gletscherrückzug fehlte die Stützwirkung und der Hang versagte.

8.4.3 Zone B: Die Rutschung im Talbereich von Pontives

Die Rutschung ist im N und E von einer 100-140 m hohen steilen Abbruchnische begrenzt und erstreckt sich über ein Areal von 0,38 km^2, das bis zum Talboden reicht (siehe Abb. 75). Die abgeglittene Masse besteht ausschließlich aus den Trümmern des homogenen Lapilli-Tuffes der Auer-Formation. Noch im Verband befindende, größere Felspartien stehen nahe der Abbruchkante an und – ähnlich wie in der bereits beschriebenen großen Felsrutschung am Gipfel –, gliedern auch hier hangparallele Geländestufen den Hang (siehe Abb. 74). Auch in dieser Rutschung ist der Mechanismus am Hangfuß eine felsmechanische Situation von „Hart auf Weich“ mit dem kompetenten, durchtrennten Lapilli-Tuff der homogenen Auer Formation im Hangenden und dem weichen, plastisch deformierbaren Sockel des alterierten und mit Flammen durchzogenen Lapilli-Tuffs derselben Formation zusammen mit dem Grobkonglomerat der St. Vigil Formation im Liegenden.

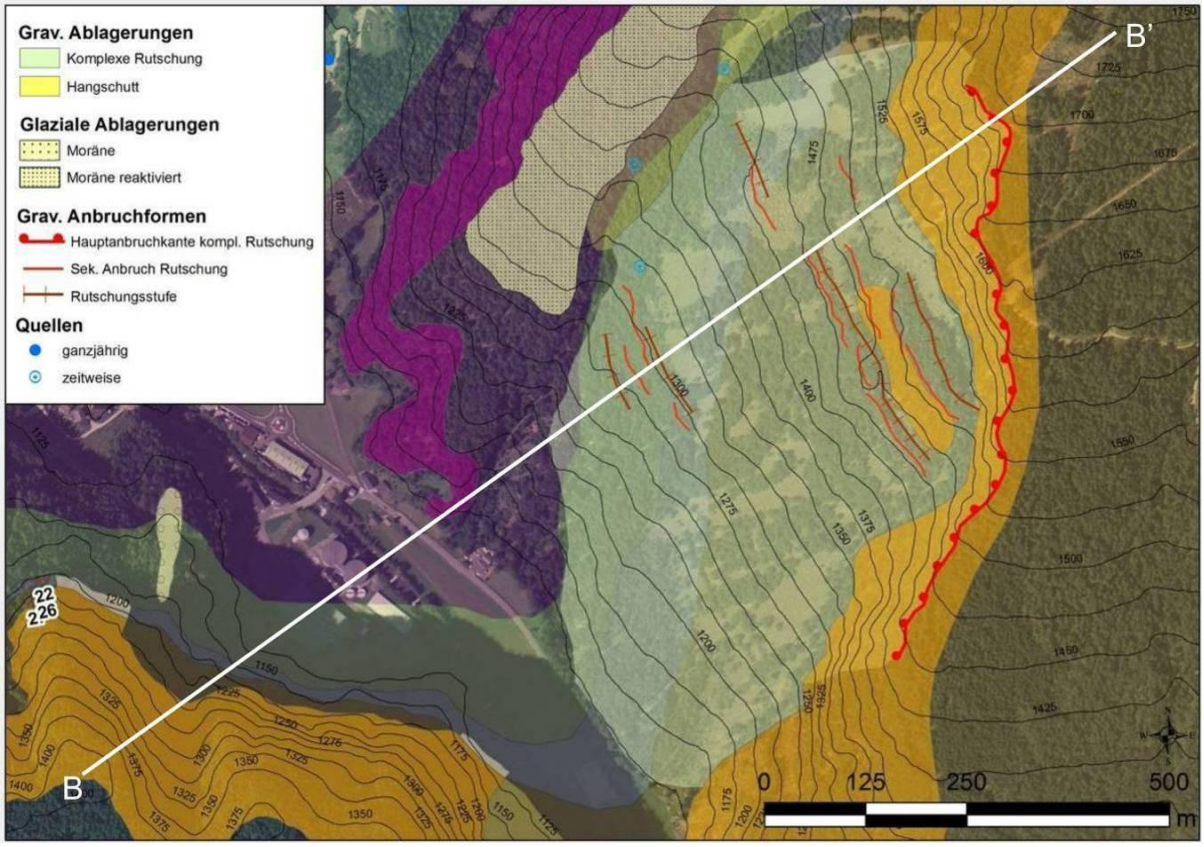


Abb. 74: Rutschung im Talbereich mit den Formationsgrenzen und deren interpretierter Verlauf; (topographische Basisdaten: siehe Abb. 15).

Abb. 75: Blick auf die Rutschung im Tal, der Zone B vom Gegenhang aus gesehen; die Begrenzung des Abbruches ist mit unterbrochener Linie umrandet.

Die Gleitfläche – wie in Abb. 76 dargestellt – entwickelte sich aufgrund der unterschiedlichen Festigkeiten wahrscheinlich im homogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation als steile Fläche, und im alterierten und mit Flammen durchzogenen Lapilli-Tuff derselben Formation und im unterlagernden Grobkonglomerat der St. Vigil Formation mit flacher Geometrie.

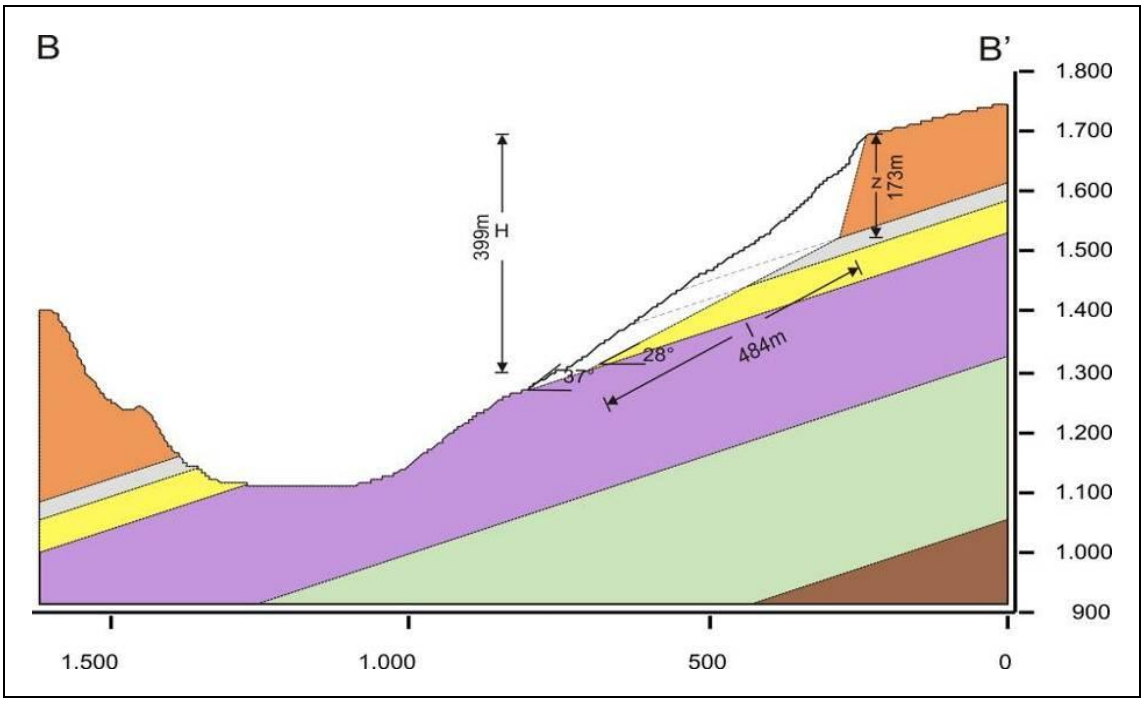


Abb. 76: Profil durch die Rutschung mit den Abmessungen des Körpers (weiß).

8.4.4 Zone C: Das Blockfeld westlich von der Rinne

Das Trümmerfeld westlich von der Rinne (siehe Abb. 61) erstreckt sich vom aktiven Rutschungsfuß bis zur Seitenmoräne, bzw. zu den landwirtschaftlich genutzten Weiden im W und zeigt, wie bereits angedeutet, einen deutlichen Altersgradienten zum Blockfeld im Bereich der Rutschung am Gipfel (siehe Abb. 77) oder zu jenen in der Rinne. Eine detailierte Kartierung der Blockfelder hat ergeben, dass die Blöcke in diesem Gebiet zum Großteil aus dem Lapilli-Tuff der Lieg Formation bestehen.

Dies lässt die Vermutung zu, dass die Ablagerung der Trümmer, die sich westlich von der Rinne, bis zur Ortschaft St. Peter im Tal erstreckt, nicht mit der Rutschung am Gipfel zusammenhängt, sondern eher ein Versagen entlang des Rückens an der Grenze der Zonen A und C dafür in Frage kommt. Das Feinsediment in den matrixgestützten „Blockfeldern mit Feinanteil“ enthält hier in der Sandfraktion neben dem Lapilli-Tuff auch Brixner Quarzphyllit, was auf eine gravitative Einarbeitung der Moräne deutet.

Abb. 77: Von Moos und Bäumen überwachsene „Blöcke ohne Feinanteil” im unteren Bereich der Zone C (Koordinaten: 701530 5163430).

8.4.5 Zone D: Das Trümmerfeld südlich von Pontives

Das Trümmerfeld der Zone D besteht nur aus Blöcken mit Feinanteil. Der Feinanteil besteht im Gegensatz zu jenem aus der Rinne auch aus Quarzphyllit. Diese Tatsache schließt die Herkunft des Blockwerks aus der Rinne aus. Die halbkreisförmige Hohlform dieses Bereiches ähnelt morphologisch einer Ausbruchsnische und es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die steile Böschung großmaßstäblich versagt hat (siehe Abb. 78). Neben der Morphologie spricht vor allem dieselbe felsmechanische Situation wie in der Zone B mit der Auer Formation im Hangenden sowie dem Grobkonglomerat bzw. dem alterierten Lapilli-Tuff im Liegenden dafür.

Die Untersuchung der kinematischen Gleitmöglichkeit zeigt für diese Hangorientierung die Gleitmöglichkeit auf den Trennflächen (K2) und auf dem Schnittlinear zwischen (K2/K3), sowie die Möglichkeit für Kippen durch die Begrenzung der Trennflächen (K5) (Kap. 8.3). Außerdem ist der Verlauf des Grödner Baches durch Trümmer und Blockwerk orographisch nach rechts versetzt und deutet damit auf eine Umlenkung durch einen Bergsturz aus der linken Talflanke.

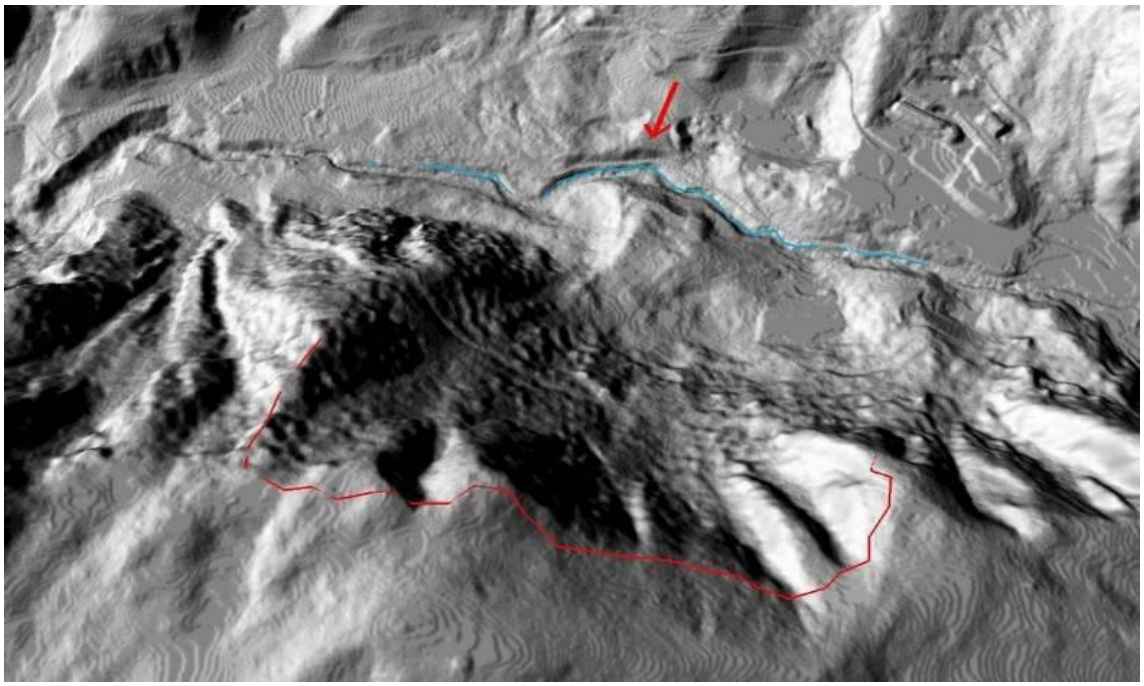


Abb. 78: Ausbruchsnische südlich von Pontives mit Verlagerung des Bachlaufes

9. Standsicherheitsuntersuchungen der Felsrutschung am Gipfel von Außerraschötz

Damit festgestellt werden kann, ob Trennflächen für die Instabilität verantwortlich sind, verlangt die Untersuchung der Standsicherheit einer natürlichen oder künstlich angelegten Felsböschung die genaue Kenntnis des gesamten Trennflächeninventars (Schicht-, Schieferungsflächen, Klüfte, Zugrisse, Scherzonen, Störungen). Die wichtigsten Faktoren, welche das Versagen beeinflussen, wurden bereits in der vorangegangenen Kapiteln beschrieben. In Folge werden die Erkenntnisse aus der geotechnischen Kartierung angewendet und es wird die Stabilität der Rutschung am Gipfel von Außerraschötz mittels Rückrechnung zweidimensional untersucht. Des Weiteren werden die Standsicherheiten mit diesen, aus der Rückrechnung für ebenes Gleiten berechneten Festigkeitsparametern, mit den Standsicherheiten mit den Festigkeitsparametern des Gebirges, welche aus dem RMR erhalten wurden und jenen, welche aus dem Hoek-Brown Kriterium berechnet wurden, mit dem Grenzgleichgewichts-Programm „Clara-W“ (O. Hungr Geotechnical Research Inc. (OHGRI)) in drei Dimensionen berechnet und verglichen.
Das Programm Clara-W betrachtet die Gleitkörper als starr und löst das Lamellenverfahren mit verschiedenen Grenzgleichgewichtsmethoden (siehe Kap. 9.3)
Die bei der Untersuchung des Versagensmechanismus der Rutschung am Gipfel vorgeschlagene Versagensmechanismen sind mechanisch vollkommen unterschiedlich.
Der Fall des Versagens durch Rotationsgleiten (siehe Kap. 8.4.2.5) kann mit einer Grenzgleichgewichtsuntersuchung berechnet werden.
Der Fall, welcher als Versagensmechanismus „Rock Slumping“ annimmt (siehe Kap. 8.4.2.5), kann nur mit diskontinuumsmechanischen numerischen Rechenverfahren simuliert werden, welche auch die Rotation und Verschiebung der einzelnen, durchtrennten Felskörper betrachten.

9.1 Theoretische Grundlagen für das Gleiten auf einer ebenen Fläche

Anhand der kinematischen Untersuchung der Kluftkörper (siehe Kap. 8.3.2) wurde das Gleiten auf einer Trennfläche als großmaßstäbliches Versagen ausgeschlossen. Im Folgenden wird daher angenommen, dass eine neue Bruchfläche durch das Gebirge entstand, auf welcher der Gebirgskörper abgeglitten ist und auf diese Weise die Festigkeitsparameter des Gebirges abgeschätzt.
Die Standsicherheit einer Böschung hängt beim Versagen durch Gleiten von der Scherfestigkeit der Gleitfläche ab. Wenn man für ein Gestein ein Mohr-Coulomb‘ sches Verhalten annimmt, (siehe auch Kap. 5.1) wird die Scherfestigkeit (τ) einer Gleitfläche, auf die eine effektive Normalspannung wirkt mit folgenderer Gleichung beschrieben:

$$\tau = c * \sigma' \cdot \tan\varphi$$

In einem σ/ τ - Diagramm ist die Kohäsion als Schnittpunkt der Geraden, die die kritischen Scherspannungszustände begrenzt, mit der τ-Achse definiert und der innere Reibungswinkel ergibt sich aus der Steigung dieser Geraden. Die effektive Normalspannung (σ‘) ergibt sich aus der Differenz zwischen der Normalspannung des Gesteinskörpers auf die Gleitfläche und dem Wasserdruck auf diese Fläche. Um die Standsicherheit zu untersuchen werden die Kräfte, die auf der Gleitfläche wirken in parallele (τ) und normale (σ) Komponenten aufgeteilt (siehe Abb. 79).

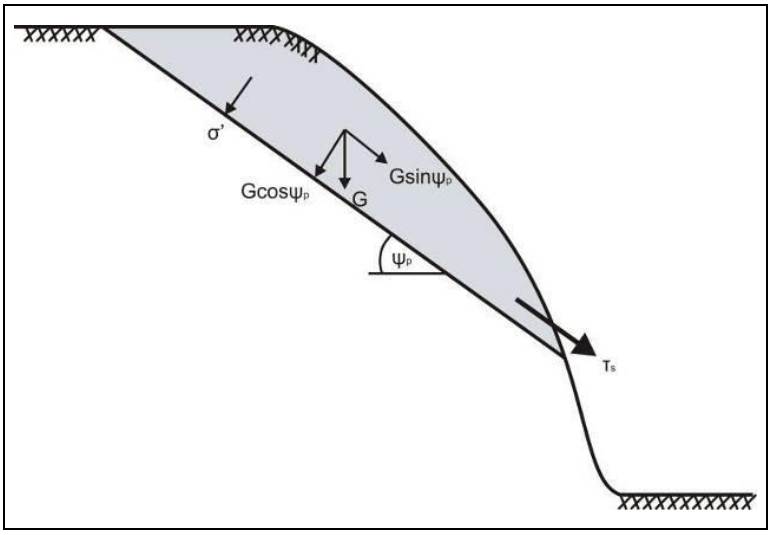


Abb. 79: Aufteilung der Gewichtskraft (G) eines Blockes auf der schiefen Ebene in normale ($G*\cos\psi_P$) und parallele Komponenten ($G*\sin\psi_P$).

Normalspannung: $\sigma = \dfrac{G \cdot \cos\psi_p}{A}$

Scherspannung: $\tau_S = \dfrac{G \cdot \sin\psi_p}{A}$

G … Gewicht des Kluftkörpers
A … Größe der Aufstandsfläche
ψ_p … Neigung der Gleitfläche

In die Gleichung der Scherfestigkeit eingesetzt, ergibt sich folgende Beziehung:

$\tau \cdot A = c \cdot A + G \cdot \cos\psi_p \cdot \tan\varphi$ … gegen die Bewegung gerichtete Reibungskraft

$\tau_S \cdot A = G \cdot \sin\psi_p$ … hangabwärts gerichtete Scherkraft

Das Verhältnis von Festigkeit in der Gleitfläche (=Reibungskraft) und Beanspruchung der Gleitfläche (=Scherkraft), ergibt den Sicherheitsfaktor:

$$FS = \frac{Festigkeit}{Beanspruchung} = \frac{c \cdot A + G\cos\psi_p \tan\varphi}{G\sin\psi_p}$$

Wenn der Hang durch Regen oder Bergwasser wassergesättigt ist, verursacht das in die Trennflächen eingedrungene Wasser einen erheblichen Kluftwasserdruck, der die Standsicherheit deutlich herabsetzt. Für eine rechnerische Annäherung wird der Rutschkörper als impermeabel angenommen. Das Bergwasser befindet sich nur im Hauptabbruch am Gipfel – die Bruchfläche wäre in diesem Fall ein Zugriss – und in der angenommenen Gleitfläche. Am Hangfuß tritt es aus und wird nicht zurückgestaut. Es ergibt sich für den Maximaldruck ($p = \gamma_W h_W$) an der Basis des Zugrisses der Wasserdruck V im Zugriss und der Wasserdruck in der Gleitfläche U:

$$V = \frac{1}{2}\gamma_W h_W{}^2 \;;\; U = \frac{1}{2}\gamma_W h_W A$$

h_W … Höhe des Wasserspiegels im Zugriss

γ_W … spezifisches Gewicht des Wassers

Der Sicherheitsfaktor bei Kluftwasserdruck und vertikalem Zugriss wird wie folgt angegeben:

$$FS = \frac{c \cdot A + (G\cos\psi_p - U - V\sin\psi_p)\tan\varphi}{G\sin\psi_p + V\cos\psi_p}$$

Die Untersuchung wird zweidimensional ausgeführt und die Abmessungen beziehen sich daher auf einen 1 m breiten Profilschnitt durch die Rutschung.

9.2 Rückrechnung der Festigkeitsparameter bei Gleiten auf einer ebenen Fläche

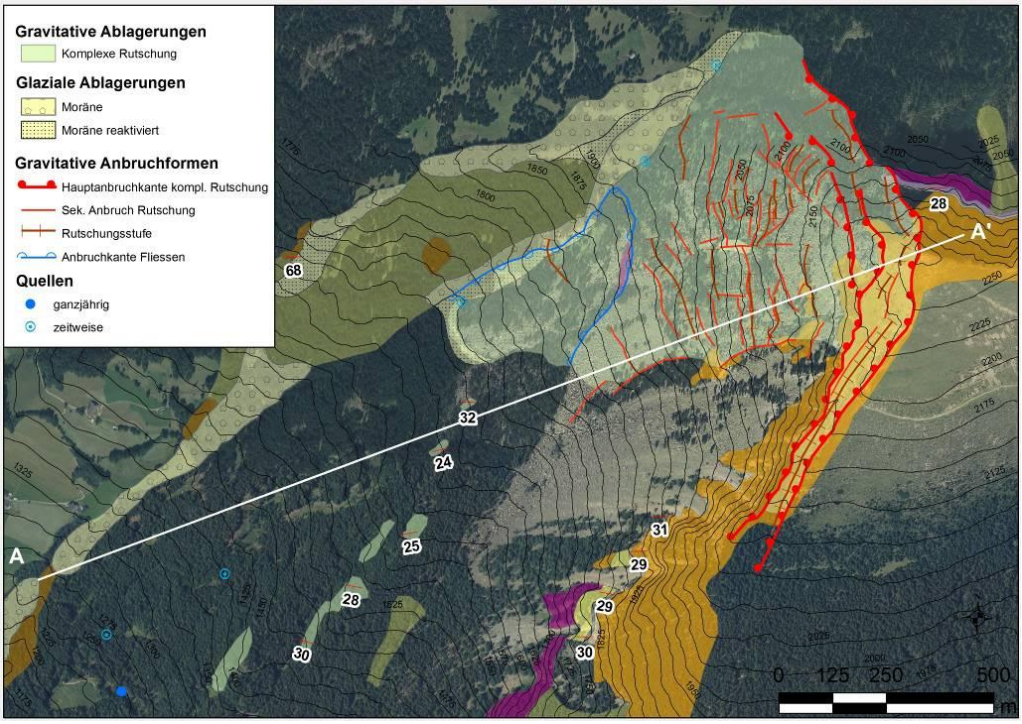


Abb. 80: Geologische Karte mit der Lage des Profils

9.2.1 Der Zugriss verläuft bis zum Lapilli-Tuff der basalen Lieg Formation

Am Gipfel verläuft die steile Bruchfläche parallel zum stark persistenten Trennflächensystem (K3) durch die homogenen Lapilli-Tuffe der Auer- und Lieg Formation (ca. 230 m) bis zum deutlich weniger festen basalen Lapilli-Tuff der Lieg-Formation (siehe Abb. 80, 81). Für die Rückrechnung bei ebenem Gleiten (Sicherheit = 1,0) wird an dieser Stelle ein vertikaler Zugriss angenommen. Da es keine Informationen über den Grundwasserspiegel zur Zeit des Versagens gibt, wird der Zugriss jeweils ohne Wasser, halb voll und voll untersucht. Die Gleitfläche liegt zur Gänze im basalen

Lapilli-Tuff der Lieg Formation und hat eine Neigung von 18° und eine Länge von ca. 800 m. Die Böschungshöhe beträgt ca. 490 m.
Für diese Rutschung ist weder der kritische Reibungswinkel noch die Kohäsion bekannt. Daher wird die gegenseitige Abhängigkeit dieser beiden Festigkeitsparameter für den Fall, dass der Zugriss bis zum basalen Lapilli-Tuff der Lieg Formation verläuft, untersucht. Aufgrund des Tilt-Tests im Gelände wird die Kohäsion für einen Reibungswinkelbereich von 24°-33° und unterschiedlichem Wasserspiegelstand im Zugriss untersucht.

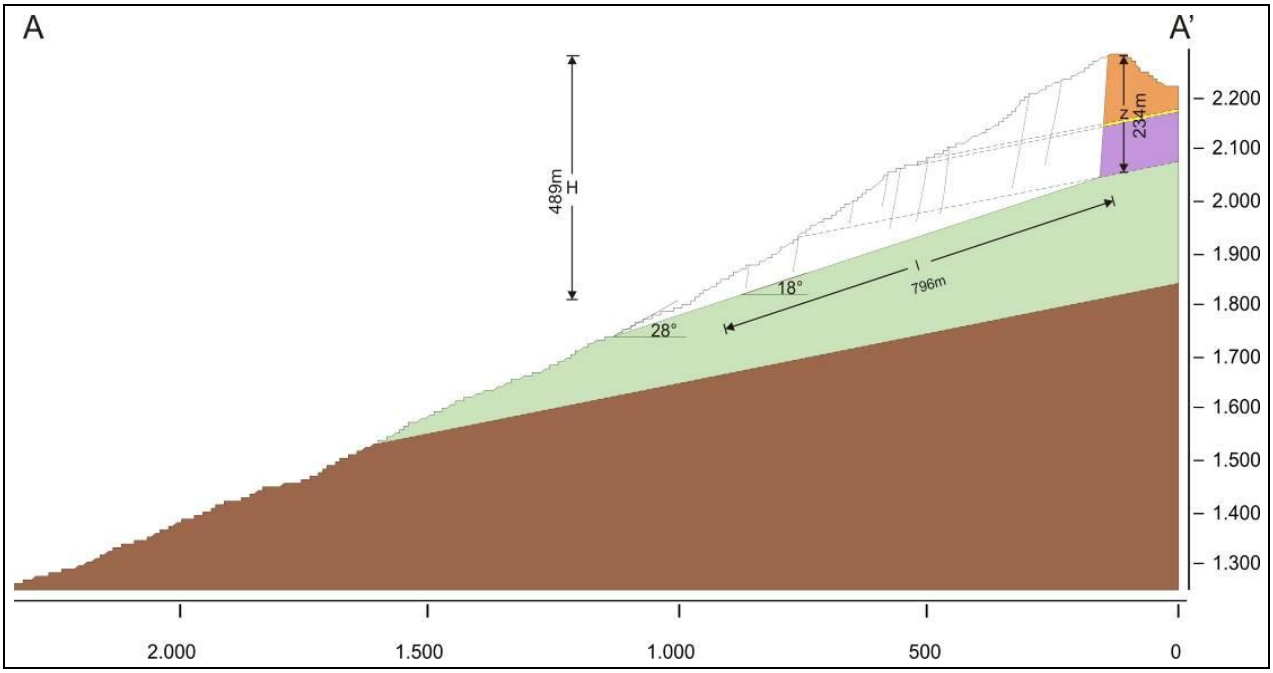


Abb. 81: Profil durch die Rutschung mit den Abmessungen des Rutschungskörpers. Der Zugriss am Gipfel verläuft durch beide homogenen Lapilli-Tuffe bis zur basalen Lieg-Formation.

Parameter	ohne Kluftwasserdruck	mit haben Kluftwasserdruck	mit vollen Kluftwasserdruck	
γ (spez. Gewicht)	0.0255	0.0255	0.0255	MN/m^3
Gleitfläche	796	796	796	m^2/lfm
Volumen	85173	85173	85173	m^3/lfm
Masse	221450185	221450185	221450185	kg/lfm
G (Gewichtskraft)	*2172.43*	*2172.43*	*2172.43*	MN/lfm
V (Wasserdruck im Zugriss)		*68.445*	*273.78*	MN//lfm
U (Wasserdruck in der Gleitfläche)		*465.66*	*931.32*	MN//lfm

Tab. 22: Aus den Abmessungen der Rutschung mit bis zur lithologischen Grenze der homogenen zur basalen Lieg Formation entwickelten Zugriss und für das Versagen durch Gleiten ermittelte Gewichtskraft und Wasserdrücke in der Gleitfläche. Die Parameter beziehen sich auf einen 1 m breiten Profilschnitt.

Ergebnisse:
Die Parameterstudie der in Tab. 22 ersichtlichen Werte zeigt für trockene Bedingungen, wie erwartet, dass der Reibungswinkel von 18° gleich der Neigung der Gleitfläche bei Kohäsion = 0 ist:

$$FS = \frac{\tan\varphi}{\tan\psi_p} = 1$$

$$\Rightarrow \varphi = \psi_p$$

Bei halbem Wasserstand beträgt die Kohäsion für einen Reibungswinkel von 24°, 42 kPa. Bei vollem Wasserstand beträgt die Kohäsion für einen Reibungswinkel von 24°, 583 kPa und für den Reibungswinkel von 33°, 314 kPa.

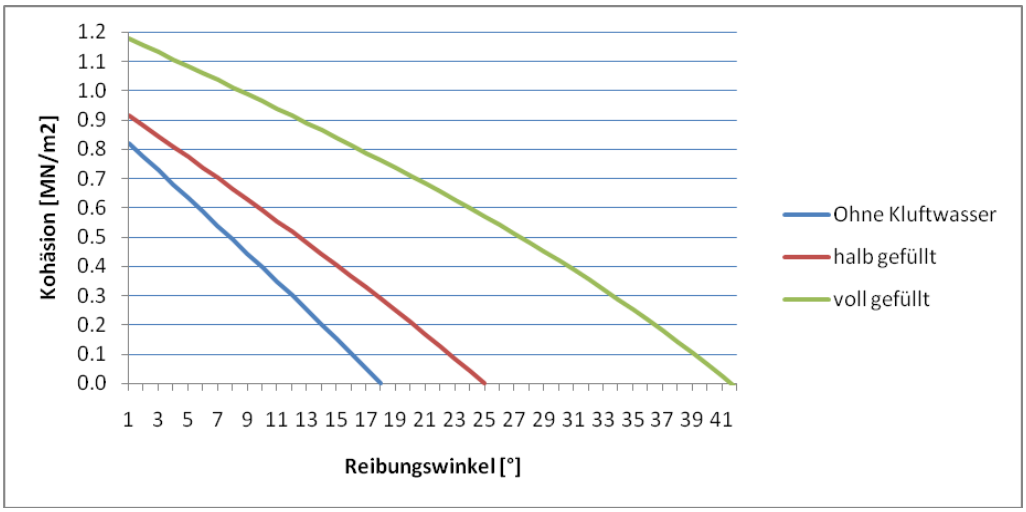


Abb. 82: Verhältnis zwischen dem Reibungswinkel und der Kohäsion bei unterschiedlichem Wasserdruck für die untersuchte Böschungsgeometrie (Zugriss verläuft bis zum Lapilli-Tuff der basalen Lieg Formation) und die Sicherheit 1,0.

Die einfache Annäherung für das Versagen durch Gleiten auf einer ebenen Bruchfläche (siehe Abb. 82) zeigt, dass für die dargestellte Geometrie (Abb. 81), wo der Zugriss sich durch die beiden homogenen Lapilli-Tuffe bis zum basalen Lapilli-Tuff der Lieg Formation entwickelt, das ebene Gleiten nur bei zumindest teilweise gesättigtem Hang erfolgen kann. Ohne Wassereinfluss erreicht der rückgerechnete Reibungswinkel nicht den mittels Tilt-Tests im Gelände ermittelten Reibungswinkelbereich von 24°-33°.

9.2.2 Der Zugriss verläuft bis zur lithologischen Grenze und Formationsgrenze zwischen dem Lapilli-Tuff der Auer Formation und dem Konglomerat der St. Vigil Formation

Der Zugriss am Gipfel verläuft 143 m durch den homogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation, bis zum deutlich weicheren 5-10 m mächtigen alterierten Lapilli-Tuff derselben Formation und dem ca. 30 m mächtigen Grobkonglomerat der St. Vigil Formation (siehe Abb. 83). Die Gleitfläche verläuft sowohl durch den homogenen- als auch durch den basalen Lapilli-Tuff der Lieg Formation und ist 23° steil.
Es wird die Abhängigkeit der beiden Festigkeitsparameter voneinander für Grenzgleichgewicht und den Fall, dass der Zugriss bis zum homogenen Lapilli-Tuff der Lieg Formation verläuft und die Festigkeiten im homogenen und im basalen Lapilli-Tuff der Lieg Formation gleich sind, untersucht.

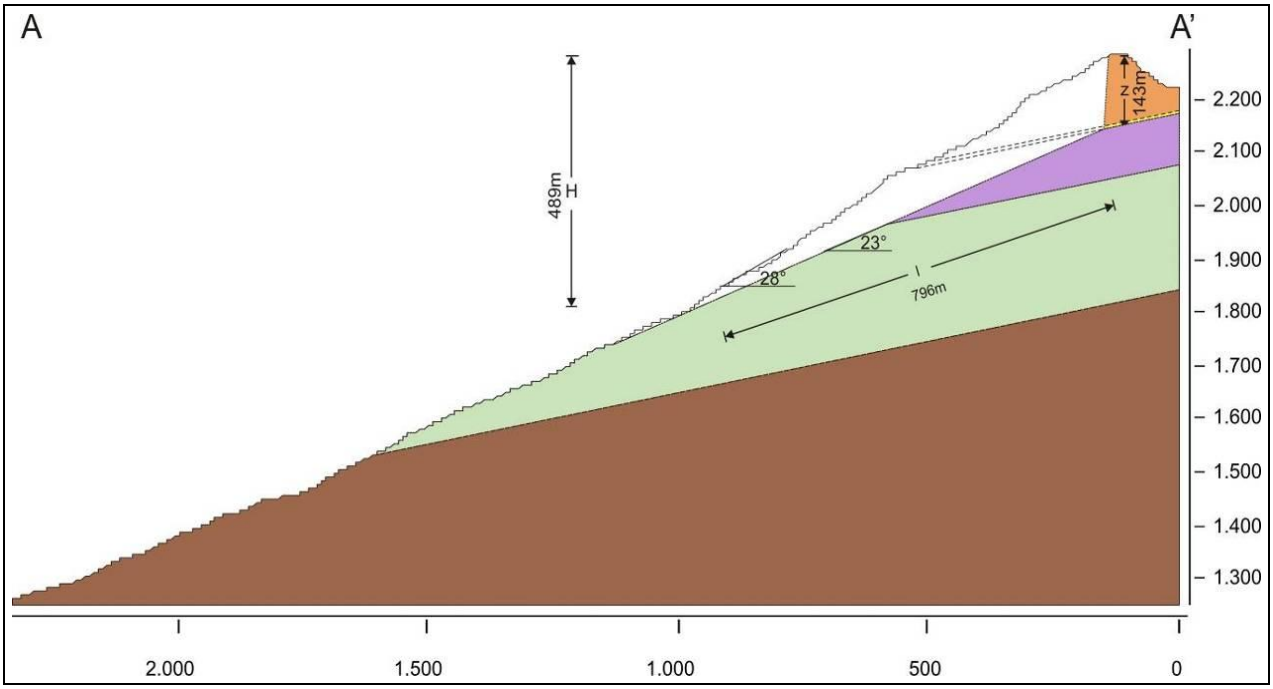


Abb. 83: Profil durch die Rutschung mit den Abmessungen des Rutschungskörpers. Der Zugriss am Gipfel verläuft durch den homogenen Lapilli-Tuff der Auer Formation.

Parameter	ohne Kluftwasserdruck	mit haben Kluftwasserdruck	mit vollen Kluftwasserdruck	
γ (spez. Gewicht)	0.0255	0.0255	0.0255	MN/m^3
Gleitfläche	776	776	776	m^2/lfm
Volumen	31188	31188	31188	m^3/lfm
Masse	81089633	81089633	81089633	kg/lfm
G (Gewichtskraft)	795.49	795.49	795.49	MN/lfm
V (Wasserdruck im Zugriss)		25.56	102.25	MN/lfm
U (Wasserdruck in der Gleitfläche)		284.57	569.14	MN/lfm

Tab. 23: Aus den Abmessungen der Rutschung mit bis zur Formationsgrenze zwischen der Auer- und der Lieg Formation entwickelten Zugriss und für das Versagen durch Gleiten ermittelte Gewichtskraft und Wasserdrücke in der Gleitfläche. Die Parameter beziehen sich auf einen 1 m breiten Profilschnitt.

Ergebnisse:

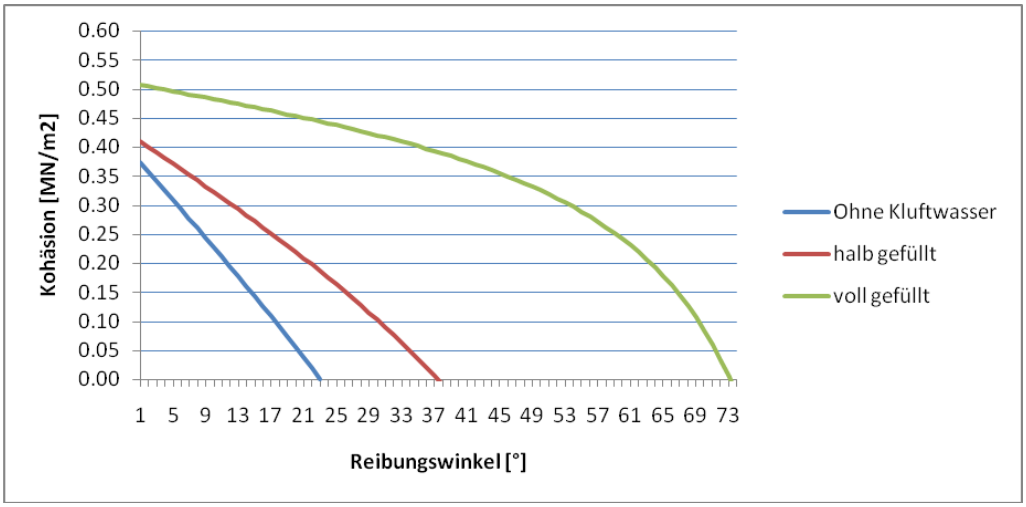


Abb. 84: Verhältnis zwischen dem Reibungswinkel und der Kohäsion bei unterschiedlichem Wasserdruck für die untersuchte Böschungsgeometrie und die Sicherheit 1,0.

Im Grenzgleichgewicht erreicht die Böschung mit zur Hälfte gefülltem Zugriss in einem Reibungswinkelbereich von 24° - 33° eine Kohäsion von 175 – 63 kPa. Bei voll gefülltem Zugriss und gleichen Reibungswinkeln ist eine Kohäsion von 440 – 408 kPa notwendig, um die Sicherheit 1,0 zu erreichen (siehe Abb. 84).
Die Parameterstudie der in der Tab. 23 angeführten Parameter zeigt, dass für die dargestellte Geometrie (Abb. 83) – der Zugriss entwickelt sich bis zur Lithologischen Grenze zwischen dem homogenen Lapilli-Tuff und dem Konglomerat im Liegenden – das ebene Gleiten nur bei zumindest teilweise mit Wasser gefülltem Zugriss und Wasserdruck in der Bruchfläche erfolgen kann. Die Werte sind gegenüber jenen, welche mit dem Zugriss bis zum Lapilli-Tuff der basalen Lieg Formation erhalten wurden, höher. Daher ist die in der Abb. 83 dargestellte Bruchfigur maßgeblich.

9.3 Ermittlung von Kohäsion und Reibungswinkel mittels des Hoek-Brown Kriteriums (Hoek et al., 2002)

Für die Ermittlung der Festigkeitsparameter des Gebirges aus dem ermittelten GSI_r (residual GSI) (siehe Kap. 7.2) muss das Verhältnis der beiden Hauptspannungen welche in der potentiellen Gleitfläche herrschen, bestimmt werden bzw. gewählt werden. Diese größte in der Gleitfläche herrschende, kleinste Hauptnormalspannung, definiert die obere Grenze des Umlagerungsdruckes, bei welchem die äquivalenten Mohr-Coulomb Werte aus den Hoek-Brown Parametern sinnvoll bestimmt werden können und sollte für jeden Fall gesondert betrachtet werden (Wyllie & Mah, 2004). Die Berechnung erfolgt dabei nach den Gleichungen in Kap. 7.2.
Diese Festigkeitsparameter gelten nur für homogenes Gebirge, mit genügend starker Durchtrennung im Verhältnis zu den Abmessungen der Böschung. Die Böschung wird daher als einheitlich, aus einem Lapilli-Tuff aufgebaut betrachtet. Die notwendige Homogenität ist durch die starke Durchtrennung (Kap. 6.1.3) gegeben. Einerseits wird eine hypothetische Böschung aus dem homogenen Lapilli-Tuff und andererseits aus dem basalen Lapilli-Tuff angenommen (siehe Tab.

24). Die verwendeten GSI_r-Werte und Festigkeiten entsprechen den Parametern der Restscherfestigkeit. Die GSI_r-Werte und die m_i-Werte werden für beide Fälle mit denen für das Gestein angegebenen Extremwerten berechnet (Hoek & Brown, 1997).

	Fall A: homogener Lapilli-Tuff				Fall B: basaler Lapilli-Tuff			
GSI_r	20	20	25	25	15	15	20	20
m_i	8	18	8	18	8	18	8	18
Böschungshöhe [m]	489				489			
einaxiale Druckfest.	120				32			
σ'_{3max} [MPa]	8,6838	9,0345	8,8154	9,1614	7,5782	7,8935	7,7099	8,0212
Kohäsion C [MPa]	*1,332*	1,810	1,551	2,073	*0,662*	0,948	0,791	1,111
Reibungswinkel φ	*28*	35	30	37	*18*	25	20	26

Tab. 24: Aus dem allgemeinen Hoek-Brown Kriterium ermittelte äquivalente Mohr-Coulomb Parameter für die zwei verschiedenen Gebirge; die kleinsten Werte liefet der Fall B mit einem GSI_r-Wert von 15 und einem m_i-Wert von 8, siehe auch Tab. 19.

Ergebnisse:

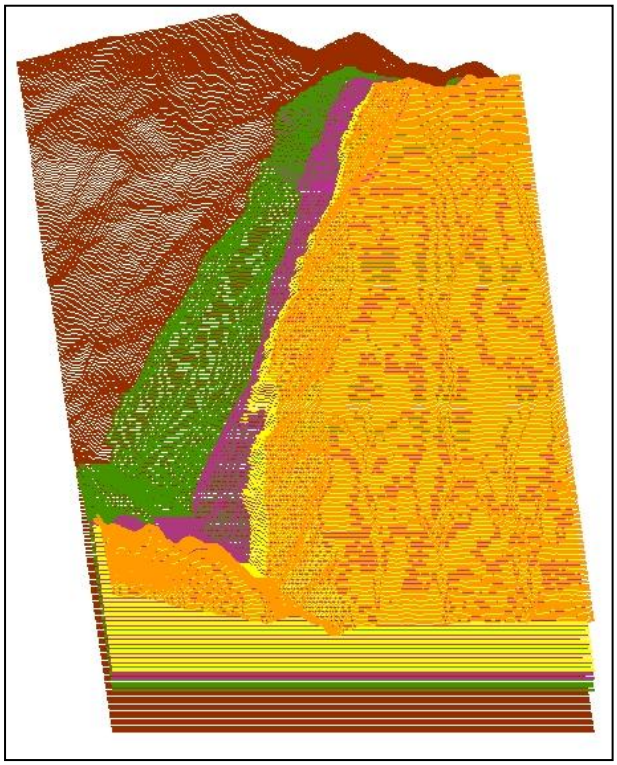
Bei der Ermittlung von Kohäsion und Reibungswinkel mittels des Hoek-Brown Kriteriums (Hoek et al., 2002) wurde das GSI_r verwendet und auf diese Weise die Restscherfestigkeit des Gebirges berechnet. Die erhaltenen äquivalenten Mohr-Coulomb Parameter für den Fall A sind mit Kohäsionen von 1,3 bis 2,1 MPa relativ hoch. Im Fall B – mit dem GSI_r von 15 und dem m_i von 18,– entspricht der Wert für die Kohäsion von 0,948 MPa (~0,95 MPa) bei einem Reibungswinkel von 25°, nicht den Festigkeitswerten der Rückrechnung für ebenes Gleiten (siehe Abb. 83; Abb. 84).

9.4 Standsicherheitsuntersuchung mit Clara-W

Das Grenzgleichgewichts-Programm „Clara-W“ (O. Hungr Geotechnical Research Inc. (OHGRI)) ist ein einfach zu bedienendes Programm, das Standsicherheiten bei verschiedenen elliptischen, ebenen oder kombinierten Gleitflächen- und Böschungsgeometrien in zwei oder drei Dimensionen berechnet. Im folgenden Kapitel werden die unterschiedlichen, mit den angeführten Methoden berechneten Festigkeiten in der Böschung der Rutschung am Gipfel mit diesem Standsicherheitsprogramm untersucht. Daraus sollten Rückschlüsse gewonnen werden, welche Methoden für die Bestimmung von Gebirgsparameter für Standsicherheitsuntersuchungen geeignet sind.

9.4.1 Die Eingangsdaten

Datengrundlage der Geländeoberfläche war ein Laserscan-Rasterdatensatz (siehe Abb. 1) (grid-Format, floatig points) und der Auflösung von 2,5*2,5 m. Dieses Format wurde in der Auflösung für die gegenständliche Fragestellung auf 10*10 m herabgesetzt, in ein Esri ASCII grid Format überführt und ins Surfer GRD-Format umgewandelt, welches ein vom Standsicherheitsprogramm lesbares Format ist.



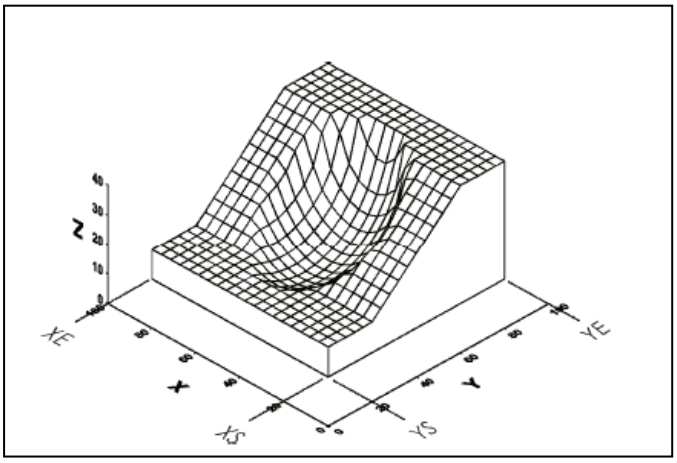


Abb. 85: Koordinatensystem und Gitteraufbau mit den Start- und Endpunkten (aus: Hungr, 2001) (rechts). Die Geländeoberfläche wurde für die Berechnung auf Grundlage des Laserscan-Rasterdatensatzes (siehe Abb. 1) erstellt und mit der kartierten Geologie (siehe Kap. 4.1) verschnitten (links).

Das ESRI ASCII Format definiert die Ausdehnung der Rasterdaten über die X- und Y-Koordinaten des unteren linken Eckes, der Anzahl der Reihen und Spalten und der Größe des Einzelpunktes im Raster (siehe Abb. 85). Die Z- Koordinaten (Höhenangabe) sind in Spalten von oben nach unten aufgelistet. Das Surfer GRD Format definiert XYZ- Minimal- und Maximalwerte und die Höhenangaben sind im Gegensatz zum ESRI Format von unten nach oben gelistet. Die Mindest- und Maximalwerte der Koordinaten müssen für jeden verwendeten Rasterdatensatz rechnerisch ermittelt werden und die Auflistung der Z-Koordinaten muss ebenfalls geändert werden. Nach der Vorarbeit kann das Gitter definiert werden, wobei das verwendete Gitter aus 400 Reihen in X-Richtung und 290 Spalten in Y-Richtung besteht. Die lithologischen Lagerungsverhältnisse wurden anschließend mit vier Profilen an definierten Stellen im aufgebauten Gitter eingezeichnet und mit der Geländeoberfläche verschnitten. Jede Schicht hat eigene isotrope Coulomb-Festigkeitsparameter. Einzig die Standsicherheitsuntersuchung mit den Werten aus dem Hoek-Brown Kriterium wurde mit einer homogen aufgebauten Böschung ermittelt.

9.4.2 Die Gleitfläche

Aufgrund der Kartierungsergebnisse und des als Rotationsgleiten angenommenen Versagensmechanismus wird die Gleitfläche als elliptisch mit zwei ebenen Begrenzungsflächen mit eigenen Festigkeitsparametern angenommen. Die ebene Fläche (discontinuity 1; 290/70), welche das Ellipsoid am Gipfel begrenzt, entspricht dem stark persistenten Trennflächensystem (K3) und ist genau dort positioniert, wo im Gelände die Scherfläche im Bereich des Gipfels liegt (siehe Kap. 8.4.2.1). Die zweite ebene Fläche (discontinuity 2; 180/25) im N bildet den Verschnitt der elliptischen Gleitfläche mit der lithologischen Grenze und Erosionsdiskordanz zwischen dem variszisch metamorphen Brixner Quarzphyllit und den überlagernden permischen Surgeablagerungen der basalen Lieg Formation. Diese Orientierung entspricht ungefähr der Sedimentären Schichtung und dem Trennflächensystem (K1). Beide Diskontinuitäten haben in der

Berechnung mit den Parametern aus der zweidimensionalen Rückrechnung (siehe Kap. 9.1.1) eine angenommene Kohäsion von 15 kPa und einen Reibungswinkel von 24°, welcher dem schlechtesten im Gelände durch den Tilt-Test ermittelten Reibungswinkel entspricht (siehe Kap. 6.1.9). Die Standsicherheitsuntersuchungen der Festigkeiten welchen das Hoeck-Brown Kriterium und das RMR zu Grunde liegt, wurden mit Diskontinuitäten gemacht, welche dieselben Festigkeiten wie das Gebirge aufweisen. Die Begrenzung der elliptischen Gleitfläche wird einzig durch diese zwei Flächen getroffen, welche aufgrund der geologischen und geotechnischen Kartierung (siehe Kap. 4 und Kap. 6), bzw. der detailierten Untersuchung dieser Rutschung (siehe Kap. 8.4.2) lokalisiert werden können.
Die Lage der elliptischen Gleitfläche wurde mit der Option „search for the critical ellipsoid“ermittelt, bei welcher die Gleitflächengeometrie mit der geringsten Sicherheit automatisch gesucht wird. Die Lage der beiden Diskontinuitäten (siehe Abb. 86) ist jeweils als Punkt durch entsprechende x, y, z-Koordinaten und die Orientierung durch den Fallwinkel und die Fallrichtung definiert. Die Ellipse wird durch die Koordinaten des Mittelpunktes, dem Längen- zu Breitenverhältnis der Achsen und der Tangente an der Gleitfläche definiert.

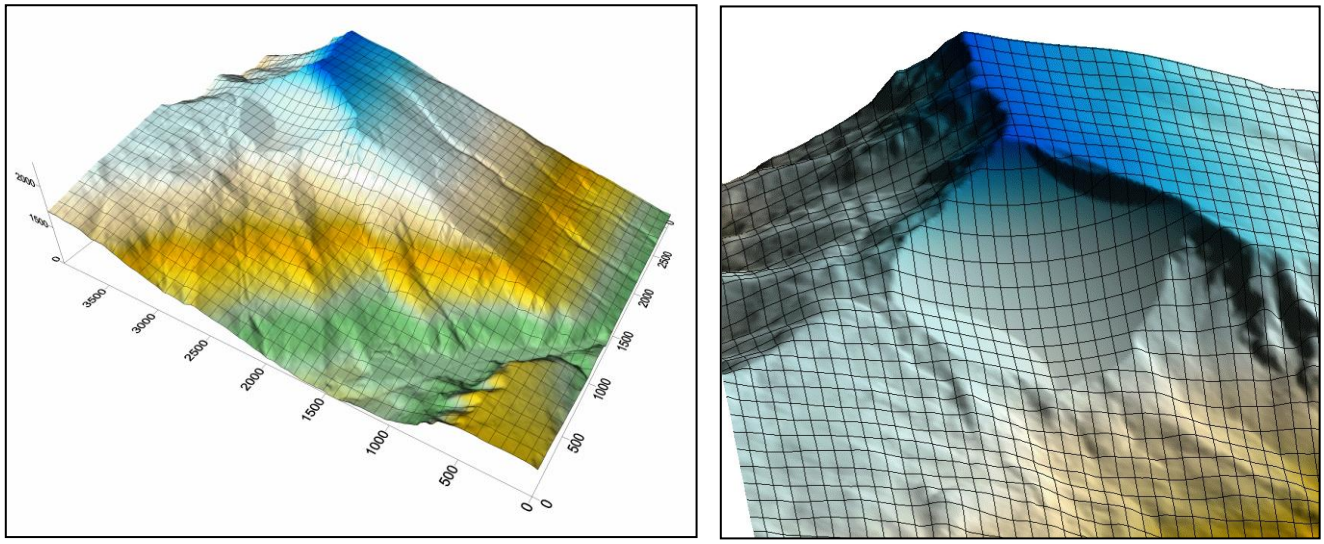


Abb. 86: Die untersuchte Gleitflächengeometrie des Kap. 9.3.3.1, Beispiel A. mit der Methode nach Spencer (Kap.9.3.3.1) der Rutschung am Gipfel mit Blick nach ENE (links) und E (rechts); die elliptisch-ebene Gleitfläche folgt im Gipfelbereich dem Trennflächensystem (K3), und an der nördlichen Begrenzung der Diskordanzfläche, zwischen dem basalen Lapilli-Tuff und dem Brixner Quarzphyllit; (topographische Basisdaten: siehe Abb. 1).

9.4.3 Die Berechnung

Die Berechnung erfolgt nach dem Lamellenverfahren; hierbei wird der zu untersuchende Körper in vertikale Prismen unterteilt. Jedes einzelne Prisma ist über das Eigengewicht und die Normal-, bzw. Scherspannungen entlang seiner vertikalen Begrenzungsflächen und des Gleitflächenabschnittes an der Basis jedes Prismas definiert.
Clara-W ermöglicht die Berechnung mit vier Standard Grenzgleichgewichtsmethoden:

- „Bishop‘ s simplified method“ und „Janbu simplified method“ mit einer Anpassung, um auch nicht-elliptische Gleitflächen zu berechnen
- „Spencer‘ s-“ und Morgenstern-Price method“ auf 3D angepasst.

Die Methoden unterscheiden sich in den Ansätzen zur Lösung des statischen Grenzgleichgewichtes. Die Methode nach Bishop nimmt an, dass die Kräfte zwischen den Lamellen horizontal sind, und zur Berechnung des Sicherheitsfaktors werden die vertikal wirkenden Kräfte summiert. Die Methoden nach Spencer und Morgenstern-Price betrachten sowohl das Kräfte- als auch das Momentengleichgewicht aller Prismen. Die Methode nach Spencer nimmt an, dass die Kräfte zwischen den Prismen eine bestimmte Richtung haben und parallel sind; der Winkel dieser Resultierenden wird nicht als gegeben angenommen sondern als Teil der Grenzgleichgewichts mit berechnet.
Alle Methoden sind jedoch für nicht-symmetrische Fragestellungen nicht vollständig genau, da keine Methode ein horizontales Kräftegleichgewicht und ein Momentengleichgewicht vollständig erfüllet, welches entlang einer vertikalen Achse oder einer Achse parallel zur Bewegungsrichtung rotiert ist. In der Berechnung mit dem Programm Clara-W, erkennen die ersten beiden Methoden, bei asymmetrischen Aufstellungen ein horizontal zur Versagensrichtung auftretendes Kräfteungleichgewicht und geben die Möglichkeit des Balancierens der Kräfte und der Korrektur des Sicherheitsfaktors. Das Ergebnis gilt nur als vertrauenswürdig, wenn der „bilanzierte“ und der konventionell berechnete Sicherheitsfaktor nicht stark voneinander abweichen (Hungr, 2001).

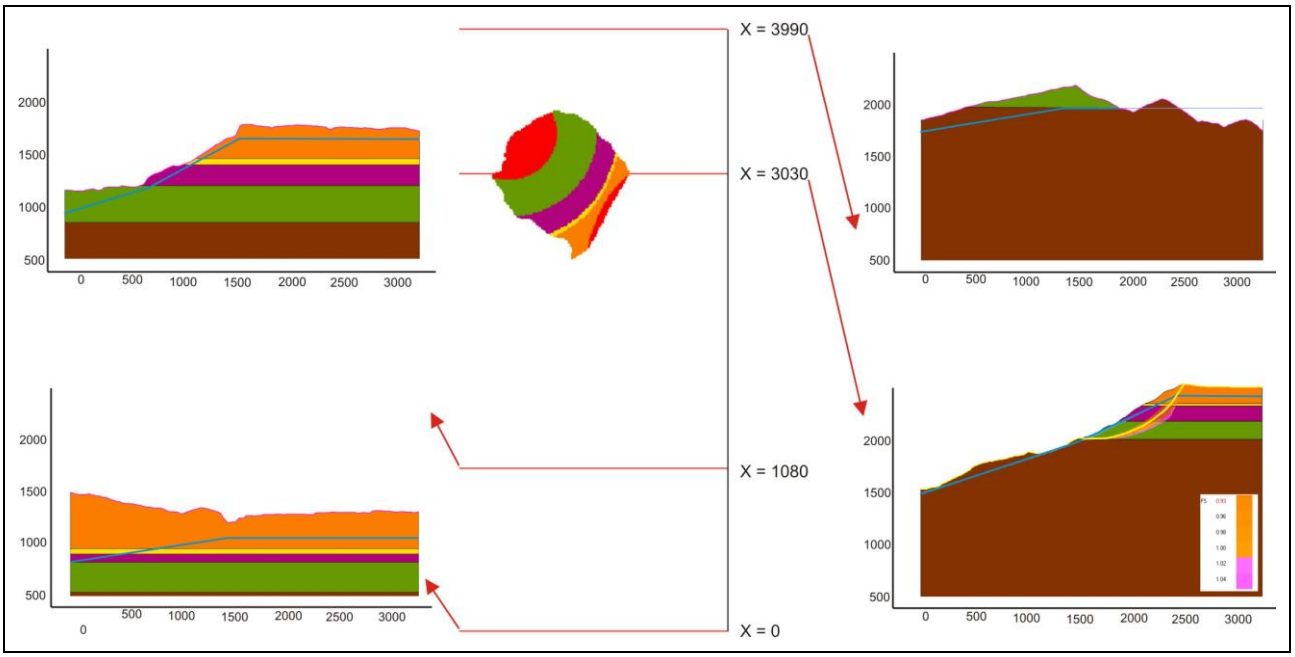


Abb. 87: Plan der Gleitfläche im verwendeten Gitter mit den vier Profilen, welche für die Rekonstruktion der lithologischen Lagerungsverhältnisse gezeichnet wurden. Die Gleitfläche wird jeweils von den zwei bereits erwähnten Diskontinuitäten (rot) mit eigenen Festigkeitsparametern begrenzt. Der angenommene Grundwasserstand, der in die Berechnung eingeht ist ebenfalls eingezeichnet. Der Verschnitt der Gleitfläche (Beispiel A. im Kap. 9.3.3.1) mit den Lithologien entspricht den verschiedenen Farben.

Bei den Berechnungen wurde ein hypothetischer Bergwasserstand mit einbezogen, dessen Höhe sich an die zweidimensionale Rückrechnung orientiert (siehe Abb. 84). Der Wasserstand erreicht an der Scherfläche am Gipfel (entspricht ca. der halben Höhe der Mächtigkeit der homogenen Auer Formation am Gipfel) ca. die halbe Höhe und der Wasserspiegel wird so gewählt, dass das

Bergwasser am Böschungsfuß (unteres Ende der Scherfläche) austritt. Dieser Bergwasserstand, der in Abb. 88 dargestellt ist, wird bei allen folgenden Beispielen gleich angenommen, unabhängig von der in den unterschiedlichen Beispielen leicht abweichenden Geometrie der Gleitfläche.

9.4.3.1 Untersuchungen der Festigkeitsparameter in dreidimensionaler Aufstellung

A. Parameter aus der Rückrechnung für ebenes Gleiten mit Coulomb' schem Verhalten (siehe Kap. 9.1.1)

Die Gleitflächengeometrie ist durch die zwei Diskontinuitäten definiert und die tiefe bzw. die Form der elliptischen Gleitfläche wird mit der Option „auto search" gesucht, wobei die Geometrie mit dem niedrigsten Sicherheitsfaktor gesucht wird. Die unterschiedlichen Berechnungsansätze der Methoden nach Bishop und Spencer, bedingt das ungleiche Volumen der Rutschkörper (siehe Tab. 25).

	Volumen der Rutschung	*Gewichtskraft der Rutschung*
Bishop	53330740 [m^3]	1386596000 [kN]
Spencer	44612420 [m^3]	1159922000 [kN]

Tab. 25: Volumen und Gewichtskraft der Rutschung für die Methoden nach Bishop und Morgenstern-Price.

Die ausgewählten Festigkeitsparameter (siehe Tab. 26) wurden in Anlehnung an die Werte aus der Rückrechnung für ebenes Gleiten gewählt, bei dem sich der Zugriss bis zur Formationsgrenze zwischen dem Lapilli-Tuff der Auer Formation und dem Grobkonglomerat der St. Vigil Formation entwickelt. Dabei erreicht die untersuchte Böschungsgeometrie im Grenzgleichgewicht, mit zur Hälfte gefülltem Zugriss, bei einem Reibungswinkelbereich von 24° - 33° eine Kohäsion von 175 – 63 kPa. Bei voll gefülltem Zugriss und gleichen Reibungswinkeln, die Kohäsion von 440 – 408 kPa (siehe Abb. 83, 84).
Die untersuchten Festigkeiten der Schichten wurden entsprechend der Rückrechnung als gleich angenommen und mit der Kohäsion von 175 kPa und dem Reibungswinkel von 24° gewählt. Die Kohäsion der Diskontinuitäten (15 kPa) wurde frei gewählt und sollten die Reibung an der Erosionsdiskordanz, bzw. an der Scherfläche mitberücksichtigen; der Reibungswinkel (24°) entspricht jenem des Tilt-Tests im Gelände. Die Festigkeit des Quarzphyllits wurde höher gewählt, da das Gebirge, im Gegensatz zu jenem der Lapilli-Tuffe nicht die deutliche und regelmäßige Durchtrennung zeigt, sondern eher kompakt erscheint.

	Gewichtseinheit [kN/ m^3]	Kohäsion [kPa]	Reibungswinkel [°]	Festigkeitsparameter ermittelt aus
Quarzphyllit	26	250	26	Annahme
basale Lieg Formation	26	175	24	Rückrechnung, Tilt-Test
homogene Lieg Formation	26	175	24	Rückrechnung, Tilt-Test
St. Vigil Formation	26	175	24	Rückrechnung, Tilt-Test
homogene Auer Formation	26	175	24	Rückrechnung, Tilt-Test
discontinuity 1		15	24	Annahme, Tilt-Test
discontinuity 2		15	24	Annahme, Tilt-Test

Tab. 26: Die Kohäsionen und Reibungswinkel wurden aufgrund der Ergebnisse aus den Untersuchungen der Scanlineaufnahme und der Rückrechnung für ebenes Gleiten gewählt.

Ergebnisse:

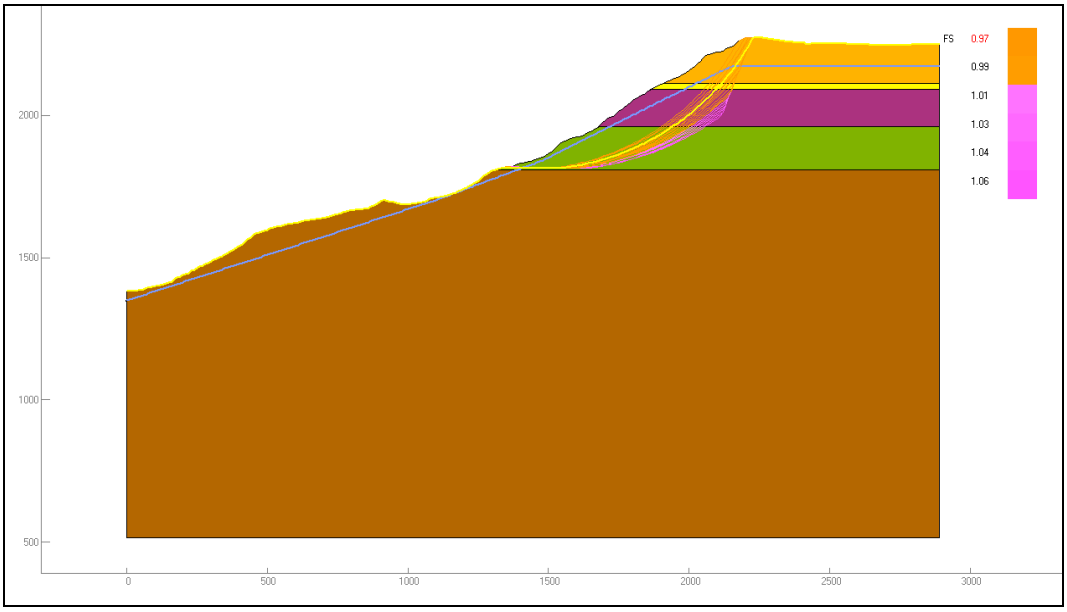


Abb. 88: Profil durch die Rutschung mit kritischer Gleitfläche und Bergwasserspiegel für die Berechnung mit der Methode nach Spencer.

	Bishop's Methode	*Spencer's Methode*
Ermittelte Sicherheit	***0,96***	***0,97***

Tab. 27: Ermittelte Sicherheiten mit den Parametern aus der Rückrechnung für ebenes Gleiten

Die dreidimensionale Standsicherheitsuntersuchung der Rutschung am Gipfel mit den Festigkeitsparametern aus der Rückrechnung für ebenes Gleiten ergibt bei beiden Methoden ähnliche Sicherheiten. Die Rutschung am Gipfel erreicht für die in Abb. 86 und Abb. 88 dargestellte Gleitflächengeometrie mit den untersuchten Festigkeitsparametern (siehe Tab. 26) und der Methode nach Bishop die Sicherheit 0,96 und mit der Methode nach Spencer die Sicherheit 0,97. Es wird somit das Grenzgleichgewicht erreicht und leicht unterschritten.

B. Parameter aus der Ermittlung von Kohäsion und Reibungswinkel mittels des Hoek-Brown Kriteriums (siehe Tab. 23)

Die ausgewählten Festigkeitsparameter (siehe Tab. 29) entsprechen den Festigkeiten aus der Ermittlung mittels des Hoek-Brown Kriteriums mit Anwendung des „residual GSI“ (siehe Tab. 16) und dem Fall der einheitlichen Böschung, die einzig aus einem Gestein (basaler Lapilli-Tuff) besteht. Der GSI_r-Wert beträgt für diesen Fall 15 und der m_i-Wert 18. Aufgrund der einheitlichen Böschung ist der kritische Gleitkreis bei beiden Methoden etwas größer (siehe Tab. 28). Die Anwendung des Hoek-Brown Kriteriums ist wie in den Kapiteln 7.2 und 9.2 bereits erläutert nur im ausreichend stark durchtrennten Gebirge sinnvoll. Es ist Voraussetzung, dass

nicht die Trennflächenorientierung oder die unterschiedlichen Lagerungsverhältnisse das Gebirgsverhalten bestimmen, sondern das Gebirge sich homogen verhält. Daher werden die Diskontinuitäten mit denselben Festigkeiten angegeben wie das zu untersuchende Gebirge.

	Volumen der Rutschung	*Gewichtskraft der Rutschung*
Bishop	54148950 [m^3]	1407870000 [kN]
Spencer	53486390 [m^3]	1390646000 [kN]

Tab. 28: Volumen und Gewichtskraft der Rutschung für die Methoden nach Bishop und Morgenstern-Price.

Die Unterschiede im Volumen der Rutschmasse ergeben sich aufgrund der leicht abweichenden kritischen Gleitflächengeometrie bei der Berechnung mit den zwei Methoden (siehe Tab. 28).

	spez. Gewicht [kN/ m^3]	Kohäsion [kPa]	Reibungswinkel [°]	Festigkeiten ermittelt aus
einheitlich aufgebaute Böschung	26	948	25	Hoek-Brown
discontinuity 1		948	25	Hoek-Brown
discontinuity 2		948	25	Hoek-Brown

Tab. 29: Die untersuchten Festigkeitsparameter entsprechen den äquivalenten, aus dem Hoek-Brown Kriterium berechneten Mohr-Coulomb Parametern für eine einheitliche Böschung.

Die ausgewählte äquivalente Kohäsion von 948 kPa ist zwar nicht die niedrigste (siehe Tab. 24) der Reibungswinkel von 25° entspricht aber jenem, welcher im Gelände festgestellt wurde.

Ergebnisse:

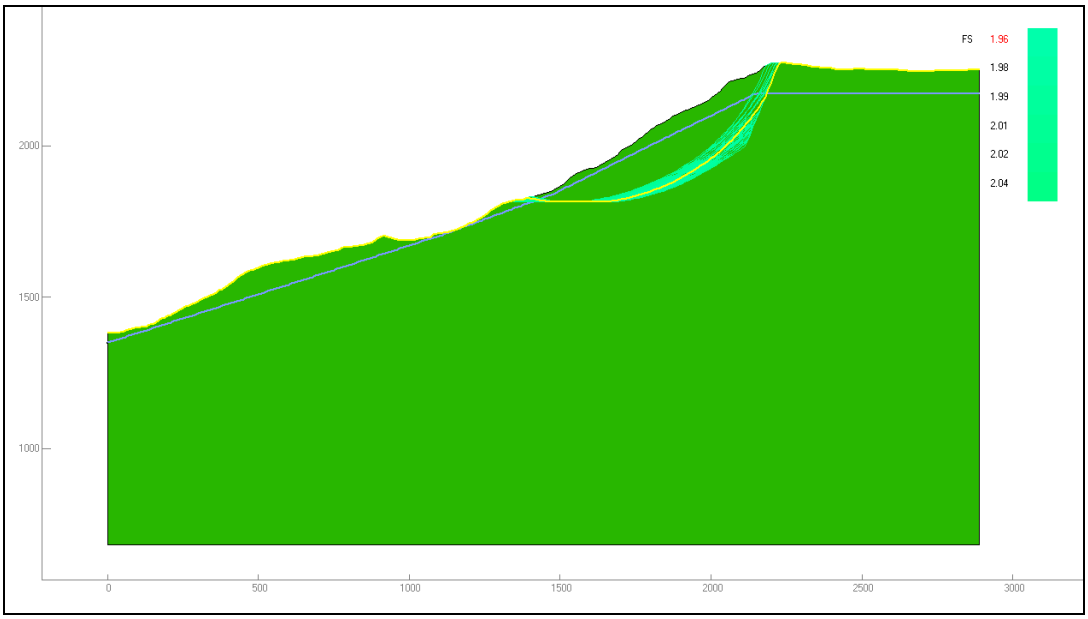


Abb. 89: Profil durch die Rutschung mit kritischer Gleitfläche und Piezometerfläche für die Berechnung mit der Methode nach Bishop.

	Bishop's Methode	*Spencer*
Ermittelte Sicherheit	***1,96***	***1,98***

Tab. 30: Ermittelte Sicherheiten mit den äquivalenten Mohr-Coulomb Parametern nach dem Hoek-Brown Kriterium.

Die dreidimensionale Standsicherheitsuntersuchung mit den Festigkeitsparametern aus dem Hoek-Brown Kriterium ergibt die Sicherheit von 1,96 für die Methode nach Bishop und die Sicherheit von 1,98 für die Methode nach Spencer. Aufgrund der angenommenen einheitlichen Festigkeit Gebirges, ergibt die Berechnung der unsichersten Gleitflächengeometrie, eine vom Fall A (Parameter aus der Rückrechnung für ebenes Gleiten mit Coulomb‘ schem Verhalten) abweichende kritische Gleitflächengeometrie. Die beiden Diskontinuitäten stellen nur eine geometrische Grenzfläche dar und haben dieselben Festigkeiten (c=948 kPa, φ=25°) wie das homogene Gebirge (siehe Tab. 29).
Die untersuchten, äquivalenten Parameter ergeben für die Böschungsgeometrie der Rutschung von Außerraschötz die zweifache Sicherheit, wie die Berechnung mit den Parametern aus der Rückrechnung und sind für die Annahme des Grenzgleichgewichtes ungeeignet.

C. Parameter aus der Gebirgsklassifikation mit dem RMR (siehe Kap. 7.1)

	Volumen der Rutschung	*Gewichtskraft der Rutschung*
Bishop	40331610 [m^3]	1048620000 [kN]
Spencer	41899260 [m^3]	1089381000 [kN]

Tab. 31: Volumen und Gewichtskraft der Rutschung für die Methoden nach Bishop und Spencer.

	Gewichtseinheit [kN/ m^3]	Kohäsion [kPa]	Reibungswinkel [°]	Festigkeiten ermittelt aus
Quarzphyllit	26	250	26	Annahme
basale Lieg Formation	26	225	41	RMR
homogene Lieg Formation	26	261	43	RMR
St. Vigil Formation	26	225	41	RMR
homogene Auer Formation	26	257	43	RMR
discontinuity 1		entspricht dem Gebirge	entspricht dem Gebirge	RMR
discontinuity 2		entspricht dem Gebirge	entspricht dem Gebirge	RMR

Tab. 32: Die Kohäsionen und Reibungswinkel wurden aufgrund der Ergebnisse aus den Untersuchungen der Scanlineaufnahme und des RMR gewählt.

Die beiden Diskontinuitäten stellen nur eine geometrische Grenzfläche dar und haben dieselben Festigkeiten wie das Gebirge im entsprechenden Gleitflächenbereich.

Ergebnisse:

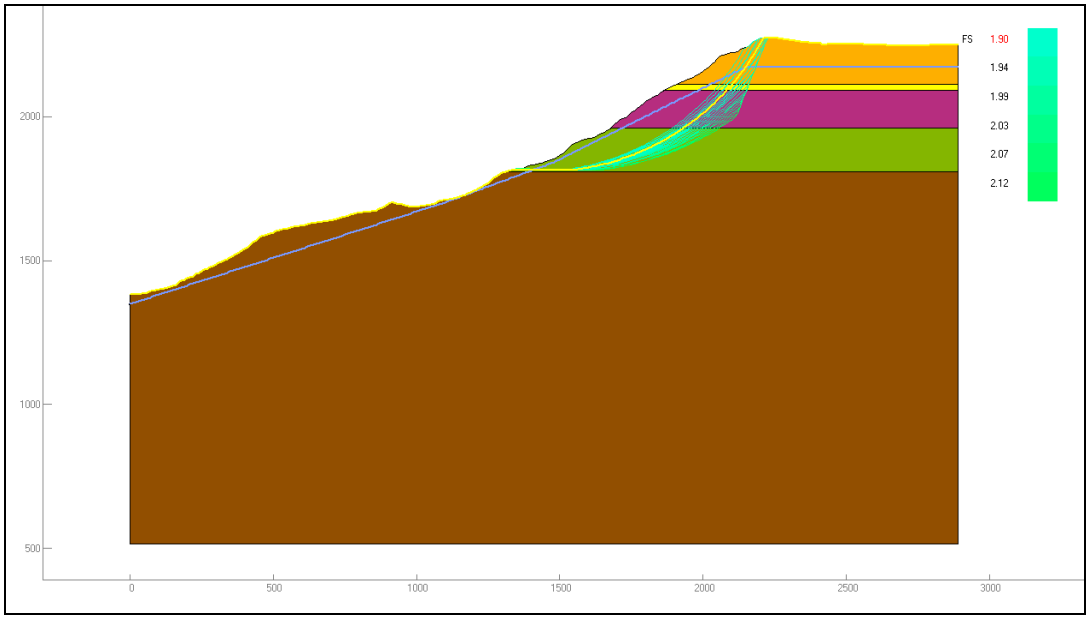


Abb. 90: Profil durch die Rutschung mit kritischer Gleitfläche und Piezometerfläche für die Berechnung mit der Methode nach Spencer.

	Bishop's Methode	*Spencer Methode*
Ermittelte Sicherheit	***1,89***	***1,90***

Tab. 33: Ermittelte Sicherheiten mit den Festigkeiten aus der RMR-Gebirgsklassifikation.

Sowohl die ermittelten Sicherheiten, die mit den Festigkeiten aus der Gebirgsklassifikation mit dem RMR erhalten wurden, als auch die Geometrien der kritischen Gleitfläche weichen stark von denen aus der Rückrechnung für ebenes Gleiten ab.
Bei dieser Rutschung sind die aus der RMR-Gebirgsklassifikation erhaltenen Festigkeiten für die Annahme des Grenzgleichgewichtes ungeeignet.

9.5 Interpretation der Standsicherheitsuntersuchungen

Die Festigkeitsparameter aus der zweidimensionalen Rückrechnung für ebenes Gleiten und der Annahme, dass ein hypothetischer Zugriss am Gipfel bis zur Formationsgrenze und lithologischen Grenze der Auer Formation und St. Vigil Formation verläuft (Kap 9.1.1.2), liefen für den Fall des bis zur Hälfte gefüllten Zugrisses eine gute Übereinstimmung mit der Untersuchung des Versagens durch Rotationsgleiten der dreidimensionalen Böschungsgeometrie mit dem

Grenzgleichgewichtsprogramm Clara-W. Die erreichte Sicherheit mit der Methode nach Bishop, liegt bei 0,96 und jene nach Spencer bei 0,98. Die kritische Gleitflächengeometrie (siehe Abb. 88) ist eher seicht und entwickelt sich ohne die Diskontinuität am Gipfel stark zu benutzen, regelmäßig und mit der Form eines Gleitkreises.

Die Festigkeitsparameter aus der Untersuchung mit dem Hoek-Brown Kriterium und dem GSI_r (Kap. 9.2), erbringen bei der Untersuchung des Versagens durch Rotationsgleiten der dreidimensionalen Böschungsgeometrie mit dem Grenzgleichgewichtsprogramm Clara-W die Sicherheit von 1,96 für die Methode nach Bishop und 1,98 für die Methode nach Spencer. Die Untersuchung zeigt für den spezifischen Fall dieser Rutschung, dass die Festigkeiten bei der Verwendung des „residual GSI" und der niedrigsten für den Lapilli-Tuff von Hoek & Brown, 1997 angegebenen m_i Werte mit dem Bergwasserstand (gemäß Abb. 89) nicht das Grenzgleichgewicht liefert. Der Reibungswinkel von 25° liegt zwar im Bereich des im Gelände mittels Tilt-Test festgestellten Winkels, die äquivalente Kohäsion ist mit 948 kPa deutlich zu hoch. Die kritische Gleitflächengeometrie erscheint aufgrund der beiden vorgegebenen Diskontinuitäten sowohl am Gipfel als auch an der Basis, selbst bei gleichen Festigkeitsparametern, etwa in gleichem Ausmaß abgeflacht. Diese Geometrie erklärt sich aufgrund der tieferen Lage der elliptischen Fläche im Verhältnis zum vorher beschriebenen Fall.

Die Ermittlung der Festigkeitsparameter aus der Gebirgsklassifikation nach Bieniawski, mit der Untersuchung nach Sen et al. (2003) liefert ebenfalls mit Sicherheiten von 1,89 und 1,90 hohe Werte und erscheint gleich wie die Untersuchung der Festigkeiten mit Verwendung des Hoek-Brown Kriterium ungeeignet zur Bestimmung des Grenzgleichgewichtes dieser Böschungsgeometrie. Die Kohäsionen liegen mit 225 – 261 kPa im Bereich von jenen, welche mit der zweidimensionalen Rückrechnung erhalten wurden, die Reibungswinkel von 41°- 43° sind jedoch deutlich höher.

Die Untersuchung der Gebirgsfestigkeiten aus dem Hoek-Brown Kriterium mit Verwendung des GSI und der Festigkeiten aus dem RMR berücksichtigt die Diskontinuitäten nur als geometrische Begrenzungen und nicht als eigene Festigkeitsgrenzen. Die dabei erhaltenen Sicherheiten liefern etwa die doppelte Sicherheit wie die Untersuchung der Festigkeiten aus der Rückrechnung mit Berücksichtigung von Diskontinuitäten mit eigenen Festigkeitsparametern.

Das Untersuchungsergebnis kann folgendermaßen interpretiert werden:

- das Versagen der Massenbewegung von Außerraschötz ist durch Trennflächen kontrolliert, welche zumindest am Übergang der Lapilli-Tuffe zum Quarzphyllit und an der Scherfläche am Gipfel deutlich die Festigkeit verringern;
- die untersuchten Gebirgsklassifikationen liefern für diese Böschungsgeometrie zu hohe Festigkeiten.

Weitere Untersuchungen müssen zeigen, wie stark die Rutschung am Gipfel von den Trennflächenorientierungen allgemein, und speziell von den Richtungen (K3: 290/70) und (K1: 180/25) kontrolliert wird, und ob Klassifikationssysteme, wie z.B. der GSI und das Hoek-Brown Kriterium oder die Gebirgsklassifikation nach Bieniawski, in großen Bereichen, wie z.B. Talflanken generell zu hohe Werte liefern.

10. Diskussion der Ergebnisse

Die im Rahmen dieser Arbeit erfolgte detailierte geologische Kartierung des Gebietes um Pontives hat eine einfache und relativ ungestörte, vulkano-sedimentäre Abfolge von drei Formationen (Lieg Formation, St. Vigil Formation und Auer Formation) aus dem Perm ergeben, die auf der Erosionsdiskordanz des metamorphen Grundgebirges des Brixner Quarzphyllits abgelagert wurde. Das Basement des Brixner Quarzphyllits bildet den liegendsten Teil im Kartierungsgebiet und ist in der untersten Grünschieferfazies metamorph geprägt. Die im Hangenden anschließende vulkano-sedimentäre Abfolge fällt im gesamten Gebiet relativ einheitlich mit 26-32° nach S ein und zeigt keine nennenswerten Mächtigkeitssprünge. Die Schichtenabfolge umfasst vom Liegenden zum Hangenden die rhyodazitischen Lapilli-Tuffe der Lieg Formation; es folgt das Grobkonglomerat der St. Vigil Formation, das nur entlang der „Torwand“ aufgeschlossen ist und im Gipfelbereich von Außerraschötz ausbeißt. Die Auer Formation im Hangenden besteht aus einem sehr harten und fest verschweißten rhyolithischen Lapilli-Tuff, der beim Geländetest mit dem Schmidt-Hammer und beim Pointload Test eine einaxiale Druckfestigkeit von 120-140 MPa liefert.
Die Lieg Formation wird in dieser Arbeit, im Unterschied zur „Geologischen Karte der westlichen Dolomiten“, aufgrund des verschiedenen Verschweißungsgrades in den homogenen Lapilli-Tuff im Hangenden und den basalen Lapilli-Tuff im Liegenden unterteilt; beide haben rhyodazitische Zusammensetzung. Der hangende Bereich ist ähnlich wie die Auer Formation stark verschweißt und zeigt beim Schmidt-Hammer Test und beim Pointload Test eine ähnlich hohe einaxiale Druckfestigkeit wie der homogene Lapilli-Tuff der Auer Formation, die im Bereich von 145-150 MPa liegt. Der basale Lapilli-Tuff der Lieg Formation wird aus verschiedenen Fließkörpern aufgebaut, die deutlich weniger verschweißt sind als die beiden zuvor beschriebenen Lapilli-Tuffe, und besteht im Liegenden aus Surge Ablagerungen mit rötlichen Vulkanitklasten. Die einaxiale Druckfestigkeit dieses Formationsbereiches beträgt 27-33 MPa, die Verwitterungsgrad ist größer (angewittert bis mäßig verwittert; siehe Kap. 6.1.7) und die Anzahl an Trennflächensystemen geringer (es wurden nur 3 erhoben, im Gegensatz zu den 7 Systemen bei den anderen Bereichen; siehe Kap. 6.1.1).
Dieser deutliche, auf den Verschweißungsgrad zurückzuführende Festigkeitsunterschied spiegelt sich auch in der Morphologie wieder, da die Hauptabbruchkanten um Pontives (Torwand und Steilböschung im S von Pontives), welche aus den homogenen Lapilli-Tuffen der Auer- und Lieg Formation aufgebaut sind, bis zu 100 m hoch und mit über 70° geneigt sind. Im Gegensatz dazu ist in der sich im W von der Hauptabbruchkante der Torwand befindenden Rinne der basale Lapilli-Tuff der Lieg Formation anstehend. Die Ausbildung der Rinne ist daher mit hoher Wahrscheinlichkeit auf selektive Erosion zurückzuführen.
Die Trennflächensysteme sind über das gesamte Arbeitsgebiet weitgehend einheitlich orientiert. Bei den im Allgemeinen steil bis senkrecht einfallenden Systemen handelt es sich in erster Linie um Klüfte und „strike-slip“ Harnischflächen die mehrfach reaktiviert wurden. Die subparallel zur Schichtung ausgebildeten Trennflächen zeigen hauptsächlich abschiebende Harnischflächen und dazu parallel orientierte Klüfte. Hervorzuheben ist der starke Durchtrennungsgrad des Gebirges in allen Bereichen, wobei das Trennflächensystem (K3) am stärksten durchtrennt ist. Alle Trennflächensysteme haben große bis sehr große Öffnungsweiten (1-5 mm). Die Klüfte haben keine Füllung und die Scherflächen der unverwitterten Harnischflächen zeigen Faserkristalle aus Kalzit oder glatt polierte tonige Beläge, was auch den niedrigen im Gelände mittels Tilt-Test festgestellten Reibungswinkel zweier Trennflächen erklärt. Die Rinne, bzw. der Bereich westlich davon zeigt im Verhältnis zu den Steilwänden eine ausgeprägtere Verwitterung. Im Allgemeinen

sind die Trennflächen trocken, werden allerdings hin und wieder durchströmt, was am braunen Oxidationsbelag vereinzelter Trennflächen zu erkennen ist.
Im flachen Talboden des Grödnertales, talaufwärts von den kartierten Rutschungen, wurde eine Bohrung bis zum anstehenden Lapilli-Tuff in einer Tiefe von 34,0 m abgeteuft. Damit sollten mögliche Anzeichen eines Rückstaus aufgrund eines Talverschlusses erkundet werden. Bei den entnommenen Sedimenten handelt es sich beim obersten Abschnitt um die sandigen und kiesreichen Ablagerungen eines „braided rivers“. Der im Liegenden anschließende Bereich ist deutlich feinkörniger und besteht vorwiegend aus siltigen Fein- bis Mittelsanden und bezeugt eine Periode mit niedriger Fließgeschwindigkeit. Allerdings fehlen konkrete Anzeichen einer Seebildung. Über dem anstehenden Lapilli-Tuff wurde ein stark kompaktiertes, siltig-sandiges Sediment mit Kiesfraktion angetroffen, das als Grundmoräne interpretiert wird.
Aus dem mittleren, feinkörnigen, aus siltigen Fein- bis Mittelsanden bestehenden Abschnitt wurden drei organische Proben mit der Radiokarbonmethode datiert. Alle drei Proben, die aus unterschiedlichen Tiefen stammen, sind im Fehler gleich alt und liefern Alter von 2170-2270 a. Der Vergleich mit anderen Datierungen aus der näheren Dolomitenumgebung zeigt, dass die Sedimentation in eine Zeit erhöhter Massenbewegungsaktivität (von 5800 – 2000 BP) fallen, bei welcher vordergründig Reaktivierungen bereits niedergegangener Massenbewegungen, Rotationsrutschungen und „flows“ dokumentiert wurden (Soldati et al., 2004; Borgatti & Soldati, 2005). Dieser Vergleich und die fehlende Seebildung lassen den Schluss zu, dass es keinen länger andauernden Talverschluss gegeben hat. Ein Szenario, bei welchem Sturzblöcke und Schutt in der Rinne instabil wurden und in Form von Muren ins Tal abgingen, gilt als das wahrscheinlichste.
Die detailiert erhobenen Versagensmechanismen und die flächendeckende Kartierung der Verteilung der Blockfelder mit Feinanteil und ohne Feinanteil erlauben es, das Gebiet in vier genetisch nicht zusammenhängende Bereiche (Zone A, B, C und D) aufzuteilen. Die Zone A wurde am detailliertesten untersucht und umfasst die Rutschung am Gipfel von Außerraschötz und die Rinne, die bis zur Ortschaft Pontives reicht. Aus vorangehenden Untersuchungen war vor dieser Arbeit nur bekannt, dass es sich um einen großen Bergsturz handeln sollte (Klebelsberg, 1935). Die rezenteste Untersuchung bezeichnet die Rutschung als „roto-translatorisch“ und sieht die Verteilung der Blockfelder und den Rückstau des Grödnerbaches im Zusammenhang mit der Rutschung. Eine aktive Zone, welche sich auf einen nicht näher definierten Kronenbereich beschränken soll, wurde dabei mittels L-Band Radarinterferometrie festgestellt (Corsini, 2007).
Die Kombination von detaillierter geologischer und geotechnischer Kartierung und GIS-gestützten Untersuchungen zeigt, dass der Versagensmechanismus des Hauptrutschungskörpers von jenem des Rutschungsfußes zu unterscheiden ist. Der unterste Fußbereich der Rutschung ist vollständig aufgelockert und überfährt die randlich anschließende Seitenmoräne mit Bewegungsgeschwindigkeiten von einigen Meter/a. Der Versagensmechanismus dieses Abschnittes ist aktives, langsames Fließen von Lockergestein. Der obere Fußbereich wird vom basalen Lapilli-Tuff aufgebaut, der wahrscheinlich den weichen Sockel für ein Versagen von „Hart auf Weich“ bildet. Der basale Lapilli-Tuff reagiert plastisch und begünstigt das Auflockern des überlagernden homogenen Lapilli-Tuffes der Lieg Formation entlang der bereits bestehenden subvertikalen Trennflächensysteme. Im oberen Bereich des Rutschungskörpers ist die Bewegung derzeit stabilisiert und zeigt keine Anzeichen von Aktivität im größeren Maßstab. Die prägenden Lithologien sind hier die beiden homogenen, stark verschweißten und sehr festen Lapilli-Tuffe mit dem dazwischengeschalteten und an dieser Stelle eher geringmächtigen bis ausgekeilten St. Vigil Konglomerat.

Der Versagensmechanismus dieses oberen Bereiches kann entweder als Rotationsgleitung, oder als „Rock Slumping“ interpretiert werden. Beide Versagensmechanismen führen zu einer ähnlichen Materialverlagerung und unterscheiden sich nur durch die Größe der an der Massenbewegung beteiligten Teilkörper.

Für ein Versagen in Form einer Rotationsgleitung, welches durch das homogene Gebirge kontrolliert wurde, spricht:

- die Rückrotation des Kronenbereiches um ca. 13°,
- die deutlichen Unterschiede im Größenverhältnis zwischen den durchschnittlichen Kluftabständen von 0,4–1,6 m und den Abmessungen der Böschung,
- die große Anzahl von 7 Trennflächensystemen,
- der ausgeprägte Durchtrennungsgrad aller Trennflächensysteme,
- die fast gleich große Festigkeit der beiden homogenen Lapilli-Tuffe, welche den Hauptteil, des Rutschungskörpers ausmachen und
- der Ausbiss der gekrümmten Gleitflächengeometrie am Hang im N der Rutschung, welcher nicht ausschließlich durch eine ebene Geometrie entstehen kann.

Für ein strukturell bedingtes Versagen spricht:

- die im begrenzten Gipfelbereich ausgeprägtere Durchtrennung des Trennflächensystems (K3: 290/70) im Verhältnis zu den anderen Trennflächen,
- die zum System (K3) parallel entwickelte Scherfläche am Gipfel,
- das mehr oder weniger parallele Streichen dieses Systems zum Streichen des Rutschungshanges und
- das mit ca. 70° steile Einfallen dieser hangparallelen (K3) Trennflächen aus dem Hang heraus, das den Mechanismus „Rock Slumping“ begünstigen würde.

In der Fortsetzung der Rutschung befindet sich eine kanalartige Rinne, die mit Blockwerk, welches aus aktiven Sturzprozessen von der Torwand stammt, und wahrscheinlich auch mit Sturzblöcken, welche aus dem Versagen eines instabil gewordenen, randlichen Teilbereiches der Rutschung stammen, bedeckt ist. Lithologisch ist der Bereich der Rinne aus den wenig festen, leicht erodierbaren und schwach verschweißten Surgeablagerungen des liegendsten Abschnittes der basalen Lieg Formation aufgebaut. Der untere Bereich der Rinne ist von kleinen Kanälen durchzogen, die von Randwallen gesäumt sind, entlang denen das Wasser bei Starkregen abfließt.

Die Versagensrichtung der Rutschung am Gipfel kann aufgrund der Kartierung in Richtung 260° angenommen werden. Es ist durchaus denkbar, dass bei genügend großer Wassersättigung Schuttströme und Muren vom unteren Abschnitt der Rinne abgegangen sind und die Talsohle mit Material aufgefüllt haben. Die Genese dieser kanalartigen und morphologisch ausgeprägten Struktur ist spekulativ. Sehr wahrscheinlich setzte sie sich vor dem Versagen der Felsrutschung von Außerraschötz nach N fort, sodass der Hang im Fußbereich der Rutschung steiler war und die Böschung instabil wurde. Somit wäre sie am ehesten als durch den Gletscher verursachte Ausschürfung zu erklären, bei welcher der Gletscher selektiv die weicheren Schichten des Brixner Quarzphyllits im W und besonders des im Bereich der Rinne anstehenden basalen Lapilli-Tuffes der Lieg-Formation erodiert hat. Mit dem Gletscherrückzug fehlte die Stützwirkung, der Hang wurde instabil und rutschte in den oberen Teil der Rinne.

Die Zone B bezeichnet ebenfalls eine stabilisierte Rutschung die sich über ein Areal von 0,38 km^2 im E von Pontives bis zum Talboden erstreckt. Das Versagen beschreibt eine felsmechanische Situation von „hart auf weich“ mit dem kompetenten und von Trennflächen durchtrennten Lapilli-Tuff der homogenen Auer Formation im Hangenden und dem weichen, plastisch deformierenden Sockel

des alterierten Lapilli-Tuffs der Auer Formation und des Grobkonglomerates der St. Vigil Formation im Liegenden.
Die Zone C erstreckt sich vom aktiven Rutschungsfuß der Rutschung am Gipfel bis zur Seitenmoräne, die den Rand der landwirtschaftlich genutzten Weiden säumt. Eine detailierte Kartierung der Blockfelder hat ergeben, dass die Blöcke in diesem Gebiet zum Großteil aus dem Lapilli-Tuff der Lieg Formation bestehen, die deutlich stärker verwittert sind als vergleichbare Blöcke weiter im E. Das Feinsediment der Sandfraktion in den Blockfeldern ist außerdem auch aus Brixner Quarzphyllit zusammengesetzt. Dies lässt die Schlussfolgerung zu, dass das Versagen nicht mit jenem der Rutschung zusammenhängt, denn die Sandfraktion im Bereich der Blockfelder der Rinne (Zone A) besteht ausschließlich aus Komponenten der Lapilli-Tuffe. Daher ist es durchaus denkbar, dass das Blockwerk in diesem Bereich, der bis zu St. Peter im Tal reicht, von dem Rücken im W der Rinne stammt und nicht unmittelbar mit dem Versagen der Rutschung zusammenhängt.
Bei der Zone D ist eine ähnliche Situation anzutreffen wie in der Zone C mit der kompetenteren Auer Formation im Hangenden sowie dem weicheren Grobkonglomerat bzw. dem alterierten Lapilli-Tuff im Liegenden. Morphologisch erkennt man eine Ausbruchsnische und der Verlauf des Grödnerbaches ist durch Trümmer und Blockwerk orographisch nach rechts versetzt.
Aus den geotechnischen Parametern und Eigenschaften wurde zur weiteren Charakterisierung des Gebirges im Bereich der großen Rutschung eine Gebirgsklassifikation nach Bieniawski durchgeführt. Die Gebirgsklassifikation liefert für alle Gebirge entlang der Steilkanten die Wertung „good rock“, wobei das Gebirge entlang der Rinne an der Grenze zum „fair rock“ liegt. Der deutliche Unterschied des Gebirges in der Rinne im Verhältnis zu jenem an der Torwand kommt bei der RMR-Wertung nicht zur Geltung.
Die Festigkeitsparameter des Gebirges wurden:

- aus der RMR-Wertung nach einer vielfach in der Literatur angegebenen linearen Beziehung, (Sen et al., 2003),
- mittels des allgemeinen Hoek-Brown Kriteriums für Böschungen auf Basis des GSI als auch des GSI_r
- sowie durch eine Rückrechnung der bewegten Masse für das Gleiten auf einer ebenen, neugebildeten Bruchfläche

ermittelt.
Der Vergleich der mittels der Gebirgsklassifikationen von Bieniawski (RMR) und dem Hoek & Brown Kriterium ermittelten Gebirgsparameter zeigt keine Übereinstimmung; weder im Vergleich der GSI-Werte, die direkt mit der geotechnischen Erhebung erhalten wurden, mit denen, welche aus dem RMR umgerechnet wurden, noch in den daraus berechneten Festigkeiten. Der Grund hierfür liegt im unterschiedlichen Zugang. Die Scherparameter aus dem RMR sind nach einer einfachen linearen Beziehung berechnet, wobei weder die RMR-Wertung noch diese Berechnung den Spannungszustand der Böschung mitberücksichtigen. Die Festigkeitsparameter aus dem GSI sind hingegen vom Spannungszustand in der Böschung abhängig.
Die Grenzgleichgewichtsuntersuchung einer Rotationsgleitung (dreidimensionale Böschungsgeometrie) mittels des Standsicherheitsprogramms Clara-W ergibt mit den Festigkeitsparametern aus der zweidimensionalen Rückrechnung für ebenes Gleiten mit einem angenommenen Bergwasserspiegel, sowohl mit der Methode nach Bishop (Sicherheit von 0,96), als auch mit der auf 0,97) das Grenzgleichgewicht. Dies rechtfertigt die Annäherung der Gebirgsparameter mit der zweidimensionalen Rückrechnung.

Die Untersuchung mit den Festigkeitsparametern aus dem allgemeinen Hoek-Brown Kriterium ergibt für die zwei Methoden jeweils die Sicherheit von 1,96 und 1,98 und jene mit den Festigkeitsparametern aus dem RMR, die Sicherheit von 1,89 und 1,90.

Die Untersuchung der Gebirgsfestigkeiten aus dem Hoek-Brown Kriterium mit Verwendung des GSI und der Festigkeiten aus dem RMR berücksichtigt die Diskontinuitäten nur als geometrische Begrenzungen und nicht als eigene Festigkeitsgrenzen. Die dabei erhaltenen Sicherheiten liefern etwa die doppelte Sicherheit wie die Untersuchung der Festigkeiten aus der Rückrechnung mit Berücksichtigung von Diskontinuitäten mit eigenen Festigkeitsparametern.

Die Standsicherheitsuntersuchung kann daher folgendermaßen interpretiert werden:

- das Versagen der Massenbewegung von Außerraschötz ist durch Trennflächen kontrolliert, welche zumindest am Übergang der Lapilli-Tuffe zum Quarzphyllit deutlich die Festigkeit verkleinern;
- die untersuchten Gebirgsklassifikationen liefern für die Böschungsgeometrie der Rutschung von Außerraschötz zu hohe Festigkeiten.

Weitere Untersuchungen müssen zeigen, wie stark die Rutschung am Gipfel von den Trennflächenorientierungen allgemein, und speziell von den Richtungen (K3: 290/70) und (K1: 180/25) kontrolliert wird, und in wie weit Klassifikationssysteme, wie z.B. der GSI und das Hoek-Brown Kriterium oder die Gebirgsklassifikation nach Bieniawski, in großen Bereichen, wie z.B. Talflanken generell zu hohe Werte liefern.

11. Zusammenfassung

Die markante Abrisskante, die von Außerraschötz bis nach Pontives zieht, ist weit bis ins äußere Grödnertal sichtbar. Bis zu hausgroße Blöcke aus Lapilli-Tuff bedecken ein zusammenhängendes Areal von ca. 3,7 km^2, das sich vom Gipfelbereich von Außerraschötz nach Westen zu den Höfen Ranatsch und Pramsol über die Köfelwälder bis zu den Ortschaften Pontives und St. Peter im Tal erstreckt und unter dem Namen „Bergsturz von Pontives“, bzw. „Bergsturz von Raschötz“ bekannt geworden ist (siehe geologische Karte im Anhang).

Die geologische und geomorphologische Kartierung im Rahmen dieser Arbeit zeigt eine Abfolge von relativ ungestörten und sehr einheitlich mit ca. 30° nach S einfallenden, permischen Lapilli-Tuffen, die auf der Erosionsdiskordanz des metamorphen Grundgebirges des Brixner Quarzphyllits abgelagert wurden. Die vulkanosedimentäre Schichtenabfolge umfasst im Liegenden die rhyodazitischen Lapilli-Tuffe der Lieg Formation, welche in dieser Arbeit aufgrund der unterschiedlichen Ausbildung und des unterschiedlichen Verschweißungsgrades in eine basale und eine homogene, stärker verschweißte Ausbildung unterteilt wurde. Diese Grenze ist auch morphologisch deutlich erkennbar. Der hangendste Bereich der stark verschweißten Ausbildung zeigt einen thermisch oder autosomatisch, entlang von Klüften alterierten Lapilli-Tuff, der die Formationsgrenze zum überlagernden, vulkanoklastischen Grobkonglomerat der St. Vigil Formation markiert. Diese schräg geschichteten, fluviatilen Ablagerungen treten nur lokal auf und keilen im nördlichen Bereich des Gipfels aus. Der einzige Aufschluss, wo die stratigraphische Abfolge rekonstruiert werden kann, befindet sich auf ca. 1800 m über dem Meeresspiegel entlang der Torwand. In diesem Aufschluss ist auch ein Vitrophyrhorizont aufgeschlossen, der die Basis des rhyolithischen Lapilli-Tuffs der Auer Formation markiert. Darüber folgt ein hellgrauer bis weißer, alterierter Lapilli-Tuff, der sehr reich an Hohlräumen (Flammen) ist und im ganzen Kartierungsgebiet anzutreffen ist. Den hangendsten Bereich bildet der ebenfalls fest verschweißte, homogene Lapilli-Tuff derselben Formation (siehe Abb. 6).

Die Lapilli-Tuffe sind im aufgenommenen Gebiet in der Regel von 3 bis 7 Trennflächensystemen (K1-K7) durchzogen, wobei flach bis mittelsteil nach S einfallende, steil nach NNE-SSW und NNW-SSE streichende und mittelsteile NE-SW und NW-SE streichende Orientierungen unterschieden werden können.

Die geotechnische Aufnahme der Gebirgseigenschaften zeigt mit Ausnahme von der Anzahl der unterschiedenen Trennflächensysteme – es werden je nach Gebiet zwischen drei und sieben Systeme gemessen – und des Verwitterungsgrades – der basale Lapilli Tuff der Lieg Formation ist stärker Verwittert – durchwegs ähnliche Werte. Ein deutlicher Unterschied ist hingegen in den einaxialen Druckfestigkeiten zu erkennen, die sowohl im Gelände mit dem Rückprallhammer als auch im Labor mittels Pointload-Test gemessen wurden. Dieser Unterschied – die Druckfestigkeit des homogenen Lapilli-Tuffs beträgt nur etwa ein Viertel der Druckfestigkeit des homogenen Lapilli-Tuffs – ist mit hoher Wahrscheinlichkeit die Ursache für den Unterschied in der Morphologie und in der Verwitterbarkeit innerhalb der Lieg Formation und erklärt auch die rinnenförmige Struktur, die vom südwestlichen Ende der Rutschung am Gipfel von Außerraschötz bis zur Ortschaft Pontives reicht. Dieser mit Stutzblöcken verfüllte Kanal wird als durch den Vorstoß des Eisackgletschers ausgeschürfter, weicherer Bereich interpretiert, bei welchem der Gletscher während der letzten Eiszeit über das Villnösstal im Bereich der Schgritter Wiesen bis ins Grödnertal vorgestoßen ist.

Die Kartierung der Steilböschungen (Torwand, Steilböschung im S von Pontives) hat eine Vielzahl an aktiven Sturzereignissen verschiedenster Größenordnungen ergeben, die von einfachem Steinschlag bis zu Felsstürzen reichen. In besonderem Ausmaß davon betroffen ist der Bereich der

Steilböschung, der südlich der Rutschung entlang der Torwand anschließt. Die hohe Dichte an Sturzereignissen würde es rechtfertigen, diesen Abschnitt genauer zu untersuchen, um festzustellen, ob der Hang auch im größeren Maßstab instabil ist, da die Scherfläche am Gipfel von Außerraschötz auch in den oberen Hangbereich dieses Bereiches verfolgbar ist.

Die detailliert erhobenen Versagensmechanismen und die flächendeckende Kartierung der Verteilung der Blockfelder mit Feinanteil und ohne Feinanteil erlauben es, das Gebiet in vier genetisch nicht zusammenhängende Bereiche aufzuteilen. Der am detailliertesten untersuchte Bereich umfasst die Rutschung am Gipfel von Außerraschötz und die Rinne. Der oberen Zone der Rutschung im Gipfelbereich von Außerraschötz können zwei mögliche Versagensmechanismen zugewiesen werden: einerseits erscheint eine Rotationsgleitung möglich, die den gesamten, homogen durchtrennten Körper erfasst, andererseits der Versagensmechanismus „Rock Slumping" kontrolliert durch die bevorzugte Durchtrennung des Trennflächensystems (K3). Der Fußbereich der Rutschung ist aktiv und versagt langsam durch Hangkriechen. Der unterste Bereich fließt langsam als Schuttstrom und arbeitet die Seitenmoräne ein.

Die drei weiteren unterschiedenen Bereiche im Kartierungsgebiet umfassen eine Rutschung im E von Pontives, die bis zum Talboden reicht, das Blockfeld im W von der Rinne, welches fast ausschließlich aus Blöcken des homogenen Lapilli-Tuffes der Lieg Formation besteht, und eine große Ausbruchnische im S von Pontives, an dessen Fußbereich der Verlauf des Grödenbaches durch Blockwerk orographisch nach rechts versetzt ist.

Im flachen Talboden des Grödnertals, talaufwärts von den kartierten Rutschungen, wurde eine 34,0 m tiefe Bohrung bis zum anstehenden Lapilli-Tuff abgeteuft. Damit sollten mögliche Anzeichen eines Rückstaus aufgrund eines Talverschlusses erkundet werden. Die Datierungen von drei organischen Proben und die fehlende Seetonbildung lassen den Schluss zu, dass die Talverflachung zwischen Pontives und St. Ulrich nicht aufgrund eines lang andauernden Rückstaus durch einen Bergsturz erfolgte, sondern eher auf mehrfache Schuttstöme und Muren aus der sedimentübersättigten Rinne zurückzuführen ist. Die Ortschaft Pontives liegt außerdem direkt auf einer murkopfartigen Struktur, welche aus der Rinne stammt und aus Blockwerk und Feinanteil besteht.

Die Ergebnisse der geotechnischen Erhebungen (Orientierung der Trennflächen, Abstand der Trennflächen, Durchtrennungsgrad, Öffnung der Trennflächen, Kluftrauigkeit Wellung, Kluftfüllung, Filtration, Verwitterungszustand), wurden dazu benutzt, eine Gebirgsklassifikation nach Bieniawski zu erstellen sowie den GSI-Wert zu erheben.

Der Vergleich der mittels der Gebirgsklassifikationen von Bieniawski (RMR) und dem Hoek & Brown Kriterium ermittelten Gebirgsparameter zeigt keine Übereinstimmung; weder im Vergleich der GSI-Werte, die direkt mit der geotechnischen Erhebung erhalten wurden, mit denen, welche aus dem RMR umgerechnet wurden, noch in den daraus berechneten Festigkeiten.

Die dreidimensionale Grenzgleichgewichtsuntersuchung einer Rotationsgleitung mittels des Standsicherheitsprogramms Clara-W ergab nach der Methode von Bishop und Morgenstern-Price, bzw. Spencer mit den Festigkeitsparametern aus der zweidimensionalen Rückrechnung für ebenes Gleiten mit wassergesättigter Böschung ebenfalls das Grenzgleichgewicht (Sicherheiten von 0,99 bzw. 1,01). Die Untersuchungen mit den Festigkeitsparametern aus dem allgemeinen Hoek-Brown Kriterium und aus dem RMR nach Sen et al. (2003) ergaben zu hohe Sicherheiten. Weitere Untersuchungen müssen zeigen, ob Klassifikationssysteme, wie z.B. der GSI und das Hoek-Brown Kriterium oder die Gebirgsklassifikation nach Bieniawski, in großen Talflanken generell zu hohe Werte liefern.

12. Anhang

Rückprall	nach unten		nach oben		horizontal
R	α = -90°	α = -45°	α = 90°	α = 45°	α = 0°
10	0	-0,8	---	---	-3,2
20	0	-0,9	-8,8	-6,9	-3,4
30	0	-0,8	-7,8	-6,2	-3,1
40	0	-0,7	-6,6	-5,3	-2,7
50	0	-0,6	-5,3	-4,3	-2,2
60	0	-0,4	-4,0	-3,3	-1,7

Tab. 32: Korrektur des Rückprallindex nach Barton N.R., Choubey V. (1977)

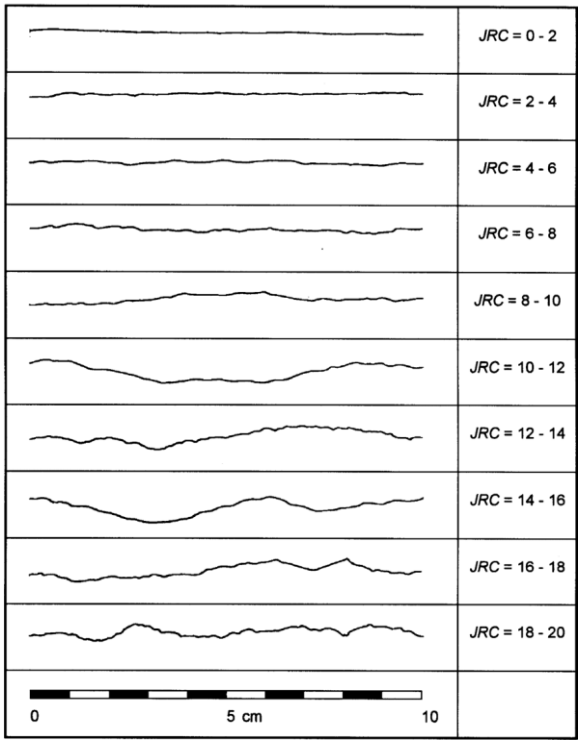


Abb. 90: JRC nach Barton (1974)

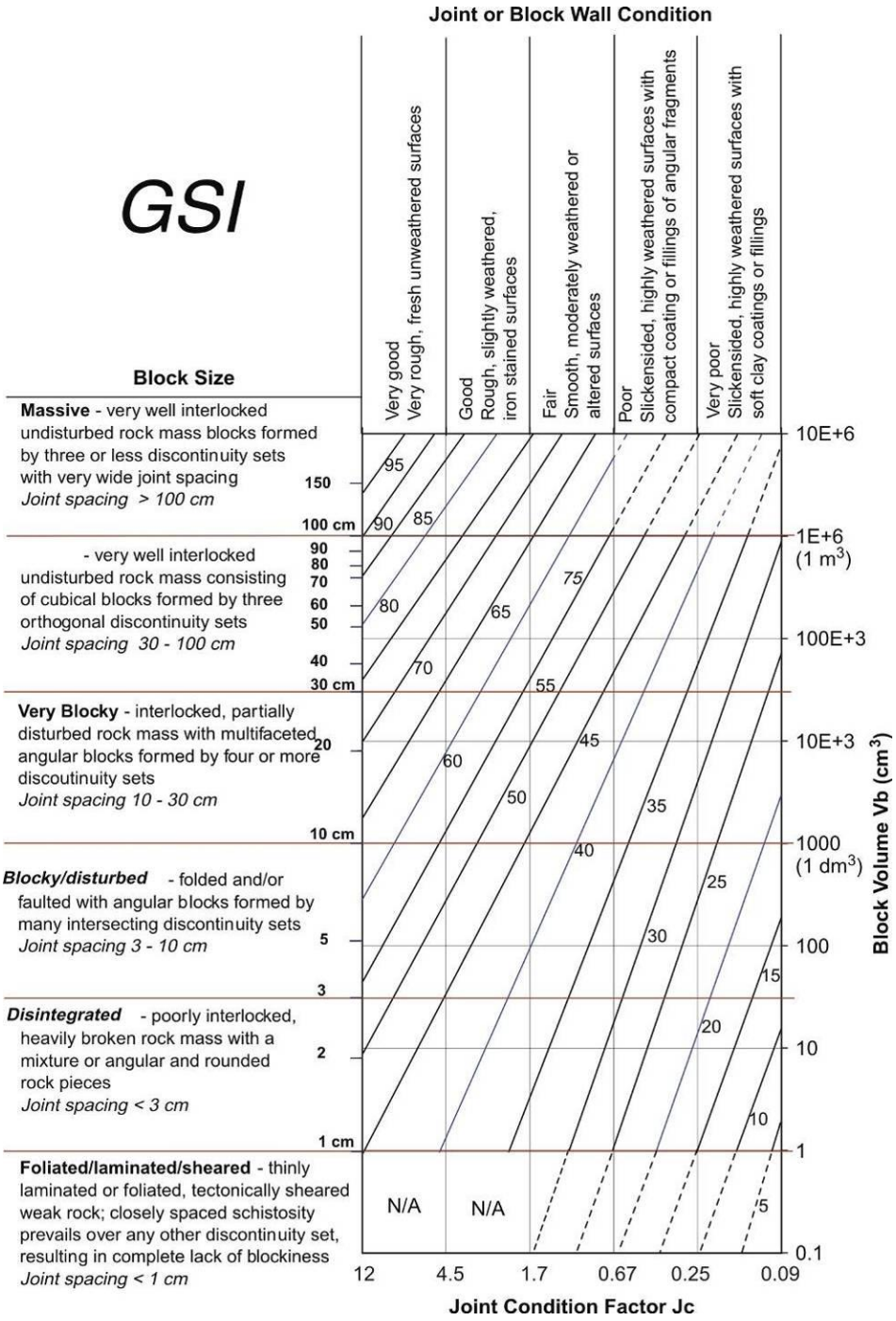
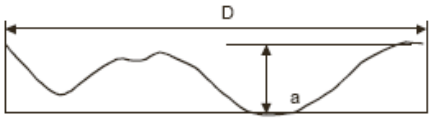


Abb. 91: Tabelle zur Bestimmung des GSI-Wertes, nach Cai, et al., 2007.

Table 2
Terms to describe large-scale waviness [27]

Waviness terms	Undulation	Rating for waviness J_W
Interlocking (large-scale)		3
Stepped		2.5
Large undulation	>3%	2
Small to moderate undulation	0.3–3%	1.5
Planar	<0.3%	1



Undulation = a/D
D - length between maximum amplitudes

Abb. 92: Großmaßstäbliche Wellung zur Bestimmung des GSI-Wertes; nach Cai, et al., 2004.

Table 3
Terms to describe small-scale smoothness [27]

Smoothness terms	Description	Rating for smoothness J_S
Very rough	Near vertical steps and ridges occur with interlocking effect on the joint surface	3
Rough	Some ridge and side-angle are evident; asperities are clearly visible; discontinuity surface feels very abrasive (rougher than sandpaper grade 30)	2
Slightly rough	Asperities on the discontinuity surfaces are distinguishable and can be felt (like sandpaper grade 30–300)	1.5
Smooth	Surface appear smooth and feels so to touch (smoother than sandpaper grade 300)	1
Polished	Visual evidence of polishing exists. This is often seen in coating of chlorite and specially talc	0.75
Slickensided	Polished and striated surface that results from sliding along a fault surface or other movement surface	0.6–1.5

Abb. 93: Parameter der Rauigkeit, für die Bestimmung des GSI-Wertes; nach Cai, et al., 2004.

Table 4
Rating for the joint alteration factor J_A [4,27]

	Term	Description	J_A
Rock wall contact	*Clear joints*		
	Healed or "welded" joints (unweathered)	Softening, impermeable filling (quartz, epidote, etc.)	0.75
	Fresh rock walls (unweathered)	No coating or filling on joint surface, except for staining	1
	Alteration of joint wall: slightly to moderately weathered	The joint surface exhibits one class higher alteration than the rock	2
	Alteration of joint wall: highly weathered	The joint surface exhibits two classes higher alteration than the rock	4
	Coating or thin filling		
	Sand, silt, calcite, etc.	Coating of frictional material without clay	3
	Clay, chlorite, talc, etc.	Coating of softening and cohesive minerals	4
Filled joints with partial or no contact between the rock wall surfaces	Sand, silt, calcite, etc.	Filling of frictional material without clay	4
	Compacted clay materials	"Hard" filling of softening and cohesive materials	6
	Soft clay materials	Medium to low over-consolidation of filling	8
	Swelling clay materials	Filling material exhibits swelling properties	8–12

Abb. 94: Verwitterungsindex, für die Bestimmung des GSI-Wertes; nach Cai, et al., 2004.

13. Literaturverzeichnis

Abele, G., 1974. Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 25, 230.

Bargossi, G.M., Rottura, A., Vernia, L., Visonà, D. and Tranne, C.A., 1998. Guida all'escursione sul Distretto Vulcanico Atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta. Mem. Soc. Geol. It., 53, 23-41.

Bargossi, G.M., Klötzli, U.S., Mair, V., Marocchi, M. and Morelli, C. 2004. The Lower Permian Athesian Volcanic Group (AVG) in the Adige valley between Merano and Bolzano. a stratigraphic, petrographic and geochrono logical outline. 32nd International Geological Congress, Florence, Abstr. 118.

Barton, N., 1973. Review of a new shear-strength criterion for rock joints, Engineering Geology, 7, 287-332.

Barton, N., 1976. The shear strength of rock and rock joints. Int. J. Rock. Mech. Min, 13, 255-279.
Barton, N.R. and Choubey, V., 1977. The shear strength of rock joints in theory and practice. Rock Mech. 10 (1-2), 1-54.

Barton, N., 1988. Rock mass classification and tunnel reinforcement selection using the Q-System. In: Loois Kirkaldie (eds.), ASTM STP 984, Rock Classification Systems for Engineering Purposes, American Society for Testing and Materials, pp. 59-88.

Bieniawski, Z.T., 1973. Engineering Classification of Jointed Rock Masses. The Civil Engineer in South Africa, 335-343.

Bieniawski, Z.T., 1975. The Point Load Test. Geotechnical Practice. Eng. Geol., Sept., 1- 11.

Bieniawski, Z.T., 1989. Engineering Rock Mass Classifications. John Wiley and Sons, New York, 251 pp.

Borgatti, L. and Soldati, M., 2005. Landslides in a changing environment. Evidence from past activity records in the Dolomites (Italy). Geophysical Research Abstracts, 7, 06518

Bosellini, A., 1982. Geologia dei Passi Dolomitici circostanti il Gruppo di Sella. In: A. Castellarin and G.B. Vai (eds.), Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geologiche regionali della Soc. Geol. It, pp. 267-272.

Bosellini, A., 1984. Progradation geometries of carbonate platforms. Example from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. Sedimentology, 32, 1-24.

Bosellini, A., 1996. Geologia delle Dolomiti. Athesia, Bozen, 192 pp.

Brandner, R., Gruber, A., Keim, L., 2007. Geologie der westlichen Dolomiten: von der Neotethys im Perm zu Karbonatplattformen, Becken und Vulkaniten der Trias. Geo. Alp, 4, 95-121.

Brandner et al., 2007. Geologische Karte der Westlichen Dolomiten – Carta Geologica delle Dolomiti Occidentali, Autonome Provinz Bozen – Südtirol, Ressot für Bauten, ladinische Schule und Kultur

Bruschi, A., 2004. Meccanica delle rocce. Nella pratica geologica ed ingegneristica. Dario Flaccovio Editore, 400 pp.

Cai, M., Kaiser, P.K., Uno, H., Tasaka, Y. and Minami, M., 2004. Estimation of rock mass strength and deformation modulus of jointed hard rock masses using the GSI system. Intern. Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 41(1), 3-19.

Cai, M., Kaiser, P.K., Tasaka, Y. and Minami, M., 2007. Determination of residual strength parameters of jointed rock masses using the GSI system. Intern. Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 44, 247-265.

Cassins, G. and Castellarin A., 1988. Il significato delle linie della Gallinera e delle Giudiacarie Sud nella geologia dell` Adamello e zone circostanti. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, 31, 446-462.

Cherubini, C., 2005. Alcune considerazioni sull'uso dei sistemi di classificazione degli ammassi rocciosi. Giornale di Geologia Applicata, 2, 285–288.

Corsini, A., 2007. Large holocene mass movements in the Dolomites (Val Gardena and Val Badia). Geo. Alp., 4, 123-126.

Cruden, M.D. and Varnes, J.D., 1996. Landslide types and processes. Turner, A.K. and Schuster, R.L., (eds.), Landslides. Investigation and mitigation. Washington DC. Transport Research Board, pp 36–75.

Deere, D.U., 1968. Geological considerations. Rock mechanics in engineering practice. In: R.G. Stagg and D.C. Zienkiewicz (eds.), Divison of Civil Engineering, School of Engineering, University of Wales, Swansea, John Wiley and sons. New York, pp 1-20.

Doglioni, C., 1987. Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). Journal of Structural Geology, 9, 181-193.

Doglioni, C. and Bosellini, A., 1988. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. Geol. Rund., 76, 735-754.

Evans, S.G. and Hungr, O., 1988. Engineering evaluation of fragmental rockfall hazards.
In: Bonnard, C. (eds.), Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides in Lausanne, 1, Balkema, Rotterdam, pp 685-690.

Gansser, A. and Pantic, N., 1988. Prealpine events along the eastern Insubric Line (Tonale Line, Northern Italy). Eclogä. Geol. Helv., 81, 567–577.

Golonka, J. and Bocharowa, N.Y., 2000. Hot spot activity and break-up of Pangea. Paläogeogr., Paläoclim.,Paläoecol., 161, 49-69.

Fisher, R.V. and Schminke, H.U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Heidelberg, 472 pp.

Goodman, R.E. and Bray, J., 1976. Toppling of rock slopes. ASCE, Proc. Speciality Conf. on Rock Eng. for Foundations and Slopes. Boulder, Colorado, 2, 201-234

Goodman, R.E. and Shi, G., 1985. Block Theory and Its Application to Rock Engineering, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ

Hack, R., 1998. Slope Stability Probability Classification, Enschede, Netherlands, 273 pp.

Heim, A., 1932. Bergsturz und Menschenleben. Beiblatt zur Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, Fretz and Wasmuth, Zürich, 218 pp.

Hoek, E. and Brown, E.T., 1980. Underground Excavations in Rock. Inst. Mining Metallurgy, London. 527 pp.

Hoek, E., 1983. Strength of jointed rock masses. 23 rd. Rankine Lecture. Geotechnique, 33 (3), 187-223.

Hoek, E., Wood, D. and Shah S., 1992. A modified Hoek-Brown criterion for jointed rock masses. In: J. Hudson (eds.) Proc. rock characterization, Symp. Int. Soc. Rock Mech., Eurock '92. British Geotechnical Society, London, pp. 209-214.

Hoek, E., Kaiser P.K., Bawden W.F. (1998). Support of underground excavations in hard rock. Balkema publ., Rotterdam , 215 pp.

Hoek, E. and Brown E.T. (1997). Practical estimates of rock mass strength. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstract, 34, 1165-1186.

Hoek, E., Marinos, P. and Benissi, M., 1998. Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens Schist formation. Bull. Eng. Geol. Env., 57 (2), 151-160.

Hoek, E., Carranza-Torres, C. and Corkum, B., 2002. Hoek-Brown failure criterion – 2002 edition. Proc. NARMS-TAC Conference, 1, 267-273.

Hoek, E. and Marinos, P., (2007). A brief history of the development of the Hoek-Brown failure criterion. Soils and Rocks, 2, 1-13.

Hungr, O., 2001. Slope stability analysis in two or three dimensions for microcomputers, User' s manual, Clara-W, o. Hungr Geotechnical Research Inc., 1-97.

International Society for Rock Mechanics (ISRM), 1978. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstract, 15, 319-368.

International Society for Rock Mechanics (ISRM), 1981b. Rock characterization, Testing and Monitoring; ISRM Suggested Method. Pergamon Press, Oxford, UK

International Society for Rock Mechanics (ISRM), 1985. Suggested Method for determining point load strength. ISRM Commion on Testin Methods, Working Group on Revison of the Point Load Test Method. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstract, 22, 51-60

John, K.W. and Deutsch, R., 1974. Die Anwendung der Lagenkugel in der Geotechnik. Festschrift Leopold Müller-Salzburg, Karlsruhe

Kahraman, S., 2001. Evaluation of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 38, 981-994

Kieffer, S. D., 1998. Rock Slumping. A Compound Failure Mode of Jointed Hard Rock Slopes, Ph. D. Thesis, University of California, Berkeley

Kienholz, H., Zeilstra, P. and Hollenstein, K., 1998. Begriffsdefinitionen zu den Themen: Geomorphologie, Naturgefahren, Forstwesen, Sicherheit, Risiko, Arbeitspapier. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Bern

Klebelsberg, R. v., 1935. Geologie von Tirol. Bornträger Verlag, Berlin, 872 pp.

Klötzli, U.S., Mair, V., Morelli, C. and Bargossi, G.M., 2003. The “Bozener Quarzporphyr” (Southern Alps, Italy). Single zircon U/Pb age evidence for 10 million years of magmatic activity in the Lower Permian?. Mitt. Österr. Miner. Petrogr. Ges., 145, 187-188.

Krauter, E., 2001. Phänomenologie natürlicher Böschungen (Hänge) und ihrer Massenbewegungen. In: Ernst & Sohn (eds.), Grundbau-Taschenbuch, Berlin, pp. 613 - 662.

Markland, J. T., 1972. A useful technique for estimating the stability of rock slopes when the rigid wedge sliding type of failure is expected. Imperial College, Rock Mech. Research Report, 19, 1-10.

Lateltin, O., 1997. Berücksichtigung der Massenbewegungsgefahren bei Raumwirksamen Tätigkeiten. BRP, BWW, BUWAL; Bern.

Maucher, A., 1960. Der permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite. Geol. Rundschau, 49 (2), 487-497.

Maurer, F., 2000. Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy). Sediment. Geol., 134, 275-286.

Massari, F. and Neri, C., 1997. The infill of a supradetachment (?) basin. The continental to shallow-marine Upper Permian succession of Dolomites and Carnia (Italy). Sediment. Geol., 110, 181-221.

Morelli, C., Bargossi, G.M., Mair, V., Marocchi, M. and Moretti A., 2007. The lower permian volcanics along the Etsch Valley from Meran to Auer (Bozen). Mitt. Österr. Miner. Ges., 153, 195-218.

Müller, L., 1963. Der Felsbau. Enke Verlag, Stuttgart, 624 pp.

Palmström A., 1982. The Volumetric Joint Count. A Useful and Simple Measure of the Degree of Rock Mass Jointing. Proc. Fourth Cong. Int. Assoc. of Engineering Geology. New Delhi India, 221-228.

Palmström, A., 1996. RMi - A system for characterising rock mass strength for use in rock engineering. J. Rock Mech. Tunneling Tech., 1 (2), 69-108.

Patton, F.D., 1966. Multiple modes of shear failure in rock. Proc. 1st Congress ISRM, 1, 509-513

Piteau, D.R., 1973. Characterizing and extrapolating rock joint properties in engineering practice. Rock Mechanics, 2, 5-31.

Poisel, R. and Eppensteiner, W., 1988. Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. Felsbau 6, 4, 189-194.

Poisel, R. and Eppensteiner, W., 1989. Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. Felsbau 7, 1, 16-20.

Poisel, R. (1998). Kippen, Sacken, Gleiten – Geomechanik von Felsbewegungen und Felsböschungen. Felsbau 3, 135-140.

Poisel, R and Preh, A., 2004. Rock slope initial failure mechanisms and their mechanical models. Felsbau 22, 2, 40-45.

Priest, S.D. and Hudson, J.A., 1976. Discontinuity spacings in rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstract, 13, 135-148.

Prinz, H., 1997. Abriss der Ingenieurgeologie: Mit Grundlagen der Boden- und Felsmechanik, des Erd-, Grund- und Tunnelbaus sowie der Abfalldeponien. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart

Rottura, A., Bargossi, G.M., Caggianilli, A., Del Moro A., Visonà, D. and Tranne, C.A., 1998. Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy. Lithos, 45, 329-348.

Wolff, F.v., 1908. Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozener Quarzporphyrs. I. Die Gliederung und petrographische Beschaffenheit des Quarzporphysystems der Umgegend von Bozen (Südtirol). N. Jb. Min. Geol., 27, 72-156.

Wyllie, D.C. and Mah, C.W., 2004. Rock slope engineering. Spon Press, Taylor and Francis, London and New York, 431 pp.

WP/WLI, 1993. (International Geotechnical Society's UNESCO Working Party on World Landslide Inventory), Multilingual Landslide Glossary, Bitech, Richmond, British Columbia, 59 pp.

Romana, M., 1985. New adjustment ratings for application of Bieniawski classification to slopes. Proceedings of International Symposium on the Role of Rock Mechanics, 49-53.

Sassi F.P., and Spiess, R., 1993. The South-alpine metamorphic basement in the Eastern Alps. In: J.F. von RAUMER and F. NEUBAUER (eds.), Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer-Verlag, pp. 599-607.

Sen Z. and Sadagah B.H., 2003. Modified Rock Mass Classification System by Continuous Rating. Engineering Geology, 67, 269-280.

Sloman, L.E., 1989. Triassic shoshonites from the Dolomites, Northern Italy. Alkaline arc rocks in a strikeslip setting. J. Geophys. Res, 94 (B4), 4655-4666.

Soldati M., Corsini A. and Pasuto A., 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. Catena, 55, 141-161

Stini, J., 1941. Unsere Täler wachsen zu. Geol. u. Bauwes., 13, 71-79

Talobre, J., 1957. La Mechanique des Roches, Dunop, Paris, 39-44

Wikipedia. Gröden, http://de.wikipedia.org/wiki/Gr%C3%B6den;

Wikipedia. Radiocarbon, http://en.wikipedia.org/wiki/Radiocarbon_dating

Zangerl C., Prager C., Brandner R., Brückl E., Eder S., Fellin W., Tenschert E., Poscher G. and Schönlaub H., 2008. Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen, Geo. Alp, 5, 1-51.

Zischinsky, U., 1969. Über Sackungen. Rock Mech., 1, 30-52.