16. Geoforum Umhausen
16. – 17. Oktober 2014

Geoforum Tirol

„Inntal - Tirols wichtigster Porengrundwasserkörper“

© Landesgeologie Tirol

TAGUNGSBAND

UNSEREM EHRENPRÄSIDENTEN
EM. UNIV. PROF DR. HELFRIED MOSTLER
ZUM 80.GEBURTSTAG

FESTSCHRIFT

Donnerstag 16. Oktober 2014	17:30-18:00

Der Tschirgant-Bergsturz in neuem Lichte

Gunther Heißel[1], Wolfram Mostler[2], Petra Nittel-Gärtner[1], Peter Puschnik[3]; unter Mitarbeit von Denise Braunhofer[1]

[1]Amt der Tiroler Landesregierung, Allgemeine Bauangelegenheiten; Fachbereich Landesgeologie; [2] lg.m Ingenieurbüro für Technische Geologie, Innsbruck; [3] Geobüro Puschnik, Ingenieurbüro für Technische Geologie

1. Veranlassung

Die Intensivierung der Grundwasseruntersuchungen in den Lockergesteinsaquiferen des Tiroler Inntales und des Lechtales gemeinsam mit dem Wasserwirtschaftlichen Planungsorgan im Amt der Tiroler Landesregierung/DI Johannes Pinzer und die seit einigen Jahren seitens der Landesgeologie aufgezeigte von Gipskarstproblematik hat die Notwendigkeit erbracht sich u. a. auch mit dem Gebiet des Tschirgant-Bergsturzes intensiv zu beschäftigen. Dies nicht zuletzt deshalb, weil beispielsweise die zahlreichen deutlichen Sulfatfahnen im Grundwasser des Inntales, die in den vergangenen Jahren mehr und mehr gefunden wurden, einer plausiblen Erklärung bedürfen, vor allem, wenn sie sich entlang dem Südrand der Lockersedimente des Inntales – wie z. B. im Oberinntal - befinden. Der Mündungsbereich der Ötztaler Ache in das Inntal hat sich rasch als eine der „Schlüsselstellen" für diese Fragestellungen erwiesen. Einer der Autoren (Heißel) hat schon ab 1980 gemeinsam mit dem späteren Landesgeologen Dr. Peter Gstrein intensive geologische Kartierungsarbeiten am Tschirgant durchgeführt und später diese für die Prognosen des Roppener Tunnels der A12 Inntalautobahn (Röhre 1) als Mitarbeiter von ILF/Innsbruck weitergeführt. Ab 2007 erfolgten teils intensive Begehungen des Tschirgant-Gebirgsstockes zwischen Mötz und Imst gemeinsam mit Landesgeologin Mag. Petra Nittel-Gärtner.
Die umfassenden Laserscanauswertungen der Tiroler Landesgeologie haben – ähnlich wie am Fernpass und in anderen Gebieten auch – zahlreiche dolinenartige Strukturen, vorwiegend südlich des Inn, erkennen lassen. Davon sind einige entlang der ÖBB-Strecke Wien-Bregenz als Bombentrichter identifizierbar, der Großteil von ihnen muss aber anders erklärt werden.
Somit ergab sich eine Ausgangslage in der sich der Verdacht erhärtete, dass mit den bisherigen wissenschaftlichen Anschauungen über die Entstehung der Landschaft am Ausgang des Ötztals in das Inntal im Bereich der Inntalgemeinden Haiming und Roppen und der Gemeinde Sautens im Ötztal zu viele Unklarheiten und Widersprüche herrschen, um den Fragestellungen der Zusammenhänge der Grundwässer im Inntal nachgehen zu können.

2. Wesentliche bisherige Ansichten über die Entstehung der Landschaft am Ausgang des Ötztals in das Inntal

Schon Ampferer (1904) fielen flächig ausgedehnte Vorkommen von Tonschiefern im Bergsturzgelände von Roppen auf, die er schwerlich als durch einen Bergsturz verfrachtete Ablagerungen deuten wollte.
Heuberger (1975) sah in den Bergsturzablagerungen am Fuß des Tschirgant spätglaziale Ereignisse, wodurch die weite Ausbreitung der Sturzsedimente bis ins Ötztal hinein erklärbar war.

Prager (2010) und Patzelt (2012), aber auch Sanders (2012) folgten Datierungsergebnissen an Hölzern und Brandhorizonten, die wesentlich jüngere Ereignisalter für insgesamt zwei Tschirgant-Stürze ergaben, die einer spätglazialen Zeiteinstufung entgegenstanden. Die in Frage kommenden Sturzereignisse wurden so auf eine Zeit zwischen etwa 3500 und 2400 Jahre BP (vor 1950) festgelegt. Um die Ablagerungsweiten bis ins vorderste Ötztal hinein zu erklären wurde angenommen, dass die Sturzsedimente auf wassergesättigten Boden gestürzt seien. Mehrere Kernbohrungen wurden so ausgedeutet, dass sie Bergsturzablagerungen durchörtert haben sollen, die Schottern der Ötztaler Ache auflagern.

3. Vorgehensweise

Gemäß den Richtlinien der Landesgeologie „Geostandardisierung“ wurden folgende Arbeitsschritte unternommen um Schritt für Schritt ein möglichst klares Bild über die tatsächlichen geologischen Verhältnisse im Inntal im Mündungsbereich der Ötztaler Ache herausarbeiten zu können:

- ✓ Literaturstudium – Auswertung vorhandener Unterlagen
- ✓ Laserscanauswertung
- ✓ Übersichtsbegehungen im Gelände
- ✓ Detaillierte geologische Neukartierung im Mündungsbereich Ötztal und im angrenzenden Inntal inklusive Kartierung der Festgesteine an der Südseite des Tschirgant (Erarbeitung des Ist-Zustandes bzw. des Befundes)
- ✓ Zusammenfügen aller erarbeiteten Daten des Ist-Zustandes (Befund) in ein möglichst widerspruchsfreies Bild unter Heranziehung neuer tektonischer Erkenntnisse, neuer Erkenntnisse über den Gipskarst in Tirol und über hydrogeologische Zusammenhänge der Porengrundwasserbereiche im Inntal und Lechtal.
- ✓ Erstellung von fundierten Schlussfolgerungen (Gutachten) aus allen erarbeiteten Daten des Ist-Zustandes.

Mit den Geländearbeiten wurden die Leiter der Technischen Büros für Geologie, Mag. Wolfram Mostler und DI Peter Puschnik beauftragt. Die Geländearbeiten wurden durch DI Peter Puschnik ausgeführt. Es handelt sich dabei offensichtlich um die bisher detailliertesten Geländearbeiten und Kartierungen in diesem Gebiet.

4. Befund

4.1 Areal des Bergsturzes, (südlich des Inn) im Vergleich zu den bisherigen wissenschaftlichen Anschauungen

4.1.1 Lockergesteine

In diesem Gebiet finden sich eindeutige Sturzmassen, die im Wesentlichen aus Trümmergesteinen in Block- und Steingröße, seltener auch in feinerer Fraktion des Wettersteinkalks bestehen. Stellenweise finden sich auch Trümmermassen aus Gesteinen des Alpinen Muschelkalks. Die Sturzablagerungen haben eine Mächtigkeit von weniger als einem Meter bis zu etwa 20 bis 30 Metern; vereinzelt könnten größere Mächtigkeiten möglich sein – diese sind aber im Gelände nicht erkennbar. Die Sturzablagerungen

lagern z. B. südlich von Roppen-Oberängern einen über 100 m hohen Hang, der 2:3 geneigt ist hinauf und enden dort an einem morphologisch deutlich ausgebildeten Wall aus kalkalpinem Schutt, der einem Seitenmoränenwall gleicht bzw. reichen mit Einzelblöcken noch etwa 1 bis 20 m höher.
Weiters stehen neben fluviatilen Ablagerungen des Inn und der Ötztaler Ache auch Moränen an, wobei es sich im Wesentlichen um Moränen des Inngletschers und des Gletschers aus dem Ötztal handelt. Demgemäß sind diese Gesteine in ihrer Zusammensetzung so bunt, wie die Festgesteinsgebiete in ihrem jeweiligen Einzugsgebiet. Örtlich im Bereich von Seitenmoränen (Forstweg Holzberg, Gemeinde Roppen) setzen sich die Moränenablagerungen auch aus kalkalpinen Gesteinen mit geringer Beteiligung von Kristallinkomponenten zusammen.

4.1.2 Locker- oder Festgesteine (?)
Dabei handelt es sich um Aufschlüsse, die bisher als Bergsturzmassen und somit als Lockergesteine eingestuft wurden.
Hin und hin, vor allem westlich, aber auch östlich des Kristallinrückens „Dürrberg“, der am Ausgang des Ötztals im Bereich des so genannten Sautner Forchet bis zur B171 Tiroler Straße aufragt, stehen kalkalpine Gesteine an, die über große Gebiete gleiches Einfallen der Schichtung und/oder der Schieferung aufweisen. Jedenfalls handelt es sich um ausgedehnte Areale von Tonschiefern, um ausgedehnte Aufschlüsse von Gesteinen des oberen Muschelkalks (Reiflinger Kalke, insbesondere auch Reiflinger Knollenkalke, sowie von Wettersteinkalk (überwiegend in Rifffazies oder riffnaher Fazies). Ockrig anwitternde Gesteine haben den Charakter einer tektonischen Rauhwacke. In einem Aufschluss oberhalb der Ortschaft Roppen am sogenannten „Marchegg“ sind südlich der Straße Roppen - Sautens Kristallingerölle tektonisch eingearbeitet.

4.1.3 Morphologie
Morphologisch finden sich Geländerücken und abflusslose Tälchen, z. B. das so genannte Wassertal. Viele dieser Täler, wie z. B. das Wassertal haben auch keine natürliche Abflussrichtung. Es handelt sich um längliche Einmuldungen, die beidseitig zu ihrem jeweiligen Ende hin ansteigen. Teilweise finden sich darin dolinenartige Einsenkungen. Insgesamt konnten insgesamt 385 dolinenartige Strukturen im Gebiet südlich des Inn auskartiert werden. Diese dolinenartigen Strukturen reichen teilweise bis wenige Meter an die Kristallingesteinsaufschlüsse an der Inntal-Südseite östlich der Ötztalmündung heran. Kleinere dolinenartige Einsenkungen sind auch auf dem mit Sturzmaterial bedeckten Schiefergneisrücken (Dürrberg) anzutreffen. Die dolinenartigen Strukturen können bis zu mehrere Zehnermeter im Durchmesser und bis zu ca. 20 Meter Tiefe erreichen. Oftmals zeigen diese trichterförmig ausgebildeten dolinenartigen Strukturen eine clusterartige Verteilung. Häufig liegen die dolinenartigen Strukturen mit deutlichem Rand in abflusslosen Einmuldungen bzw. Senken, die teils undeutliche Ränder aufweisen. Diese großflächigen Eintiefungen erreichen Durchmesser bis zu mehreren hundert Metern und Tiefen bis zu 40 Metern.
Eindeutige Hinweise auf frische Setzungsprozesse innerhalb der dolinenartigen Strukturen konnten vereinzelt festgestellt werden, z. B. westlich der Innbrücke und südlich der ÖBB Trasse.
Einige Tälchen zeigen eine Abflussrichtung in nördliche Richtung zum Inn hin an. Die Festgesteinsrücken, so weit sie aus Kalken der Formation des Alpinen Muschelkalks oder aus Gesteinen des Wettersteinkalks

bestehen, zeigen ein in situ Zerbrechen des Gesteinsverbandes an, ähnlich wie im Fernpassgebiet z. B. im Bereich des Hiendleswaldes (Mostler, 2013).
Der Kristallingesteinsrücken Dürrberg ist geprägt von Gletscherschliffen. Seine höchsten Bereiche zeigen hingegen deutliche Zerlegung durch Trennflächen an und bieten so ein völlig anderes – „zerfurchtes" – Bild (siehe Abb.3).

4.1.4 Quellen und Grundwasser

Das so beschriebene und umrissene Areal ist frei von Quellen. Allerdings gibt es – für die Area 47 Grundwassernutzungen über eine Bohrung. Lediglich an der Ostseite des Dürrbergers treten Hangwässer in Form von drei Feuchtstellen an der Lockermaterial-Festgesteinsgrenze zu Tage. Die Schüttung liegt bei weit weniger als 0,1 l/s.

4.2 Areal nördlich des Inn, im Vergleich zu den bisherigen wissenschaftlichen Anschauungen

4.2.1 Lockergesteine

Als Lockergesteine finden sich hier vor allem die Schuttreisen und Murschuttablagerungen der nach Südwesten abfallenden Steilwände des Bergrückens Tschirgant-Simmering. Zusätzlich stehen zum Teil ausgedehnte Kristallinmoränen und sehr untergeordnet Sturzmaterial aus Wettersteinkalk im Bereich östlich der Breiten Mure und des Hauptdolomits im Bereich der Haiminger Mure an. Diese Sturzablagerungen haben stets geringe Mächtigkeiten von maximal wenigen Metern. Im Gelände finden sich vor allem in den jungen Hang- und Murschuttablagerungen, aber auch im Bereich von Moränen an mehreren Stellen zumindest etwa acht bis zehn deutliche dolinenartige Strukturen.

4.2.2 Festgesteine

Die Festgesteine des Tschirgant-Simmering-Gebirgsstockes reichen von Gesteinen des Alpinen Buntsandsteins und der Reichenhaller Schichten, von Heißel und Nittel erstmals 2007 im Bereich des Zunterkopfes westlich des Simmeringgipfels auskartiert, über Abfolgen des Alpinen Muschelkalks und Wettersteinkalks bis hin zu Nordalpinen Raibler Schichten und Abfolgen des Hauptdolomits. Partnachschichten wurden vereinzelt beschrieben, ihre Existenz ist aber nicht gesichert nachgewiesen. Der Wettersteinkalk ist vorwiegend in Rifffazies oder riffnaher Fazies ausgebildet. Vereinzelt werden in den Gebieten mit intensivem Lockergesteinsabbau im Bereich der Breiten Mure Gletscherschliffe im Hauptdolomit freigelegt. Ockrig anwitternde Gesteine haben den Charakter einer tektonischen Rauhwacke. Gipsführung in den Nordalpinen Raibler Schichten ist offensichtlich und wurde von mehreren Autoren beschrieben (z. B. Prager, 2010).
Die Festgesteine – insbesondere des Hauptdolomits und der Nordalpinen Raibler Schichten, aber auch des Wettersteinkalks - ziehen in verschiedenen Niveaus mehrfach durch den Gebirgsrücken Tschirgant-Simmering. Die Abfolgen des Alpinen Muschelkalks sind offensichtlich auf zwei „Gesteinszüge" beschränkt.
Die Festgesteinsaufschlüsse reichen dabei bis zum Inn bei Magerbach und stehen dort sogar noch im Flussbett an.

Die Schichtlagerungen sind sehr unterschiedlich und reichen von mehr oder weniger senkrechtem Einfallen bis zu sehr flachem Einfallen. Teils können intensive Verfaltungen im Gelände beobachtet werden. Im Zuge des Vortriebes der Röhre 1 des Roppener Tunnels (Nordröhre) konnten in den Ortsbrustbildern im Hauptdolomit auf mehrere 100 Meter Länge Isoklinalfalten in einem dünnplattigen Hauptdolomit durch Heißel 1988 auskartiert werden (siehe auch Heißel et. al, 1989).
Überwiegend handelt es sich bei den Festgesteinen um aufrechte bis überkippte Schichtenfolgen - im Tschirgant-Gipfelbereich kann man von stark überkippter Schichtenabfolge sprechen.

4.2.3 Morphologie

Markant sind die Ausbruchszone der Weißwand und die Erosionszonen oberhalb der Haiminger Mure und der Breiten Mure in den Festgesteinen. Weiters prägen die breiten Schuttfächer unterhalb dieser kahlen Erosionszonen das Landschaftsbild. Aber auch die Moränenrücken aus Kristallingeschiebe sind bemerkenswert. Die dolinenartigen Strukturen in den jungen Lockergesteinsablagerungen sind – je nach Alter – mehr oder weniger markant ausgebildet. Einige von ihnen zeigen frische Setzungsprozesse in ihrem Zentrum an (Risse im Boden und im Bewuchs; siehe auch Heißel und Nittel, 2013).

4.2.4 Quellen

Das Tschirgantgebiet ist arm an Quellen und diese zeigen im Wesentlichen nur geringe Schüttungen. Die Quellen halten sich an alte Talniveaus und dort zudem an den Wechsel von durchlässigen zu undurchlässigen Gesteinsabfolgen. Mit dem so genannten Römerbad östlich des Roppener Tunnels knapp über dem Inn entspringen deutlich Sulfat-führende Quellwässer. Das geringe Auftreten von Quellen und der maximale Bergwasserandrang, welcher im Zuge des Vortriebs der Nordröhre des Roppener Tunnels von max. etwa 10 l/s gemessen wurde, zeigen an, dass der Bergwasserspiegel im Tschirgantmassiv sehr tief liegt und höher oben nur kleinere schwebende Poren- bzw. Karstgrundwasserkörper vorkommen.

5. Schlussfolgerungen

Der Befund zeigt klar auf, dass sich die bisherigen Ansichten zum so genannten Bergsturz des Tschirgant nur teilweise mit den durch die Detailkartierung des Geländes erhobenen Einzelheiten in Einklang bringen lassen. Dies erklärt sich vor allem auch deshalb, weil bislang noch nie eine derart detaillierte geologische Kartierung vorgenommen wurde, die umfassend das Gebiet unter Berücksichtigung aller Gegebenheiten bearbeitet hat.
Unter Heranziehung der in den letzten Jahren bis zurück in das Jahr 1980 durch die Verfasser gewonnenen geologischen Ergebnisse, insbesondere auch die Erkenntnisse hinsichtlich Gipskarst und hinsichtlich der Porengrundwässer des Inntales im Zeitraum der letzten Jahre kann nunmehr ein plausibles und nachvollziehbares geologisches Bild vorgestellt werden, das sich von den bisherigen Vorstellungen deutlich unterscheidet.

5.1 Worauf lagert das Sturzmaterial aus dem Gebiet der Weißwand

In vielen Bereichen wurden die Sturzmassen, die aus Trümmergesteinen des Wettersteinkalks bestehen, auf Moränen oder auf fluviatilen Sedimenten von Inn und Ötztaler Ache abgelagert.

Es finden sich jedoch zahlreiche Aufschlüsse, vor allem westlich der Ötztaler Ache und somit vor allem im Gemeindegebiet von Roppen, die sich innerhalb der Grenzen des so genannten Tschirgant-Bergsturzes bzw. seiner Ablagerungen (siehe z. B. Patzelt & Poscher, 1993) befinden und die mehr oder weniger frei von Sturzablagerungen sind. Dies betrifft die zahlreichen Aufschlüsse von Tonschiefern und Gesteinen der Reiflinger Kalke. Im Bereich der mehrfach auskartierbaren „kalten Löcher" liegen vor allem die Wettersteinkalkblöcke auf diesen Festgesteinen, die in ihrer Ausbildung in diesem Gebiet als Sturzmaterial verbleiben.

***Abb. 1:** „Kalte Löcher"*

Im Bereich der drei Tälchen von denen eines das Wassertal ist, die östlich der Ache verlaufen, stehen Gesteine des Wettersteinkalkes an, die – wie im Befund beschrieben – lediglich in situ zerbrochen sind, was auf Verkarstungsprozesse im tektonischen Untergrund zurückzuführen ist. Als derart verkarstungsfähiges Gestein kommt unter Heranziehung der großräumigen Geologie wohl nur Gipsgestein der Raibler Schichten in Frage, das tektonisch die Wettersteinkalke unterlagert. Gipsgesteine sind hier zwar nicht aufgeschlossen, jedoch großräumig östlich des Milser Tunnels der A12 Inntalautobahn und mittelbar durch das Römerbad und durch in Bohrungen angetroffene deutlich Sulfat-führenden Grundwässer erschlossen. Die vorstehend erwähnten Schiefertone bzw. Tonschiefer sind auch diesen Abfolgen der Raibler Schichten zuzuordnen. Der in situ Zerfall der Wettersteinkalkgesteine durch offensichtliche Subrosion/Verkarstung ausgehend vom Untergrund ist mit den Gegebenheiten im Hiendleswald im Fernpassgebiet (Mostler, 2013) und mit dem Sintebichl in Reutte vergleichbar. Am

Sintebichl werden Gipsgesteine der Raibler Schichten von in sich durch den darunter vor sich gehenden Gipskarst zerbrechenden Hauptdolomitgesteinen überlagert, wie die Landesgeologen Thomas Figl und Petra Nittel-Gärtner im Rahmen einer Exkursion 2013 sehr schön zeigen konnten. Im Hiendleswald im Fernpassgebiet sind die Gipsgesteine zwar dort nicht direkt aufgeschlossen, jedoch im unweit entfernten ehemaligen Gipssteinbruch nördlich von Nassereith. Die Situation im Hiendleswald mit dem in situ Zerbrechen der auflagernden Hauptdolomitgesteine ist also sehr gut vergleichbar mit dem Sintebichl (siehe auch Mostler, 2013).

Abb. 2: *Sintebichl (links oben), Hiendleswald (rechts oben) und Wassertal (links unten) im Vergleich*

Dies lässt den zusätzlichen Schluss zu, dass überall dort wo Dolinen und Tälchen auskartierbar sind, die langgezogene Einsenkungen ohne Abflussmöglichkeiten darstellen, mit Raibler Schichten und Gipskarst oder auch mit Karbonatkarst im Untergrund und in den tektonisch darauf lagernden Karbonatgesteinen selbst zu rechnen ist. Lediglich am Rücken des Dürrberges finden sich dolinenartige Strukturen, die keinesfalls Verkarstung repräsentieren können. Sie sind aber wesentlich kleiner und unregelmäßiger und daher wohl als Toteislöcher zu interpretieren. Wie bereits erwähnt, können auch die Bombentrichter, die durch die einheitliche kleine Größe und geringe Tiefe charakterisiert sind, entlang der Bahnlinie mühelos als solche erkannt werden.

Entscheidend ist in diesem Zusammenhang, ob es überhaupt möglich ist, dass die Felsoberkante im Mündungsbereich des Ötztales in das Inntal an der Geländeoberfläche oder nur wenig darunter liegt, oder

ob mit anstehendem Festgestein erst in größerer Tiefe zu rechnen ist, wie es die bisherigen Bearbeiter offensichtlich annehmen.

Abgesehen davon, dass große Areale in dem bisher als Bergsturzablagerungsbereich bezeichneten Gebiet offensichtlich mehr oder weniger einheitliche Festgesteinsbereiche darstellen, die – etwa wie die Tonschieferaufschlüsse – im Zuge des Sturzereignisses wohl keinesfalls so ungestört und unversehrt dort hätten abgelagert werden können, finden sich in nächster Umgebung zahlreiche Festgesteinsaufschlüsse in gleicher oder ähnlicher Position und Höhe ü. A., bei denen – mit Recht - niemand anderes vermutet:

Niemand bestreitet, dass der Kristallingesteinsrücken im Bereich des Sautner Forchet (Dürrberg) anstehendes Festgestein darstellt. Niemand bestreitet, dass die kalkalpinen Festgesteinsaufschlüsse im Gemeindegebiet von Roppen direkt am Nordufer des Inn und die im Bereich Trankhütte oder zwischen Karrer Höhe und Brennbichl anstehen. Niemand bezweifelt auch, dass sich der Inn in der Imster Schlucht beidseitig in Festgesteine eingeschnitten hat, womit Lockergesteine des Inntales dort auf das Flussbett des Inn beschränkt sind. Es ist auch unzweifelhaft so, dass kalkalpine Festgesteine im Bereich von Arzl im Pitztal das dortige Plateau, auf dem der Ort steht, bilden. Ebenso stehen Festgesteine direkt im Bereich der A12 Inntalautobahn, also im Talbereich an und bei Unterriedern finden sich die kalkalpinen Festgesteinsaufschlüsse sogar im Flussbett des Inn.

Abb. 3. *„Dürrberg“: Gletscherschliff, der Gipfelbereich ist deutlich verwittert und dürfte im Spätglazial herausgeragt haben*

So kann es doch nicht verwunderlich sein, wenn die Gesteinsaufschlüsse im bisher umgrenzten Bergsturzbereich in Roppen, aber auch in Haiming als anstehendes Festgestein identifizierbar sind.

Die kalkalpinen Festgesteine sind nicht zuletzt im Schutz des Kristallinrückens des Sautner Forchet (Dürrberg) und durch die Festgesteine im Bereich der Karrer Höhe/Imster Schlucht trotz der Erosionswirkung der spätglazialen Gletscher und der Flüsse Inn und Ötztaler Ache erhalten geblieben.

Dies zieht den nächsten Schluss nach sich, wonach die Sturzablagerungen insgesamt deutlich weniger mächtig sind, als bisher angenommen. Zwar ist es möglich, dass ehemalige Schluchtstrecken des Inn, aber auch der Ötztaler Ache – ähnlich wie die der heutigen Imster Schlucht, dort mit Flusssedimenten - mit Sturzmaterial verfüllt sind, ansonsten ist die Unterkante der Sturzmassen jedoch überall dort, wo sie aufgeschlossen ist, keinesfalls mächtiger als ca. 30 m. In vielen Bereichen bleibt sie deutlich geringer.

5.2 Wie sind bei diesen Erkenntnissen die bisherigen Auswertungen von Erkundungsbohrungen in diesem Gebiet zu erklären?

In einigen dieser Erkundungsbohrungen wurden die Bohrergebnisse so ausgedeutet, dass unter dem Sturzmaterial stets Moränen und fluviatile Ablagerungen, nie jedoch anstehendes Festgestein angetroffen wurden. Gemäß den nunmehr vorliegenden Erkenntnissen steht jedoch weit verbreitet Festgestein an der Oberfläche an, das außer dem Kristallinrücken des Dürrberges und den anstehenden Tonschiefern der Nordalpinen Raibler Schichten aus verkarstungsfähigen Gesteinen besteht. Das Autorenteam ist diesbezüglich der Meinung, dass durch die tektonischen Prozesse an der Südgrenze der Kalkalpen, weiters durch die Verkarstungsprozesse und die Vorgänge im Zuge der Eiszeit und der nachfolgenden Jahrtausende bis heute die Zerlegung und Verkarstung/Verwitterung der Gesteine in den Bohrkernen Lockermaterialcharakter „vortäuscht". Die in Bohrkernen in größerer Tiefe von bis zu ca. 65 m festgestellten fluviatilen und eventuell auch eiszeitlichen Sedimente (z. B. KB 7 und KB 14) sind gut als Füllsedimente in Karstspalten und Karsthohlräumen erklärbar. Ähnliche Schlotfüllungen konnten auch im aufgelassenen Gipssteinbruch Nassereith auskartiert werden (Mostler, 2013)

5.3 Können Gesteine der Nordalpinen Raibler Schichten oder auch der Partnachschichten und des Alpinen Muschelkalks überhaupt mittels Bergsturz vom Tschirgant stammen?

Die Ausbruchsnische der Weißwand hat sich fast ausschließlich in Gesteinen des Wettersteinkalks gebildet, randlich sind Gesteine des Alpinen Muschelkalks, die den Wettersteinkalk stratigraphisch unterlagern, mitgerissen worden. Demgemäß finden sich fast nur Ablagerungen aus Wettersteinkalk als gesicherte Bergsturzsedimente im Bereich der Einmündung des Ötztales ins Inntal. Vereinzelt –finden sich im Bereich des Prallhanges südlich der Insel in der Ötztaler Ache Gesteinsbruchstücke des Alpinen Muschelkalks (Virgloria-Formation). Die großen Tonschieferablagerungen im Gemeindegebiet von Roppen (Sternrain-Forchetweg und weitere 350 m in Richtung Osten verfolgbar), die gemeinsam mit Reiflinger Knollenkalken bereits vorstehend auf Grund einheitlicher Lagerungsverhältnisse und ihrer flächenmäßigen Erstreckung der Aufschlüsse als anstehend bezeichnet wurden, können gar nicht durch den Bergsturz dorthin gelangt sein, weil sie innerhalb der Ausbruchsnische überhaupt nicht vorkommen (Nordalpine Raibler Schichten) oder nicht in der nötigen Menge (Alpiner Muschelkalk). Wäre das Relief vor den Sturzereignissen aus der Weißwand im Bereich der südlich der Inntaldecke tektonisch vorgelagert Obertriasabfolgen wesentlich anders als heute gewesen, wofür jeder Hinweis fehlt, hätte es wohl keine größeren Sturzmöglichkeiten für den Bereich Weißwand gegeben, weil damit ein stützender Vorbau vorhanden gewesen wäre. Auch fehlt in der heutigen Morphologie jeder Hinweis auf Versagensmöglichkeiten, die von einem derartigen tektonischen „Vorbau" ausgehen hätten können.

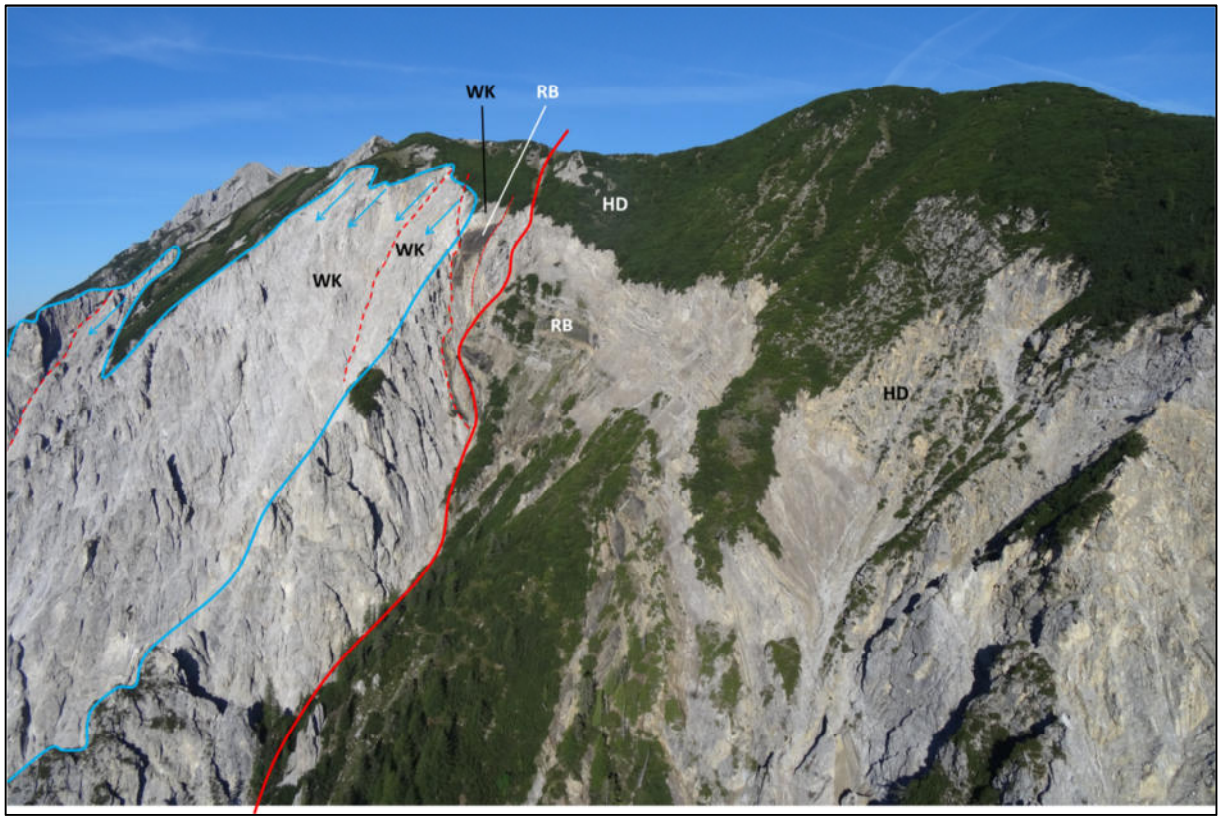

Abb. 4a: *Ausbruchsnische Weißwand (blau umgrenzt); Deckengrenze (rot durchgezogen): Inntaldecke links, Lechtaldecke rechts; WK = Wettersteinkalk, RB = Raibler Schichten, HD = Hauptdolomit. Im Gratbereich östlich des Tschirgantgipfels stehen nur Wettersteinkalk der Inntaldecke und Hauptdolomit der Lechtaldecke an. Die hangparallelen Pultflächen sind mehrfach in der Weißwand zu sehen und begrenzen auch die flachgelagerten Raibler Schichten der Inntaldecke im Süden (links)*

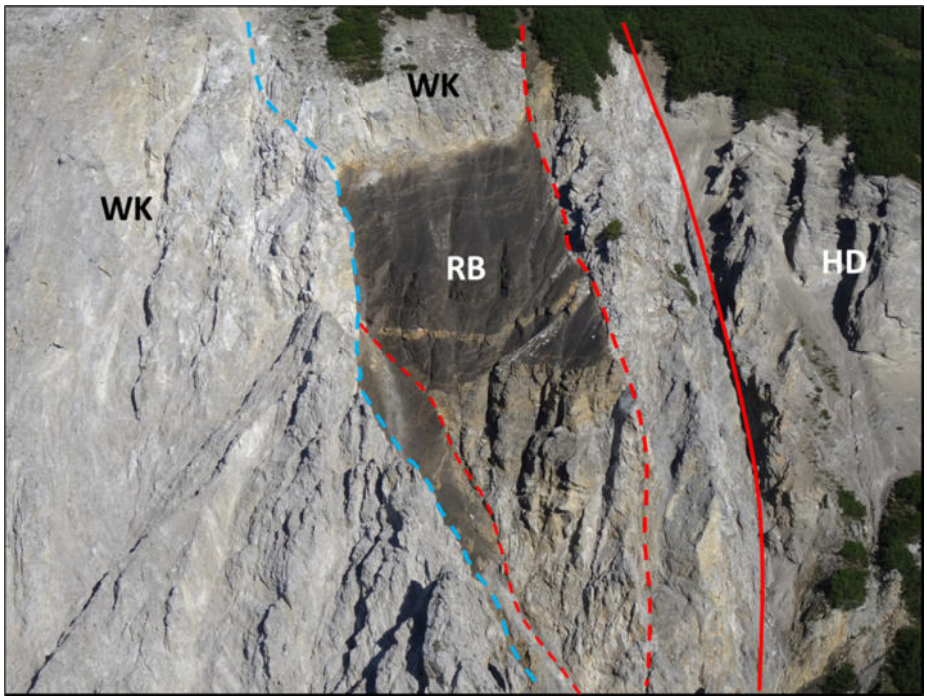

Abb. 4b: *Detail zur Abb. 4a; Grat der Ausbruchsnische (blau), links davon Wettersteinkalk der Weißwand (Inntaldecke), rechts zerscherte Raibler Schichten und Wettersteinkalk der Inntaldecke, die von der Deckengrenze (rot durchgezogen) begrenzt sind, rechts davon Hauptdolomit der Lechtaldecke. Die Gesteine der Lechtaldecke zeigen gänzlich anderer Lagerungsverhältnisse als die der Inntaldecke.*

5.4 Tektonische Zuordnung der Festgesteine und die Auswirkungen auf den Grad der Gesteinszerlegung, auf die Verkarstung und die Grundwasserverhältnisse:

Die Aufschlüsse – wie sie von Heißel (1993) und Nittel (2006) an der Innsbrucker Nordkette, aber auch im Nordkarwendel erkannt wurden - zeigen, dass die tektonische Basis der Inntaldecke teils intensiv in allen Richtungen, also nicht nur – wie in den geologischen Schnitten üblicher Weise dargestellt – nur in Nord-Süd-Richtung deformiert ist. Diese Deformationen der Überschiebungsbahn bewirken, dass der tektonische Untergrund (Lechtaldecke) teilweise in morphologisch hohen Positionen aufgeschlossen ist, teilweise die Inntaldeckengesteine in sehr tiefen Positionen. Hochpositionen nehmen die Gesteine der Lechtaldecke in tektonischen Halbfenstern und Fenstern nicht nur im Bereich der Zunterköpfe nördlich von Hall, sondern auch im Höttinger Graben bis knapp unterhalb der Frau Hitt ein. Heißel und Nittel haben ähnliche Hochzonen im Mieminger Gebirge (Hauptdolomit im Bereich Seebensee, Drachensee – Tajaköpfe und Grünsteinscharte) 2010 erkannt. Die Folge ist, dass die mehrfach deformierte Basis der Inntaldecke vielfach flaches Einfallen zeigt, vielfach aber auch steiles bis sehr steiles, wie z. B. entlang der Bettelwurf-Südseite im Karwendel.

Mit der Erkenntnis, die die Verfasser herausarbeiten konnten, dass sich eine deutliche Gipsführung innerhalb der Nordalpinen Raibler Schichten an die Lechtaldecke hält, ist eine weitere Möglichkeit gegeben die beiden tektonischen Einheiten auseinanderzuhalten.

Verfolgt man die daraus sich abzuleitende Gliederung des Gebirgsbaues so ergibt sich, dass die Wettersteinkalke des Zunterkopfes westlich des Simmering und des Tschirgant (Weißwand, etc.) einschließlich der begleitenden Gesteine des Alpinen Muschelkalks und der Nordalpinen Raibler Schichten, die südlich des Grates Tschirgant–Simmering nur in kleineren bis sehr kleinen Resten – letztere als flach auflagernde Deckschollen aus Wettersteinkalk auf Hauptdolomit - vorkommen, zur Inntaldecke zu zählen sind. Die Gesteine der Inntaldecke überlagern somit tektonisch die im Wesentlichen obertriadischen Abfolgen der Nordalpinen Raibler Schichten und des Hauptdolomits der Lechtaldecke. Dies gilt offensichtlich auch im Bereich der Festgesteine im Mündungsbereich des Ötztales in das Inntal. Die starke Verkarstung der Wettersteinkalkzüge im Bereich Wassertal ist somit erklärbar durch die (Gips-) karstprozesse in der unterlagernden Lechtaldecke und die ausgeprägte Verkarstung des dort gering mächtigen Wettersteinkalks selbst. Letztere Art der Verkarstung findet sich in den Tiroler Kalkalpen - z. B. am Füssener Jöchl - häufig dort, wo Karbonatgesteine geringe Mächtigkeiten aufweisen und tektonisch wasserstauenden Gesteinen auflagern.

Die Abfolgen der Inntaldecke des Gebirgsstockes Tschirgant-Simmering – im Wesentlichen aus Gesteinen des Alpinen Muschelkalks, des Wettersteinkalks und der Nordalpinen Raibler Schichten bestehend - sehr untergeordnet zusätzlich aus Gesteinen des Alpinen Buntsandsteins und der Reichenhaller Schichten, eventuell auch der Partnachschichten – sind somit zwischen den südlich und nördlich durchziehenden Abfolgen der Lechtaldecke (im Wesentlichen Abfolgen der Nordalpinen Raibler Schichten und des Hauptdolomits, untergeordnet vor allem Wettersteinkalk) steil eingeklemmt (Tschirgantgipfel zwischen Gurgltal und Locherboden/Hängebrücke Stams) oder lagern der Lechtaldecke flach auf (Zunterkopfbereich westlich vom Simmering, Bereich der Einmündung des Ötztales in das Inntal, weiter gegen Osten Fiechter

Köpfl nördlich von Stams und Rietz, Arzberg bei Telfs, Südrand des Karwendelgebirges (Heißel, 1993) zwischen Pettnau und Vomp, etc.).
In einer flachen Erkundungsbohrung der ASFINAG (2009, unveröffentlicht) wurden unterirdisch andere Verhältnisse angetroffen, als von den oberirdischen Aufschlüssen zu erwarten war. Die Lösung dieser Problematik liegt nicht in einer postulierten Verfaltung der Gesteine, wie von den Bearbeitern im Auftrag der ASFINAG angenommen, sondern in der offensichtlichen Durchörterung der tektonischen Basis der Inntaldecke und dem damit verbundenen Eintritt der Bohrung in die Gesteine der Lechtaldecke.
Die Lechtaldecke zieht somit an der Tschirgant-Südseite östlich von Schlierenzau-Magerbach teilweise streifenförmig den Hang entlang nach Osten.
Die Lechtaldecke nördlich des Tschirgant reicht im Bereich Mieminger Plateau im Wesentlichen bis zur Marienberg- Aufschiebung (Mählmann & Morlok, 1991/92) bzw. bis zur Mieminger Südrandstörung (Becke, 1983). Allerdings ist diese im Ostteil ihres Verlaufs anders zu sehen: Sie reicht über Hölltörl- Stöttltörl zur oberen Arzbergklamm und zieht dann weiter nach Buchen und nicht – wie bisher immer dargestellt – durch die untere Arzbergklamm nach Telfs.

5.5 Wo ist der Südrand der Kalkalpen?

Vom Arlberg/Stanzertal nach Osten bis etwa Wörgl gibt es nur zwei Bereiche wo die Kalkalpen-Südgrenze mit Aufschlüssen an der Tal-Nordseite verläuft. Es sind dies etwa der Bereich St. Anton bis etwa St. Jakob und der Abschnitt Strengen – Landeck.
Der größte Teil der aufgeschlossenen Kalkalpen-Südgrenze verläuft somit entlang der Berghänge der Südseite des Stanzertales und des Inntales – auch bisher schon allgemein anerkannt unweit westlich der Ötztal-Mündung.

Nicht zuletzt haben die umfangreichen Grundwasseruntersuchungen im Auftrag des Landes Tirol in den letzten Jahren immer wieder ausgeprägte Sulfatführung der Talgrundwässer nicht nur entlang der Nordseite des Inntales, sondern auch entlang der Südseite des Inntales aufgefunden, die vernünftiger Weise nur mit kalkalpinen Sulfatgesteinen unter dem Talboden im Grundwasserbereich erklärt werden können (z. B. Trinkwasserbrunnen Hatting). Bisherige Sulfat-Altersbestimmungen ergaben stets eine Herkunft aus Gipsabfolgen der Nordalpinen Raibler Schichten.
Es deutet somit alles darauf hin, dass die Kalkalpen-Südgrenze – sowohl hydrogeologisch, als auch geologisch begründbar (z. B. Einarbeitung von tektonisierten Altkristallinkomponenten in ockrige tektonische Rauhwacken südlich von Roppen, Anordnung von Dolinen bis knapp zu den Kristallingesteinsaufschlüssen am Ausgang Ötztal, etc.) auch zwischen Roppen und Schwaz entlang dem Talsüdrand bzw. südlich davon verläuft.

Abb. 5 : *Tektonisierte Altkristallinkomponenten in ockriger tektonischer Rauhwacke südlich von Roppen*

Der Kristallinrücken des Dürrberges stellt offensichtlich eine beidseitig von Störungen begrenzte und in nördliche Richtung versetzte Kristallinscholle dar. Die versetzenden Störungen sind in ihrem Verlauf gleichgerichtet, wie das äußere Ötztal zwischen Habichen und der Mündung der Ötztaler Ache.
Somit reichen vor allem die Lechtaldecke, aber auch großteils die Inntaldecke bis an den Kalkalpen-Südrand, der fast ausschließlich südlich des Stanzertales und Inntales verläuft.

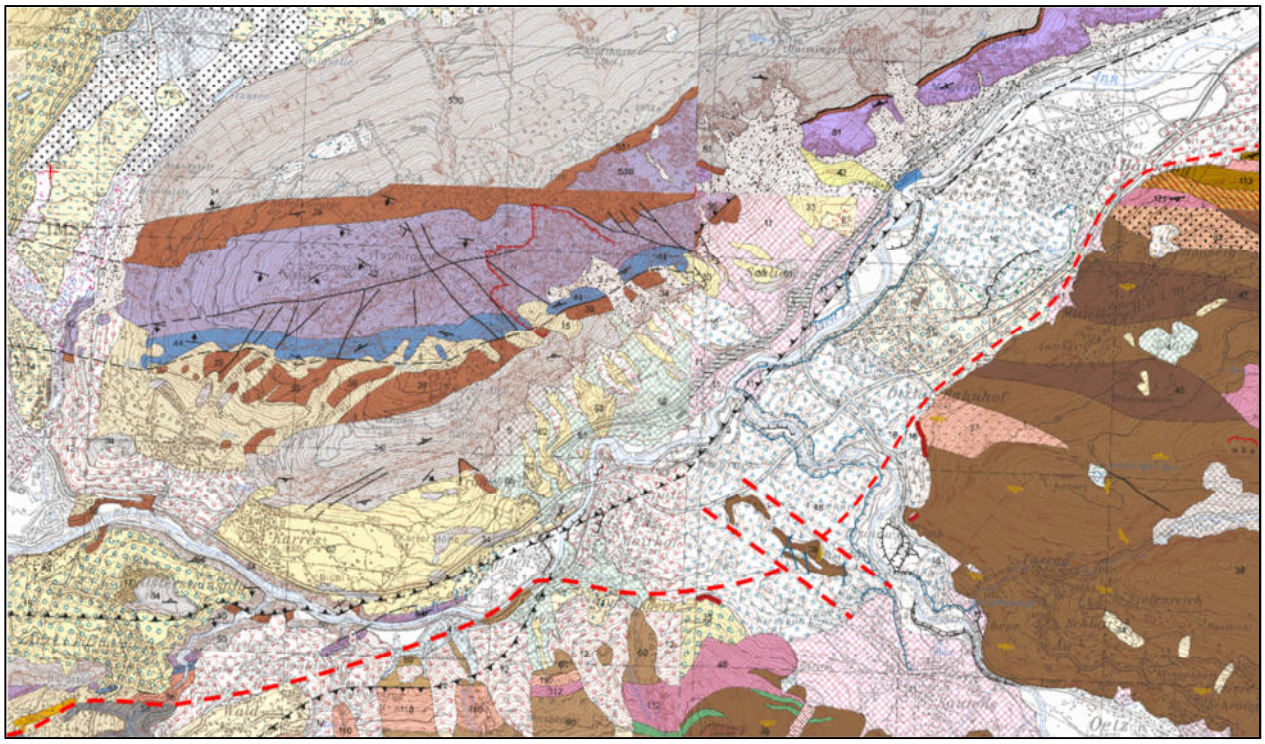

Abb. 6. *Geofast Karte Bereich Roppen – Haiming (Blatt 145 – Imst, 146 - Ötz) Darstellung des Kalkalpen-Südrandes nach bisherigen Ansichten (schwarz) und tatsächlicher Verlauf aufgrund der neuen Erkenntnisse (rot).*

5.6 Quellen

Die Armut an Quellen und die relativ tiefe Lage des Grundwasserspiegels, wie sie heute im Mündungsbereich Ötztal-Inntal festzustellen ist, spricht nicht nur für starke Verkarstung in den dortigen Festgesteinen, sondern auch gegen wassergesättigten Untergrund zum Zeitpunkt des Sturzereignisses

oder der Sturzereignisse. Die hydrogeologische Situation hat sich in den letzten paar tausend Jahren nirgends in den Tiroler Alpen so drastisch geändert, dass – beim bisher in der Literatur postulierten Alter der Sturzsedimente – damals völlig andere hydrogeologische Verhältnisse geherrscht hätten.

5.7 Alter der Sturzablagerungen – wie aussagekräftig sind die Datierungen und gibt es Übereinstimmungen mit möglichen Sturzmechanismen und Sturzabfolgen?

Es gibt seit den Datierungen von Patzelt (2012) mehrere Argumente, dass das Alter der Sturzablagerungen nicht ins Spätglazial (Heuberger, 1966 und 1975) zu stellen ist, sondern dass die Stürze vom Tschirgant – vereinfacht wiedergegeben - erst vor etwa 3500 Jahren BP und jünger stattgefunden hätten.

Das Autorenteam der vorliegenden Arbeit sieht jedoch zahlreiche Argumente, die das spätglaziale Alter Heubergers unterstützen.

Es ist daher nötig sich mit den Altersbestimmungen von Patzelt (2012) zu beschäftigen:

- Zur Altersbestimmung im Bereich der Lokalität T 5 (Patzelt, 2012):

Die Lokalität T 5 zeigt bis 920 m ü.A. laut Patzelt (2012) aufgebrandete Sturzmassen aus Hauptdolomit mit wenig Kristallinanteil. Da der Hauptdolomit nicht aus dem Bergsturzgebiet stammen kann, bleibt wohl nur die Möglichkeit der Erklärung einer spätglazialen Lokalmoräne. Die Gesteinsbruchstücke des Hauptdolomits wurden durch den Gletscher aus dem lokal anstehenden näheren kalkalpinen Untergrund aus der Nähe entnommen.

Die Streubreite der Altersdaten (Patzelt, 2012) liegt zwischen ca. 3500 und ca. 2400 Jahre BP (vor 1950). Diese Streubreite ist wohl auch nur schwer erklärbar, zumal geomechanisch die zwei Ereignisse von Tschirgant-Bergstürzen wohl nicht funktionieren können. Wenn man schon für Ereignis 1 wassergesättigten Untergrund als Bedingung für das weite Ausbreiten der Sturzmassen heranzieht, versagt diese Möglichkeit für Ereignis 2 vollkommen. Denn nun liegt ja bereits eine raue Sturzmasse vor. Diese kann keinesfalls mehr wassergesättigt gewesen sein; ihre Rauigkeit verhindert ein zweites Ausbreiten von Sturzmassen ähnlich weit wie es beim ersten Ereignis theoretisch möglich ist. Auch sprechen Höhenlage und Steilheit der südlichen Einhänge gegen die Richtigkeit der Erklärungsversuche von Patzelt (2012).

- Zur Altersbestimmung im Bereich der Lokalität T 1 (Patzelt, 2012):

Es handelt sich um eine Stelle rechts der Ache bei Ambach. Hier zeigt sich, dass eine Rutschmasse nach einem Sturzereignis eingeglitten ist; die Altersbestimmung ist also mit diesem Ereignis des Eingleitens in Zusammenhang zu bringen.

Im Bereich von T 1 ist die Basis der Sturzmasse steil von Norden nach Süden geneigt. Patzelt (2012) gibt das Gegenteil an, stellt aber nur einen Detailaufschluss dar, der nicht auf das Ganze schließen lässt. Die Sedimentstrukturen zeigen in der Tat, dass dieser Bereich vermutlich mehrfach umgelagert wurde. Die Sedimentstrukturen erinnern an Eisrandsedimente – lediglich die Altersbestimmung spricht dagegen. Die Altersbestimmung T 1 gibt somit lediglich das Remobilisierungsalter wider (siehe Abb. 7). Es könnte

zudem sein, dass die Sedimente mit der Feuerstelle nur durch die daneben vorbei fließende Ache angelagert wurden.

Abb. 7: *Ansicht Uferböschung; Blickrichtung Ost.*

- Zur Altersbestimmung im Bereich der Lokalitäten T 3 bzw. T 6 (Patzelt, 2012):

Die entsprechenden Stellen befinden sich nördlich des Inn. Es handelt sich dort um Murablagerungen. Wenn überhaupt damit etwas datiert werden kann, so sind dies Murschuttereignisse der jüngsten Vergangenheit.

- Zur Altersbestimmung im Bereich der Lokalität T 4 (Patzelt, 2012):

Die Aufschlüsse in der Schottergrube Sautens, aus der die Datierung von T 4 stammt, zeigen mehrfache Umlagerungen. Das datierte Alter von ca. 2885 Jahren BP ist laut Patzelt (2012) das Alter von Bergsturz Tschirgant 2 und stellt somit das jüngere der Sturzereignisse nach Patzelt (2012) dar.
Hier erhebt sich vor allem die Frage, wieso man nirgends Bodenreste findet, die aus dem Zeitraum der vorangegangenen ca. 700 Jahre, die seit Tschirgant 1 vergangen sind, stammen. Warum ist das Bergsturzgelände Tschirgant 1 – innerhalb von ca. 700 Vegetationsperioden - praktisch vegetationsfrei geblieben? Während einer Kaltzeit (Spätglazial) ist dies erklärbar, ebenso wie die auskartierbaren Grundmoränenreste. Der zur Datierung herangezogene Baumrest (Picea/Larix) spricht überdies nicht für wassergesättigten Boden. Das Sturzereignis Tschirgant 2 ist etwa gleich weit nach Süden vorgestoßen, wie das Ereignis Tschirgant 1 (Aufschluss T1). Das Ereignis Tschirgant 1 ist aber ca. 700 Jahre älter und hat sicherlich einen rauen, reliefierten Untergrund hinterlassen, der es dem Ereignis Tschirgant 2

verunmöglicht haben müsste, so weit nach Süden vorzudringen. Außerdem datiert der vorgefundene Baum lediglich das maximal mögliche Alter des Umlagerungsereignisses.
Der Aufschluss am Prallhang westlich von Unterriedern (Haiming 3) würde altersbedingt dem Ereignis T 2 entsprechen.

5.8 Weitere Argumente für die neue Sichtweise der geologischen Verhältnisse im Mündungsbereich des Ötztales in das Inntal:

- Nordostflanke des Dürrbergrückens

  - Der breite, vom Gletscher überschliffene Dürrbergrücken übersteigt das angrenzende Sturzmassenblockfeld im Nordosten um ca. 80 m. Auf dem Rücken liegen kalkalpine Sturzsedimente. Die steile Nordostflanke hätte mit Sicherheit einen massiven Prallhang dargestellt, an dessen Fuß mehr oder weniger zerlegte Karbonatblöcke zu erwarten wären. Im Gelände stellt sich dieser Abschnitt nahezu karbonatfrei dar und weist zudem eine wallartige karbonatfreie Struktur auf, welche als Moränenwall angesehen werden könnte.

Abb. 8: *Wallartiger Rücken aus Kristallinsedimenten am Fuße des Dürrbergrückens.*

- Kontaktbereich Bergsturz und Untergrund

  - Primär entlang der Ötztaler Ache ist der Kontaktbereich zwischen Sturzmassensedimenten und den darunterliegenden kiesig-sandigen Sedimenten mehrfach aufgeschlossen. In keinem dieser Aufschlüsse sind Bodenbildungen erkennbar. In einem ca. 180 m langen Aufschluss südlich der kleinen Insel in der Ötztaler Ache ist die Grenzfläche zwischen Sturzsedimenten und dem Untergrund sehr gut sichtbar. Unter den kalkalpinen Sturzmassen liegen steil geböschte sandige Kiese aus dem Ötztal und geringmächtige Moränenablagerungen. Auffallend ist der unregelmäßige und bucklige Verlauf der scharf ausgebildeten Grenzfläche. Kristallinblöcke, die aus den sandigen Kiesen (Blocksande) hinausragten, wurden bis zu dieser scharfen Grenze vollständig zerlegt, was am besten damit erklärt werden kann, dass sich ein Gletscher über den gefrorenen Boden (Blocksande) geschürft hat.

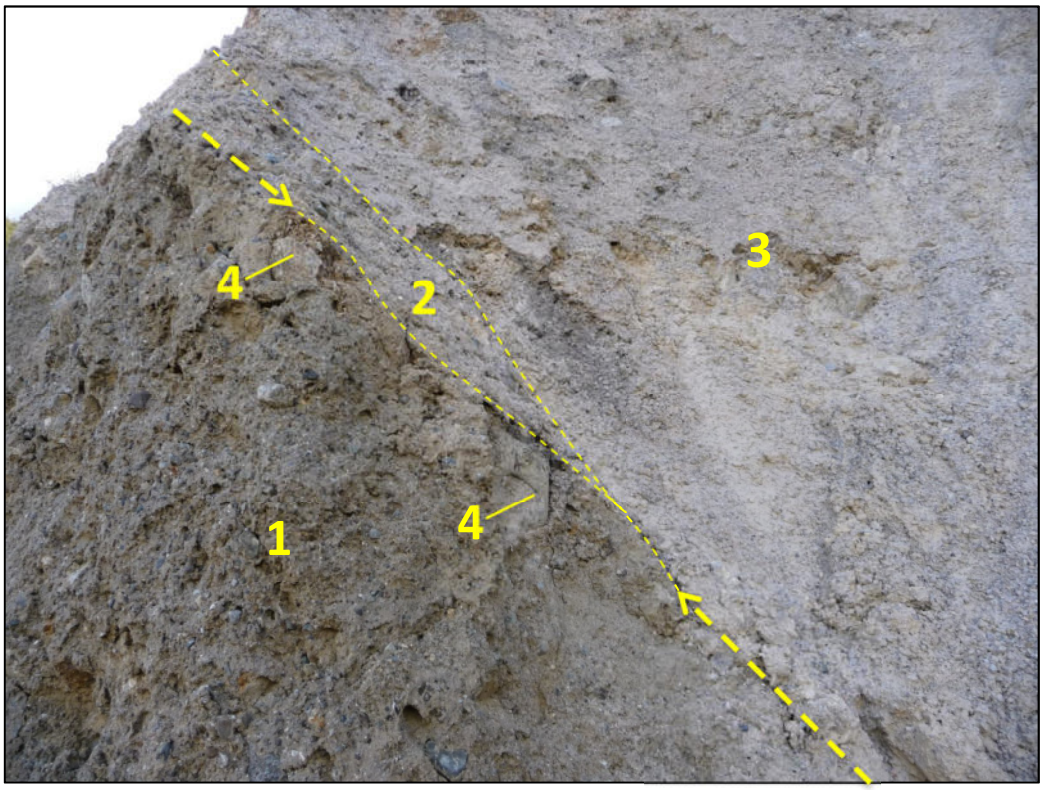

Abb. 9: *Aufschluss 180 m südlich der Insel in der Ötztaler Ache. Grenzfläche (rote Pfeile) zwischen Blocksande(1) - geringmächtige Moränenablagerungen (2) - Sturzmasse (3) mit oberhalb zur Grenzfläche scharfkantig abgeschürften Kristallinblöcken (4).*

- Dolinenartige Strukturen

  - Im gesamten Aufnahmegebiet südlich des Inn fanden sich 385 dolinenartige Strukturen einschließlich morphologische Senken, welche insgesamt ein abflussloses Volumen von ca. 98.000 Kubikmeter aufweisen. Eine derartige Häufung von deutlich ausgeprägten dolinenartigen Strukturen und Senken auf einer Ablagerungsfläche von etwa 6,4 km^2 ergibt durchschnittlich 60 solcher Strukturen pro km^2. Diese Eintiefungen sind zum überwiegenden Teil auf Setzungen im Untergrund zurückzuführen. Suffosion kommt in Ermangelung von Grundwasser in der dafür notwendigen wirksamen Tiefe nicht in Frage. Toteislöcher können nur für den Dürrbergrücken angenommen werden und wären bei einem Bergsturzalter von lediglich ca. 3000 Jahren völlig unmöglich. Bombentrichter sind nur entlang der Bahnlinie feststellbar und in der Zahl 385 nicht berücksichtigt. Morphologisch unterscheiden sich die Bombentrichter von den dolinenartigen Strukturen in ihrem Durchmesser und ihrer Größe; die Bombentrichter sind deutlich kleiner und weisen einen gleichmäßigen Durchmesser auf. Somit bleiben nur Karbonatkarst- und Gipskarststrukturen als Erklärungsmöglichkeit übrig. Allfällig früher dort befindliche Toteislöcher haben mit der Erwärmung nach der Eiszeit die Verkarstungsprozesse beschleunigt und sind durch die fortschreitende Verkarstung zwischenzeitlich längst zerstört.

***Abb. 10**: Dolinen zwischen Dürrbergrücken und Ötztaler Ache*

- Tiefgründig zerlegte, anstehende Festgesteine mit nur spärlich vorhandener Überdeckung mit Sturzmaterial

  - Westlich und östlich des Dürrbergrückens stehen großflächig kalkalpine Gesteine an. Die Gipfel der in der Karte ausgewiesenen kalkalpinen Gesteine erreichen Höhenkoten zwischen 725 und 765 m Seehöhe und liegen somit zwischen 50 und 90 m über dem von Patzelt (2012) angegebenen ehemaligen Talbodenniveau. Die Felsrücken streichen im Wesentlichen in etwa parallel zum Inntal und sind zwischen 350 und 950 m südlich des Inn situiert. Besonders auffällig ist, dass diese Bereiche kaum eine Überdeckung mit Sturzmaterial aufweisen. Hierbei stellt sich die Frage, wie eine ungehinderte Ausbreitung der Sturzmassen am Talausgang des Ötztales möglich war. Die beim derzeitigen Wissensstand wohl plausibelste Erklärung hierfür ist eine zum Zeitpunkt des Bergsturzes vorhandene Eismasse, die die Festgesteinsrücken südlich des Inn verdeckte und gleichzeitig ideale Untergrundbedingungen für den weiten Vorstoß der Sturzmassen ins Ötztal lieferte.

Abb. 11a und 11b: *Lokalität Wassertal –großflächig gleiches Schichteinfallen und über 10er Meter verfolgbare klaffend Klüfte prägen den dort anstehenden Wettersteinkalk.*

Abb. 12 a,b: *Anstehenden Tonschiefer/Mergel im Bereich Roppen*

Abb. 13 a,b: *Reiflinger Knollenkalke, rechts mit Hornsteinknauern*

6. Ablauf der Landschaftsentstehung am Ausgang des Ötztales – Zusammenfassung der neuen Erkenntnisse:

Die geologischen Verhältnisse im Ausgangsbereich des Ötztales zum Inntal sind deshalb so komplex und damit so schwierig auszudeuten, weil auf engsten Raum zahlreiche tektonische Vorgänge, sowie insbesondere während und nach der letzten Eiszeit auch vielfältige Erosionsprozesse und Sedimentationsprozesse, sowie nacheiszeitlich Verkarstungsprozesse dort stattgefunden haben:

- ✓ Die beiden kalkalpinen Decken Lechtaldecke und Inntaldecke erfahren eine intensive multivergente Deformation ihrer gemeinsamen tektonischen Grenze (Überschiebungsbahn der Inntaldecke über die Lechtaldecke).
- ✓ Am Kalkalpen-Südrand im Bereich der heutigen Südseite des Inntales wird an Störungen des äußeren Ötztales der Kristallingesteinskomplex des Dürrberges nach Norden in die kalkalpinen Gesteine hinein versetzt. Die versetzenden Störungen sind richtungsgleich mit der Ausrichtung des äußeren Ötztales nördlich von Habichen.
- ✓ Dieser Kristallingesteinsrücken schützt während der Eiszeit die kalkalpinen Gesteine vor tiefergreifender Abschürfung.
- ✓ Auf die spätglazialen Gletscher stürzen an großflächigen Pultflächen, die subparallel zur Überschiebungsbahn der Inntaldecke den Wettersteinkalk des Tschirgant im Bereich der späteren Weißwand bilden, vor allem Gesteine des Wettersteinkalks, untergeordnet des Alpinen Muschelkalks ab und bedecken mehr oder weniger mächtig das Gletschereis. Primäre Ursache ist somit die tektonisch bedingte Schwächung des Wettersteinkalks der Inntaldecke, die im Bereich der Weißwand tektonisch stark reduziert ist. Die auslösende Ursache mag in der Erosionswirkung der vorangegangenen Hochvereisung liegen. Die Ereignisse Tschirgant 1 und Tschirgant 2 im Sinne von Patzelt (2012) sind in der von ihm wiedergegebenen Weise nicht nachvollziehbar.
- ✓ Mit dem Abschmelzen der Gletscher rutschen die Sturzablagerungen entlang steilerer Hänge an der Talsüdseite im Bereich von der Lokalität „Forstweg Holzwald“ wieder gegen Norden ab. Ansonsten erreichen die Sturzsedimente erst mit dem Abschmelzen den Gesteinsuntergrund

(Locker- und Festgesteine). Teilweise verändern die Sturzablagerungen durch die nachfolgenden Erosionsprozesse mehrfach ihre Lage.

- ✓ Die nach der Eiszeit wieder auflebenden Verkarstungsprozesse (Gipskarst und Karbonatkarst) bilden Dolinen, sich öffnende Gesteinsspalten und abflusslose Täler (z. B. Wassertal); viele der Sturzblöcke, aber auch die Sedimentbedeckung der Festgesteine verschwinden teilweise in den Dolinen und Spalten. Dies ist auch der Grund, dass in Bohrungen (z.B. KB 7) in 65 m Tiefe „unter" den Festgesteinen Lockergesteine angetroffen wurden. Dies wird unter anderem dadurch gestützt, dass nahe der Autobahn-Zubringer-Brücke über den Inn eine aktive Doline innerhalb einer größeren derartigen Struktur erkennbar ist und im nahen Umfeld auch Festgesteine (Wettersteinkalk), sowie Moränenreste anstehen. Dadurch ist noch die Gesteinsabfolge und die chronologische Entwicklung des neu vorgestellten Entstehungsmodells an dieser Stelle ungestört vorhanden.
- ✓ Die Ötztaler Ache bildet mehrere Verläufe von Tälchen zum Inn, die später wieder trocken fallen, da sich Inn und Ache in ihr heutiges Bett eintiefen.
- ✓ Die wenigen Sturzsedimente nördlich des Inn stellen wesentlich jüngere Ereignisse dar, die mit den Sturzablagerungen südlich des Inn nichts zu tun haben.
- ✓ Daraus wird ersichtlich,
    - dass die bisherigen Alterseinstufungen der Sturzereignisse am Tschirgant offensichtlich nicht plausibel sind,
    - dass die Sturzablagerungen wesentlich geringer in ihrem Volumen zu sehen sind und
    - dass es einen Cluster von Bergstürzen zur postulierten Zeit vor ca. 3500 Jahren BP (siehe z. B. auch Prager, 2010) wohl nicht gibt – nicht zuletzt auch weil der Fernpass gar keinen Bergsturz, sondern ein Gipskarstgebiet (Gipse der Nordalpinen Raibler Schichten) darstellt (Mostler, 2013).

LEGENDE
BERGSTURZ TSCHIRGANT
BEFUNDAUFNAHMEN GEOLOGIE

7. Literatur

Abele G., 1974: Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. - Wiss. Alpenvereinshefte 25, S. 1-230.

Ampferer O., 1904: Die Bergstürze am Eingang des Ötztales und am Fernpaß. - Verh. Geol. R.-A. (1904), S. 73-87.

ASFINAG, 2009: Tschirganttunnel A 12 Inntal Autobahn, Abschnitt Haiming-Nassereith, Einreichprojekt 2007 inkl. Umweltverträglichkeitserklärung. – Fachbeiträge zur UVE, Beilagen 0.1 bis 10.4; unveröffentlicht.

Becke M., 1983: Zur Geologie des Mieminger Gebirges. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 12,H 15, S. 317-340.

Heißel G., 1977: Die geologische Neuaufnahme des Karwendelgebirges und seine tektonische Ausdeutung. – Unveröff. Diss. D. phil. Fak. Universität Innsbruck.

Heißel G., 1978: Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 8, S. 227-288.

Heißel G., 1993: Die Hydrogeologie der Mühlauer Quellen im Lichte geologischer und strukturgeologischer Erkenntnisse unter Einbeziehung besonderer Aspekte der Geologie Tirols. – Landesgeologie Tirol, 1.

Heißel G., Köhler M. & Leimser W., 1989: Erfahrungen mit dem Infrarot-Temperaturmessgerät IRS 3 beim Vortrieb des Roppener Tunnels. – Felsbau 7/4, S. 198-201.

Heißel G. & Nittel P., 2013: - Die Gipskarstproblematik in Tirol – Anstoß für neue geologische Erkenntnisse und ihre Bedeutung für die Praxis. - Tagungsband 15. Geoforum Umhausen 2013; S. 5-10.

Henzinger J., Henzinger C. & Hoffmann P., 2011: Tiefgründung bei Sulfatkarst – Bohrpfahlgründung beim Neubau des Erlebnisbades Ehrenberg in Reutte. – 8. Österreichische Geotechnikertagung – Tagungsband, S. 73-85.

Heuberger H., 1966: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. - Wiss. Alpenvereinshefte 20, Innsbruck, S. 1-126.

Heuberger H., 1975: Das Ötztal. Bergstürze und alte Gletscherstände, kulturgeographische Gliederung. - Innsbrucker Geograph. Stud. 2, S. 213-249.

Köhler U. & Müller F., 2013: Bauen im Subrosionsgebiet - Entwurf und Ausführung von Schutzkonstruktionen im Spannungsfeld zwischen Gebrauchstauglichkeit und den Risiken für Bauherr und Planer. - Tagungsband 15. Geoforum Umhausen 2013; S. 11-40.

Mählmann R. F. & Morlok J., 1991/92: Das Wettersteingebirge, Widerlager der allochthonen Inntaldecke, und die Ötztalmasse, Motor tertiärer posthumer NW-Bewegungen im Mieminger Gebirge (Nordtirol, Österreich).- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 18, S.1-34.

Mostler W., 2013: Der Fernpassbergsturz in völlig neuem Lichte. – Tagungsband 15. Geoforum Umhausen 2013; S. 20-28.

Nittel P., 2006: Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). Geo.Alp, Vol.3, S. 93-145.

Pagliarini L., 2008: Strukturelle Neubearbeitung des Tschirgant und Analyse der lithologisch-strukturell induzierten Massenbewegung (Tschirgant Bergsturz, Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Unveröff. Dipl. Arb. Natw. Fak. Universität Innsbruck.

Patzelt G., 2012: Die Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming, Oberinntal, Tirol.- Jb. Geol. B.-A. Bd. 152; Heft 1 – 4; S. 13-24.

Patzelt G. & Poscher G., 1993: Der Tschirgant-Bergsturz. - Arbeitstagung 1993 Geol. B.-A., Geologie des Oberinntaler Raumes, Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, S. 206-213, Exkursion D: Bemerkenswerte Geologische und Quartärgeologische Punkte im Oberinntal und aus dem äußerem Ötztal.

Prager C., 2010: Geologie, Alter und Struktur des Fernpass Bergsturzes und tiefgründiger Massenbewegungen in seiner Umgebung (Tirol, Österreich) – Unveröffentlichte Dissertation Innsbruck, 2010; 307 Seiten; Kapitel 11: Vergleichsbeispiele Tschirgant und Haiming.

Sanders D., 2012: Talus accumulation in detachment scarps of late Holocene rock avalanches, Eastern Alps (Austria): rates and implications. - Geo. Alp, Band 9 / Volume 9, S. 82 -99.

Anschrift der Vortragenden „Geoforum 2014“ in alphabetischer Reihenfolge:

Dipl.-Ing. Michael Arndt
MACCAFERRI DEUTSCHLAND GmbH
Kurfürstendamm 226
D-10719 Berlin
Tel.: +49 30 88007979
office@maccaferri.de

Dr. Heiner Bertle
GEOGNOS BERTLE
Technische Geologie Ziviltechniker GmbH
Kronengasse 6
A-6780 Schruns
Tel.: +43 5556 72002-0
office@geologie-bertle.at

DI. Dr. Heike Brielmann
Umweltbundesamt
Abteilung Grundwasser
Spittelauer Lände 5
A-1090 Wien
Tel. : +43 (1) 31304 3546
Heike.Brielmann@umweltbundesamt.at

Ilaria Coscia
Helimap System SA
Le Grand-Chemin 73
CH-1066 Epalinges
Tel.: +41 21 7850201
ilaria.coscia@helimap.ch
www.helimap.ch

Dipl.-Geol. Jochen Fiseli
GEOTEST AG
Grubenstrasse 12
CH-8045 Zürich
Tel.: +41 43 9608020
Mobile: +41 76 3236485
Jochen.Fiseli@geotest.ch
www.geotest.ch

Ing. Anton Gwercher
Wildbach- und Lawinenverbauung
Gebietsbauleitung Mittleres Inntal
Josef Wilbergerstr. 41
A-6020 Innsbruck
anton.gwercher@aon.at

Dr. Christa Hammerl
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik -
Abteilung Geophysik
Historische Erdbeben
Hohe Warte 38
A-1190 Wien
Tel. : +43(0)1 36026 2516
christa.hammerl@zamg.ac.at

Dr. Gunther Heißel
Amt der Tiroler Landesregierung
Allgemeine Bauangelegenheiten
Fachbereich Landesgeologie
Herrengasse 1-3
A-6020 Innsbruck
Mobil: +43 676 885084320
gunther.heissel@tirol.gv.at

DI Dr. Jörg Henzinger
Geotechnik Henzinger
Mobil: +43 664 5434916
j.henzinger@geotechnik-henzinger.at

Ing. Dr. Bernd Imre
BERNARD Ingenieure ZT GmbH
Abteilungsleiter Ingenieurgeologie
Bahnhofstraße 19
A-6060 Hall in Tirol
Tel. : +43 (0)5223 5840 - 179
Mobil +43 (0)664 88334342
bernd.imre@bernard-ing.com
www.bernard-ing.com

Christian Kostrouch
KOSTROUCH & UNTERREINER
Umwelttechnik, Labor und Hydrologie GmbH
Eduard-Bodem-Gasse 5-7
A-6020 Innsbruck
Tel.: +43 (0) 676 5401901
wasser@k-u.at
www.k-u.at

Dr. Michael Lotter
Geologische Bundesanstalt (GBA)
Abteilung Ingenieurgeologie
Neulinggasse 38
A-1030 Wien
Tel.: +43 (1) 712 56 74 - 391
michael.lotter@geologie.ac.at
office@geologie.ac.at

Mag. Wolfram Mostler
Igm. Ingenieurbüro für Technische Geologie
Freundsbergstraße 26
A-6020 Innsbruck
Tel.: +43 512 890139
Mobil: +43 664 5028712
ig.mostler@inode.at

Mag. Michael Mölk
Leiter der Geologischen Stelle
Wildbach- und Lawinenverbauung
Austrian Service for Torrent and Avalanche Control
Wilhelm-Greil-Straße 9
A-6020 Innsbruck
Tel.: +43 512 58420038
Mobil: +43 664 2418863
michael.moelk@die-wildbach.at
www.die-wildbach.at

Mag.rer.nat. Bernd Noggler
Amt der Tiroler Landesregierung
Abt. Zivil- und Katastrophenschutz
Eduard-Wallnöfer-Platz 3
A-6020 Innsbruck
Tel.: +43 512 5082261
Mobil: +43 676 885082261
bernd.noggler@tirol.gv.at

Dr. MMag. Clemens Pfurtscheller
Landesfeuerwehrverband Vorarlberg
Naturgefahrenprävention und Beratung
Florianistraße 1
A-6800 Feldkirch
Tel.: +43 5522 3510250
Mobil: +43 664 6255493
www.lfv-vorarlberg.at

Paolo di Pietro
MACCAFERRI DEUTSCHLAND GmbH
Kurfürstendamm 226
D-10719 Berlin
Tel.: +49 30 88007979
office@maccaferri.de

Univ. Prof. Dr. Josef H. Reichholf
em. Univ.-Prof. der TU München/D
reichholf-jh@gmx.de

Mag. Alexander Römer
Geologische Bundesanstalt (GBA)
Abteilung Geophysik
Neulinggasse 38
A-1030 Wien
Tel.: +43 (1) 712 5674 - 372
alexander.roemer@geologie.ac.at
office@geologie.ac.at

Mag. Markus Ribis
geo.zt gmbh
Saline 17
A-6060 Hall in Tirol
Tel.: 05223 52105-18
Mobil: 0664 9481804
markus.ribis@geo-zt.at

Ing. Mag. Manfred Scheikl
alpinfra consulting + engineering gmbh
Schillerstraße 25
A-5020 Salzburg
Tel.: +43 6217 20271
Mobil: +43 664 8211835
manfred.scheikl@alpinfra.com
www.alpinfra.com

Dr. Nils Tilch
Geologische Bundesanstalt (GBA)
Abteilung Ingenieurgeologie
Neulinggasse 38
A-1030 Wien
Tel.: +43 (1) 712 5674 - 392
nils.tilch@geologie.ac.at office@geologie.ac.at

Univ. Prof. Dr. Leopold Weber
Ministerialrat i.R.
Gentzgasse 129/2/45
A-1180 Wien
office@geologie-weber.at