

**Die Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming, Oberinntal, Tirol
 Begleitworte zur Kartenbeilage**

GERNOT PATZELT *

14 Abbildungen, 2 Tabellen, 1 Kartenbeilage

Dem Andenken an Helmut Heuberger (1923–2011) gewidmet.

*Österreichische Karte 1:50.000
 Blatt 115 Reutte
 Blatt 116 Telfs
 Blatt 145 Imst
 Blatt 146 Oetz*

*Oberinntal
 Ötztalmündung
 Radiokarbondatierungen
 Bronzezeit
 Talgeschichtliche Folgen*

Inhalt

Zusammenfassung	13
Abstract	13
Vorwort	14
Einleitung	14
Die Karte (Beilage)	14
Kartenauswertungen	14
Die Bergstürze vom Tschirgant	15
Die Datierung der Sturzereignisse vom Tschirgant	17
Die Bergstürze von Haiming	20
Die Datierung der Sturzereignisse von Haiming	21
Synthese und Diskussion	22
Dank	24
Literatur	24

Zusammenfassung

Mit der beiliegenden Karte als Grundlage werden die morphologischen und stratigrafischen Gegebenheiten der Bergstürze vom Tschirgant (Ablagerungsfläche: 9,8 km²; Volumen: 200–250 * 10⁶ m³) und von Haiming (Ablagerungsfläche: 2,5 km²; Volumen: 50–60 * 10⁶ m³) vorgestellt. Das Hauptaugenmerk wird auf die Datierung der Sturzereignisse gelegt. Auf der Grundlage von acht Radiokarbondaten werden in den Ablagerungsgebieten der beiden Bergstürze jeweils zwei Sturzereignisse zwischen 1700 und 1500 v. Chr., und zwischen 1200 und 1000 v. Chr. festgelegt. Bei Haiming wurde noch ein Felssturz kleinerer Dimension für die Zeit zwischen 130 und 410 n. Chr. datiert. Die gute zeitliche Übereinstimmung der beiden Sturzereignisse in den genannten Zeiträumen im jeweils gleichen Sturzareal wird als Hinweis auf Erdbeben als auslösender Faktor für diese Ereignisse gewertet.

**The Rock Avalanches of Tschirgant and Haiming (Upper Inn Valley, Tyrol, Austria)
 Comment on the Map Supplement**

Abstract

In conjunction with the attached map, the morphological and stratigraphic situations of two landslides, at Tschirgant (area: 9.8 km²; volume: 200–250 * 10⁶ m³) and at Haiming (area: 2.5 km²; volume: 50–60 * 10⁶ m³) are presented. Special focus lies on the age determination of the events. On the basis of eight radiocarbon dates, two events can be identified for both landslides, the first between 1700 and 1500 BC, the second between 1200 and 1000 BC. At Haiming, a third event of smaller dimensions took place between 130 and 410 AD. The fact that these events coincide in time for both of the landslides indicates earth quakes as the triggering factor.

*) GERNOT PATZELT: Patscherstraße 20, A 6080 Innsbruck-Igls. gernot.patzelt@uibk.ac.at

Vorwort

Der Tschirgant Bergsturz ist eine der großen Massenbewegungen der nördlichen Kalkalpen, die den Talbereich des Inntales prägen. Er wurde zuletzt von Helmut Heuberger umfassend bearbeitet, aufgrund morphologischer Kriterien mit einem Gletscherstand des Ötztalgletschers in Zusammenhang gebracht und als spätglaziales Ereignis gesehen. Die vorerst zufallsbedingte, dann systematisch verfolgte Datierung der Sturzereignisse ergab dafür jedoch jungholozänes Alter.

In einer gemeinsamen Begehung wurden die Befunde im Gelände besprochen. Helmut Heuberger hat diese nach eingehender Prüfung uneingeschränkt anerkannt und eigenes Beobachtungsmaterial zur weiteren Bearbeitung zur Verfügung gestellt. Daraus ist freundschaftlicher Kontakt entstanden. Die wissenschaftlich und menschlich vorbildliche Haltung behält der Verfasser in dankbarer Erinnerung.

Einleitung

Die Blockschuttmassen des Bergsturzes vom Tschirgant prägen das Inntal im Bereich der Ötztalmündung in auffälliger Weise. Sie wurden in der geologischen Literatur schon früh eingehend erörtert. HEUBERGER (1966: 9f) gibt davon einen zusammenfassenden Überblick, auf den verwiesen wird, um unnötige Wiederholungen zu vermeiden.

Der rund 1 km östlich vom Tschirgant Bergsturz gelegene, über die Inntalsole unbehindert ausgebreitete Bergsturz von Haiming wurde von HEUBERGER (1966: 17–21, 1975: 226–228) in sein Konzept spätglazialer Ereignisse einbezogen und der Blockschutt als Bergsturzmoräne des Steinach-Stadiums gesehen. Auch hier ergaben sich nach den neuen Untersuchungsergebnissen Ereignisalter des jüngeren Holozäns, wie nachstehend dargestellt wird.

Als Kartengrundlage stand bisher nur die Geologische Spezialkarte der Republik Österreich im Maßstab 1:75.000 (Blatt 5146 Ötztal) zur Verfügung, die im Jahre 1929 herausgegeben wurde und ältere Aufnahmen bis zurück zu Adolf Pichler berücksichtigt (HAMMER, 1929; HAMMER et al., 1929). Das hier behandelte Gebiet ist mit erstaunlichem Detailreichtum gut erfasst, gestattet aber, durch Maßstab und ungünstigen Blattschnitt bedingt, nur einen Überblick. Für die vorliegende Untersuchung der Bergsturzereignisse vom Tschirgant und Haiming bildete eine Detailkartierung auf Plänen im Maßstab 1:5.000 die Grundlage. Daraus wurde die beiliegende Karte im Maßstab 1:30.000 erstellt. Dieser Maßstab erlaubt die Darstellung der erhobenen Details und ihre Verbreitung in hinreichender Auflösung und Lagegenauigkeit. Damit liegt jetzt eine geologische Kartengrundlage für eine Thematik vor, die seit nahezu 150 Jahren Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen war.

Die Karte (Beilage)

Kartografie: Ing. Gerhart Moser, Innsbruck-Arzt (siehe Dank)

Die topografische Grundlage für die Bergsturzkarte bilden die Blätter der Österreichischen Karte 1:50.000 (Ausschnitte der Blattnummern ÖK 115, 116, 145 und 146). Es wurden Schichtlinien und die Situation in grauer, die Gewässer in blauer Farbe übernommen.

Der thematische Inhalt ist in Flächenfarben dargestellt, ergänzt mit Signaturen in schwarzer Farbe. Der Thematik

entsprechend sind die Flächen der Bergsturzablagerungen besonders hervorgehoben (Farbe altrosa). Großer Wert wurde auf die farbliche Differenzierung und Darstellung des Geländes gelegt, das die Bergsturzfleichen umgibt. Die Farbgebung für eiszeitliche Moränen (gelb) entspricht der in geologischen Karten üblichen. Die übrigen Ablagerungen werden in grünen Farbabstufungen unterschieden: dunkelgrün die spätglazialen Sedimente, mittelgrün die Flussablagerungen und hellgrün mit schwarzen Signaturen die Schuttkegel und Schutthalden. Böschungsschraffen heben die Sturz- und Erosionsböschungen hervor. Von den restlichen Signaturen seien die schwarzen Pfeile und Richtungsangaben hervorgehoben, die die Richtung eiszeitlicher Gletscherschliffe anzeigen. Die Abbruchkanten der Bergstürze sind nach Luftbildern kartiert, alle übrigen Eintragungen wurden nach Geländebegehungen festgelegt.

Kartenauswertungen

Die Karte erlaubt eine kartometrische Auswertung mit einer dem Maßstab entsprechenden Genauigkeit. Die erhobenen Parameter sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Sie gelten für den jeweils größeren und älteren Bergsturz. Die jüngeren Sturzereignisse sind nicht abgrenzbar und kartometrisch nicht zu erfassen.

	Tschirgant	Haiming
höchster Punkt (m)	2.160	1.420
tiefster Punkt (m)	680	ca. 660
Sturzhöhe (m)	1.480	ca. 760
Fahrbahnlänge (m)	6.300	2.400
Fahrböschungswinkel (in Grad)	12	13
Ablagerung Kartenfläche (km ²)	6,4	2,0
Ablagerung Gesamtfläche (km ²)	9,8	2,5
Volumen (geschätzt) (10 ⁶ m ³)	200–250	50–60

Tab. 1.
Kennzahlen der Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming.

Die Sturzhöhe ist beim Tschirgant Bergsturz mit 1.480 m nahezu doppelt so groß wie beim Haiminger Bergsturz, für den rund 760 m ermittelt wurden. Während der Haiminger Sturz sich auf der Inntalsole ungehindert ausbreiten konnte, sind die Trümmersmassen vom Tschirgant auf der gegenüberliegenden Inntalflanke bis zu 240 m hoch aufgebracht und in der Ötztalfurche mindestens 85 Höhenmeter bergauf gefahren. Davon ist der Fahrböschungswinkel beeinflusst, der beim Tschirgant Bergsturz mit 12 Grad nur unwesentlich geringer ist als bei Haiming mit 13 Grad.

Die sichtbare und erhaltene Ablagerungsfläche, die der Kartenfläche entspricht, gibt einen Minimalwert für die ehemalige Ausbreitung der Sturzmassen. Sie wurde durch Schuttüberlagerung und Flusserosion verringert und beträgt für den Tschirgant 6,4 km² und für Haiming 2,0 km². Als ursprüngliche Gesamtfläche ist für den Tschirgant 9,8 km² und für Haiming 2,5 km² ermittelt worden.

Das Volumen wurde mit den Flächenwerten und einer mittleren Schuttmächtigkeit von 20 bis 25 m beim Tschirgant auf 200 bis 250 Mio. m³ und bei 10–15 m für Haiming auf 50–60 Mio. m³ geschätzt, womit nur eine gute Größenordnung erfasst sein dürfte.



Abb. 1.
Tschirgantgipfel (links oben) und Abbruchwand des Bergsturzes im Wettersteindolomit. Nordalpine Raibler Schichten (gelb; Bildmitte) im untersten Abschnitt des Felsausbruches. Flugaufnahme: 21.8.1989. Blickrichtung NW.

Die Bergstürze vom Tschirgant

Das Abbruchgebiet, das den kennzeichnenden Lokalnamen „Weißwand“ trägt, ist mit scharfen Abrisskanten klar umgrenzt (Abb. 1). Es liegt nahezu vollständig im Bereich des Wettersteindolomits, der den westlichen Teil des Tschirgant-Rückens und des Gipfels aufbaut (Geofast-Karten 1:50.000, Blatt 115, 116, 145, 146; KREUSS, 2009, 2011a, b; MOSER, 2011). Nur unter 1.300 m sind, von Ost nach West ansteigend, Alpiner Muschelkalk und Gesteine der Nordalpinen Raibler Schichten vom Abbruch miterfasst.

Die linke Abrisskante am Hang und die westlich davon eingetiefte Erosionsrinne lässt die näherungsweise Rekonstruktion des Anrissgebietes im Längsprofil zu (Abb. 2). Im westlichen, unteren Abschnitt desselben scheint die leicht gewölbte Gleitfläche erhalten zu sein, doch ist eine Be-

gehung und Kartierung des Abbruchgebietes im Rahmen dieser Untersuchung nicht erfolgt.

Der unterhalb der Abbruchnische liegende Hang ist stark zerfurcht. Die Bergsturzaflagerungen sind hier kleinflächig aufgelöst oder von jungen Schuttablagerungen bedeckt, die in großen Schottergruben abgebaut werden. Im oberen Hangabschnitt ist fleckenhaft würmzeitliche Grundmoräne des Inntalgletschers erhalten, die vom Bergsturz überlagert- oder nicht vollständig abgetragen wurde.

Südlich des Inn ist das Sturzmaterial in der Talsohle fächerförmig ausgebreitet und überdeckt den trichterförmigen Mündungsbereich der Ötztaler Ache. Am Gegenhang südöstlich von Roppen ist der Bergsturz bis 920 m Höhe, an der Westflanke des Amberges bis 840/850 m Höhe aufbrandet. Am Kandlschrofen, der bereits im Ötztal liegt,

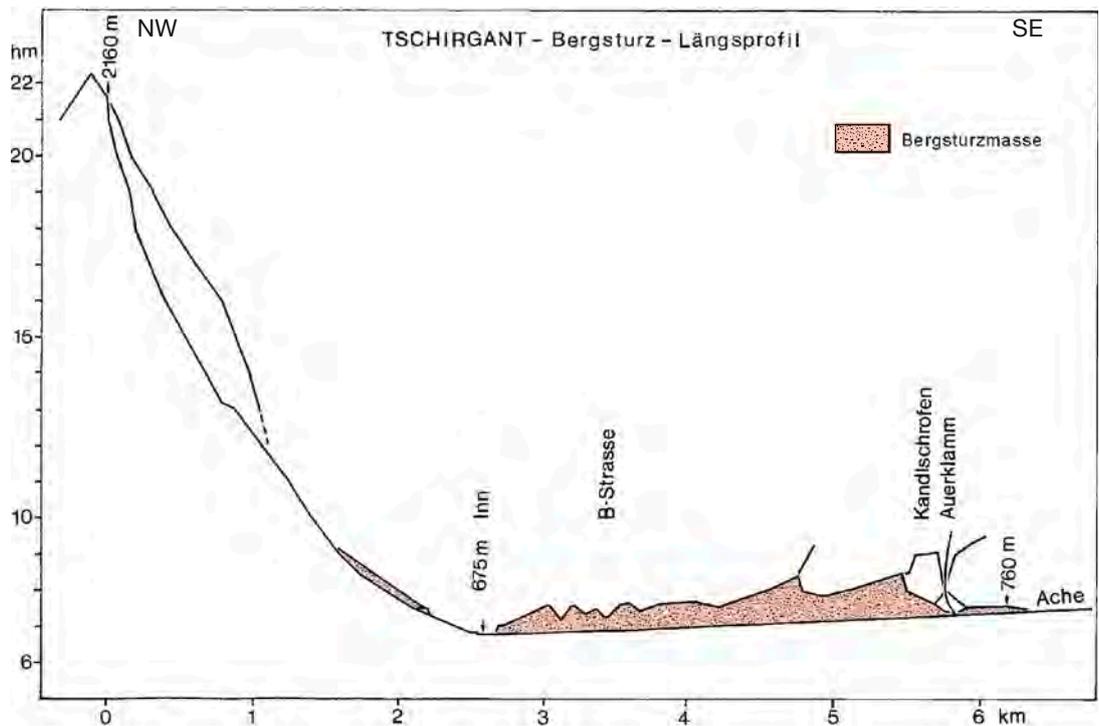


Abb. 2.
Längsprofil des Bergsturzes vom Tschirgant, 2,5-fach überhöht.

ist Bergsturzmaterial nochmals bis 848 m hinaufgefahren. Von hier 1 km taleinwärts waren an der linken Erosionsböschung der Ache unter Murschuttbedeckung die äußersten kalkalpinen Bergsturzsedimente in 760 m Höhe aufgeschlossen. Die Aufbrandungen auf der rechten Öztalflanke zeigt das Längsprofil (Abb. 2).

Die obersten Flussterrassen an Inn und Ache zeigen an, bis in welche Höhe der Bergsturz die Fließgewässer gestaut hat. Der Schwemmfächer der Ache rechts bei der Mündung in den Inn liegt 22 m über dem Niveau des Vorfluters. Der Inn selbst war unmittelbar westlich der Bergsturzbarriere bis zu 20 m gestaut. Westlich außerhalb des



Abb. 3.
Innschotter an der Basis in das Bergsturzmaterial aufgenommen. Bemerkenswert die Gradierung des aufgepressten Sedimentes mit nach oben abnehmender Korngröße. Foto: 9.6.1996.

Bergsturzes bei Roppen liegt das Stausediment in Form einer breiten Terrasse bis zu 16 m über der heutigen Talau. In dieses Stauniveau haben sich die Flüsse schrittweise eingetieft. Dabei ist an den Erosionsböschungen über lange Strecken Bergsturzmaterial freigelegt worden, welches das Ufer bildet. Damit ist angezeigt, dass die ursprünglichen Talbodensedimente tiefer liegen. Die Kernbohrungen KB 7 und KB 14 (siehe Kartenbeilage) bestätigen das. In KB 7 (737 m) wurde unter 65 m Bergsturzmaterial Öztaler Schotter 12 m unter dem Niveau des heutigen Achenbettes angetroffen (672 m). In KB 14 (696 m) lag fluviatiles Sediment unter 23,8 m Bergsturzmaterial auf 672,7 m Höhe, rund 8 m unter dem heutigen Innniveau (PATZELT & POSCHER, 1993). Das entspricht allerdings mit großer Wahrscheinlichkeit nicht der ursprünglichen Höhe der Talsohlenoberfläche, wenn man in Rechnung stellt, dass der Bergsturz basale Sedimente aufgenommen und verlagert hat, wie das an den Erosionsböschungen der Ache gut zu sehen war (Abb. 3).

Das Hochwasser von 1987 hat durch Unterschneidung der Uferhänge im Bergsturzgebiet große neue Aufschlüsse geschaffen. Sie zeigten an mehreren Stellen deutlich, wie die Sedimentbasis in die Bergsturzmassen aufgenommen wurde, bzw. eingedrungen ist (PATZELT & POSCHER, 1993: Profil P1, Punkt AS 4). Diese auf einer gemeinsamen Exkursion besprochene Situation hat ABELE (1997; von H. Heuberger nach Gerhard Abeles Tod († 8.10.1994) fertig gestellt und redigiert) in einer grundlegenden Arbeit als Beleg aufgenommen, in der gezeigt wird, wie grundwasserführende basale Sedimente die Ausbreitung und Reichweite von Bergsturzmassen beeinflussen können.

Auch an den großen Murschuttfächern von Sautens ist der Bezug zum Bergsturz fassbar. Der Schuttkegel aus der Kohlgrube ist im linken Bereich von Sturzschutt überlagert und daher älter als dieser. An die Erosionsböschung, mit der der Schuttkegel aus der Kohlgrube zur Ache abbricht, ist der jüngere Schuttfächer des Karbaches angelagert. Dieser hat den Bergsturz im Staubereich der Ache über-

Bergsturz	Aufschluss Nr. der Karte	Proben Nr.	Labor Nr.	¹⁴ C - Alter BP	kalibriertes Alter BC/AD	
					1 σ	2 σ
Tschirgant	T 6	TBS-3	Hd-14357-14046	2380 ± 35	510–390	730–380
	T 4	TBS-1	Hd-13298-13030	2885 ± 20	1115–1015	1130–990
	T 2	KS 1/55	VERA-2076	3355 ± 30	1690–1530	1740–1520
	T 2	KS 1/2	VERA-2077	3465 ± 35	1880–1730	1890–1690
	T 1	TBS-2	Hd-13299-13250	3465 ± 45	1880–1690	1910–1660
	T 3	TBS-5	VERA-010	3507 ± 39	1890–1770	1940–1730
	T 2	KS 2/2	VERA-3285	3615 ± 50	2040–1900	2140–1820
Haiming	H 4	HB-2	VRI-1706	1750 ± 50	AD 230–380	AD 130–410
	H 3	HB-1	VRI-1705	2900 ± 50	1200–1000	1260–930
	H 2	HB-4	VERA-1303	3300 ± 35	1620–1525	1680–1490
	H 1	HB-3	VERA-0124	4880 ± 60	3340–3090	3360–2930

Tab. 2.
Die Radiokarbonaten aus den Sturzbereichen vom Tschirgant und von Haiming.

deckt und ist daher jünger als das Sturzereignis. Erst durch die erosive Eintiefung der Ache ist an den Böschungen der Bergsturzschtutt frei gelegt worden. Gleiches gilt für den kleinen, gegenüber liegenden Schwemmfächer des Stuibnbaches, an dem sich eine Aufstauhöhe von maximal 25 m über dem heutigen Achenniveau ermitteln lässt.

Im westlich der Ache gelegenen Teil des Bergsturzareals liegt der breite, von SE nach NW verlaufende Felsrücken des Rammelsteins oder Dürrberges, der wie die Westflanke des Amberges aus Schiefergneis besteht. Er zeigt an der Oberfläche glaziale Rundbuckelformen mit kennzeichnenden Gletscherschliffen. Die Schrammen dieser Schliffflächen sind mit Pfeilsignatur und Richtungsangabe in der Karte eingetragen. Sie zeigen, dass der Ötztal-gletscher, von dem diese Schrammen stammen, in die Haupttalrichtung (SW–NE) eingebogen ist und infolgedessen mit dem Inntal-gletscher in breiter Verbindung stand. Ein selbständiger spätglazialer Vorstoß des Ötztal-gletschers, der den Gegenhang am Tschirgant erreicht hätte (HEUBERGER, 1966: 14f), ist mit diesem Befund nicht vereinbar. Auch andere Feststellungen sind mit der Karte jetzt noch schwerer nachvollziehbar als vorher. Das betrifft vor allem den Höhenunterschied von der angenommenen Ufermoräne in 920 m bei T 5 zu dem als Endmoräne angesprochenen Wall östlich der Ache in 700 m Höhe, womit der postulierte Gletscher quer zur Fließrichtung einen Höhenunterschied von über 200 m gehabt haben müsste.

Die Datierung der Sturzereignisse vom Tschirgant

In der Schottergrube von Sautens (T 4 in der Karte) waren im kalkalpinen Bergsturzmateriale eingelagerte, kristalline Erratika und Partien toniger Grundmoräne aufgeschlossen. Ein größeres Grundmoränenpaket enthielt stark aufgesplitterte Stammreste von Bäumen. Ein Stammstück TBS-1 (Holzart: *Picea/Larix* Typ, Bestimmung: Klaus Oegg, Botanisches Institut der Universität Innsbruck) ergab ein Radiokarbonalter von 2885 ± 20 BP, das kalibriert einem Kalenderalter von 1130–990 v. Chr. entspricht (TBS-1 in Tab. 2, Abb. 14). Damit ist das Sturzereignis direkt datiert und das Alter des Bergsturzes T 2 in diesem Geländebereich für den

genannten Zeitraum festgelegt. Es ist um 500 bis 600 Jahre jünger als das im Folgenden beschriebene Sturzereignis von T 1 (Abb. 14), das als ein davon zeitlich getrennter, selbständiger Bergsturz angesehen wird. Allerdings war im Bereich des Tschirgant eine stratigrafische Trennung der beiden Ereignisse bisher nicht möglich.

Für das ältere Sturzereignis T 1 liegen die nachstehenden Befunde vor:

In der Erosionsböschung des Prallhanges, mit der die Bergsturzmateriale rechts der Ache bei Ambach unter-schnitten ist, war 1989 auf ca. 750 m Höhe, 27 m über der Ache, eine prähistorische Feuerstelle aufgeschlossen (T 1 in der Karte; Abb. 4). Die Feuerstelle war in den ursprünglichen Boden auf der Schotteroberfläche eingetieft und von



Abb. 4.
Vom Bergsturz überfahrene Feuerstelle mit nach rechts oben verschleppter Holzkohle. Foto: 4.4.1989.



Abb. 5.
Auskeilender Bergsturzschnitt auf fossiler Bodenbildung unter Murschuttüberdeckung in der Schottergrube Neuner, nördlich des Inn. Foto: 17.3.1996.

mehrere Meter mächtigem Bergsturzmateriale überlagert. Hervorzuheben ist, dass die kohlegefüllte Feuergrube zusammengeschieben und die Kohle in einer ausdünnenden Fahne verschleppt erschien, wodurch die Bewegungsrichtung des Bergsturzes angezeigt war (Abb. 4).

Die Holzkohle der Feuerstelle ergab ein Radiokarbonalter von 3465 ± 45 BP, das einem kalibrierten Alter von 1910–1660 v. Chr. entspricht (TBS-2 in Tab. 2, Abb. 14). Damit ist ein Maximalalter des Sturzereignisses festgelegt. Die Formfrische des Überlagerungskontaktes ließ die Annah-

me zu, dass die Überlagerung nicht sehr viel jünger sein konnte, was allerdings einer Bestätigung bedurfte.

Dazu ergab ein Aufschluss in der Schottergrube Neuner am Hang nördlich des Inn eine Gelegenheit (T 3 in der Karte). Hier war ein fossiler Boden auf spätglazialen Eisrandsedimenten durch eine auskeilende, dünne Lage von Bergsturzschnitt abgedeckt und dieser von mehreren Meter mächtigem Murschutt der Schutthalde überlagert (Abb. 5). Der fossile Boden enthielt am Überlagerungskontakt zum Bergsturzmateriale einen durchgehenden Brandhorizont. Die Holzkohle daraus ergab ein Radiokarbonalter von 3507 ± 39 BP, entsprechend einem kalibrierten Alter von 1940–1730 v. Chr. (TBS-5 in Tab. 2, Abb. 14). Es ist damit ebenfalls ein Maximalalter des Sturzereignisses gegeben, das dem der Probe TBS-2 gut entspricht.

In einem tiefen Erosionseinschnitt bei T6 der Karte, ca. 300 m SW von T3, ist das Lockermateriale des Hanges bis auf den gletschergeschliffenen Fels abgetragen. In ca. 774 m Höhe war in diesem Profil auf Bergsturzmateriale ein fossiler Boden mit einem Brandhorizont aufgeschlossen. Die Holzkohle daraus ergab ein Radiokarbonalter von 2380 ± 35 BP, kalibriert 730–380 v. Chr. (TBS-3 in Tab. 2). Damit sind ein Mindestalter und eine zeitliche Eingrenzung des letzten Sturzereignisses gegeben. Der datierte Boden ist ca. 20 m hoch von Murschutt überlagert. Diese Schuttakkumulation nach dem Bergsturz ist in den letzten 2.500 Jahren erfolgt.

Ein weiteres Profil, an dem eine zeitliche Abgrenzung des Bergsturzerignisses möglich war, wurde am Kandlschrofen erschlossen (T2 in der Karte). Hier hat der Bergsturz durch Aufbrandung eine schmale Felsterrasse in 848 m Höhe erreicht und einen niedrigen Brandungswall hinterlassen. Vier gegrabene Aufschlüsse ergaben übereinstimmend, dass das Bergsturzmateriale eine artefaktführende Kulturschicht überlagert (PATZELT, 2012b). Von zwei Kohleproben aus dem Grabungsprofil 2, das den Brandungs-

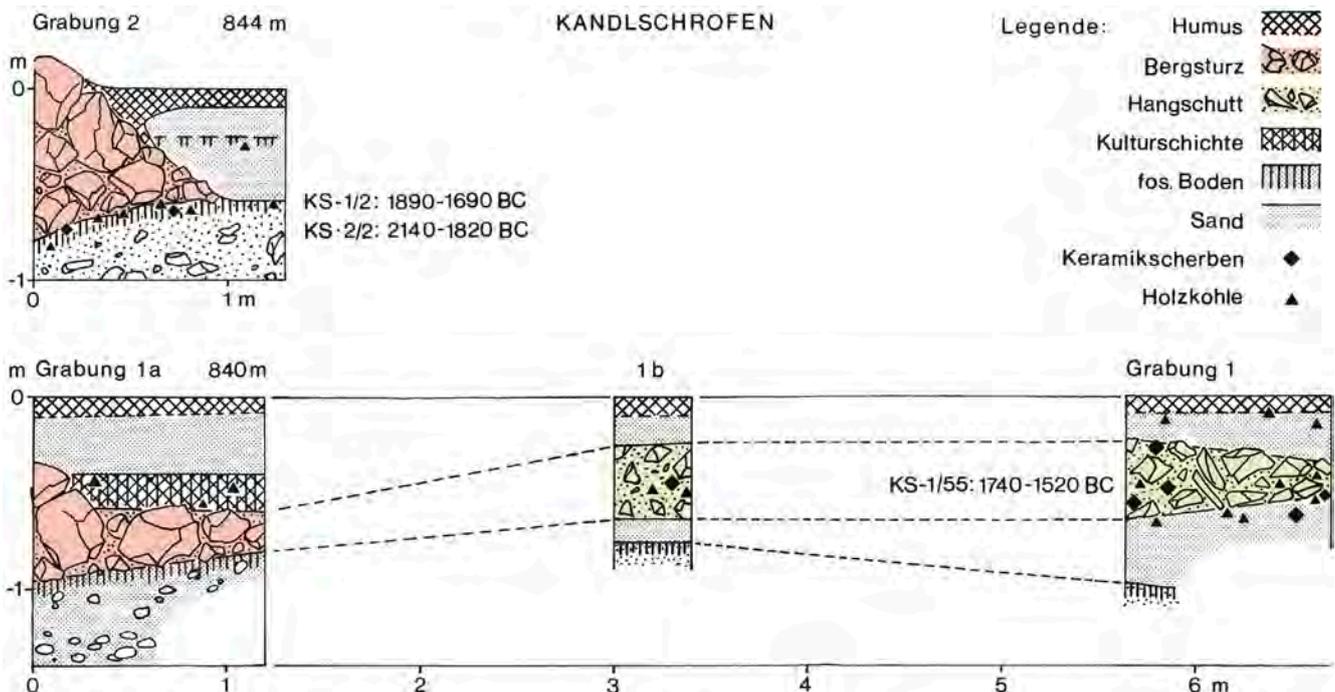


Abb. 6.
Aufschlusskizze des Bergsturz-Brandungswalles am Kandlschrofen.

wall erschließt (Abb. 6), liegen Radiokarbondatierungen vor. Probe KS-2/2 ergab mit 3615 ± 50 BP, kalibriert 2140–1820 v. Chr. ein etwas höheres Maximalalter und Probe KS-1/2 mit 3465 ± 35 BP, kalibriert 1890–1690 v. Chr. ein ereignisnahes Maximalalter, das mit TBS-2 und TBS-5 sehr gut übereinstimmt (Tab. 2, Abb. 14). Aus einem Profil (Grabung 1; Abb. 6), das 6 m außerhalb des Brandungswalles lag, wurde dem durch den Bergsturz mobilisierten Hangschutt mit scharfkantigen, kristallinen Gesteinskomponenten lokaler Herkunft die Probe KS-1/55 entnommen. Sie ergab ein Radiokarbonalter von 3355 ± 30 BP, das kalibriert einem Zeitraum zwischen 1740–1520 v. Chr. entspricht. Nach der Stratigrafie dürfte damit das Ereignisalter festgelegt sein. Das Datum überlappt im 2σ -Bereich die Probenalter von TBS-2, TBS-5 und KS-1/2, nach dem 1σ -Bereich erscheint es etwas jünger als diese. Solange

keine schärfere zeitliche Festlegung möglich ist, wird nach den vorliegenden Daten angenommen, dass sich dieses ältere Bergsturzereignis T 1 vom Tschirgant in der Zeit zwischen 1700 und 1500 v. Chr. ereignet hat (Abb. 14).

Ergänzend sei festgehalten, dass das Bergsturzmaterial und der artefaktführende Hangschutt auch von einer Kulturschicht mit Holzkohleresten überlagert ist (Profil der Grabung 1a in Abb. 6). Die Frage, ob und wie lange hier die Siedlungstätigkeit durch den Bergsturz unterbrochen wurde, ist in einer weiterführenden Untersuchung noch zu klären.

In den Jahren 1968–1970 hat HEUBERGER (1975: 229) oberhalb von Roppen am Holzberg in ca. 910 m Höhe (T 5 in der Karte) mit einem großen Baggeraufschluss den Wall aus blockreichem Dolomitschutt, der als Bergsturzmoräne



Abb. 7.
Der Bergsturz von Haiming im Überblick. Flugaufnahme: 21.8.1989. Blickrichtung N.

angesehen wurde, von der bergseitigen Ufermulde ausgehend, aufschließen lassen. Unter mehrere Meter mächtiger Blockschuttüberdeckung wurde dabei der B-Horizont eines fossilen Bodens (Boden von Roppen) freigelegt, der sich im Gefälle des Berghanges unter den Bergsturzwall hinein fortsetzt. Der Boden enthielt in stratigrafisch eindeutiger Position Holzkohle, die datiert wurde. Eine Probe, von der Haarwurzeln nicht ganz entfernt werden konnten, ergab ein Radiokarbonalter von 3230 ± 90 BP (VRI-144), das kalibriert 1740–1300 v. Chr. entspricht. Eine zweite, haarwurzelfreie Probe wurde mit 2820 ± 110 BP (VRI-190, FELBER & PAK, 1971) kalibriert auf 1300–750 v. Chr. bestimmt. Mit diesen Proben sollten die Daten überprüft werden, die schon vorher aus dem Aufschluss einer Straßenböschung geborgen, aber nicht eindeutig stratigrafisch zugeordnet werden konnten (FELBER, 1970: 73f, Daten: VRI-98: 4960 ± 100 BP, VRI-122: 2300 ± 100 BP, VRI-123: 3000 ± 350 BP, sowie eine Wiederholung von VRI-98 in Washington unter W-2082: 4780 ± 300 BP). Von den nach der Kalibration zwischen 4800 und 20 v. Chr. liegenden Datierungsergebnissen entspricht VRI-190 mit 1300–750 v. Chr. dem Probenalter von TBS-1. HEUBERGER (1975: 229) hat diese jungholozänen Alter für verfälscht angesehen, weil nach seiner Vorstellung der Brandungswall des Bergsturzes die Bergsturzmoräne eines gschnitzstadialen Ötztalglitchers sein sollte, und damit der fossile Boden prägschnitzzeitliches Alter hätte ergeben müssen. Er hat den richtigen Ball in Händen gehalten, ihn aber unglücklicherweise wieder fallen gelassen.

Die Bergstürze von Haiming

Einen guten Überblick über das Bergsturzgebiet von Haiming gibt Abbildung 7. Wie die großen Aufschlüsse im Ablagerungsgebiet beim Erweiterungsbau des Umspannwerkes der TIWAG zeigten, besteht die Hauptmasse des Bergsturzes aus Wettersteindolomit, der im westlichen

Teil des Abbruchgebietes bis zur Höhe von 1.220 m aufgeschlossen ist. Ostwärts sinkt die Abbruchkante erst flach, dann steil, teils in der Falllinie, bis auf 800 m ab. Weiter östlich außerhalb der Abbruchwand sind steilstehende Felstürme, vom Hang gelöst, stehen geblieben, und damit ein potenzielles Sturzgebiet darstellend.

Die flach eingetieft Erosionsnische oberhalb des Wettersteindolomits liegt im Hauptdolomit. Die breite, z.T. erodierte Schutthalde aus dieser Nische überdeckt am Hang die Bergsturzablagerungen großflächig. Diese sind aber durch Schotterabbau bei H 4 teilweise wieder freigelegt worden.

Der Bergsturz konnte sich auf der flachen Inntalsole unbehindert ausbreiten. Er bildet daher über den Großteil des Ablagerungsgebietes nur eine dünne, kaum mehr als 15 m mächtige, im Randbereich auskeilende Schuttdecke. Nur im innahen Bereich steigt die Schuttmächtigkeit bei Kote 724 (Umhohler) auf ca. 50 m an (Abb. 8).

Im Auslaufbereich ist der Bergsturzrand nicht scharf abzugrenzen. Einzelne Dolomitblöcke, z.B. bei H 1 in der Karte, liegen isoliert im sandigen Basissediment des Bergsturzes. Eine Holzkohleprobe HB-3 (Tab. 2) nahe der Basis eines solchen Blockes ergab ein Radiokarbonalter von 4880 ± 60 BP, kalibriert 3360–2930 v. Chr. Die Stratigrafie des Profiles war allerdings durch eine frühere Gesteinsprengung gestört. Das Datum kann daher nur als ereignisfernes Maximalalter für den überlagernden Bergsturz gesehen werden. Die Frage, ob dieser datierte Kohlehorizont ein natürliches Brandereignis oder eine jungsteinzeitliche Kulturmaßnahme anzeigt, ist hier nicht weiter verfolgt worden.

Der schmale Saum, in dem außerhalb des Bergsturzes keine geschlossene Überlagerung mit Sturzmaterial feststellbar ist, wurde als „Spritzzone“ ausgeschieden. Ihre Abgrenzung ist, vor allem wegen der umfangreichen Baumaßnahmen, unsicher.

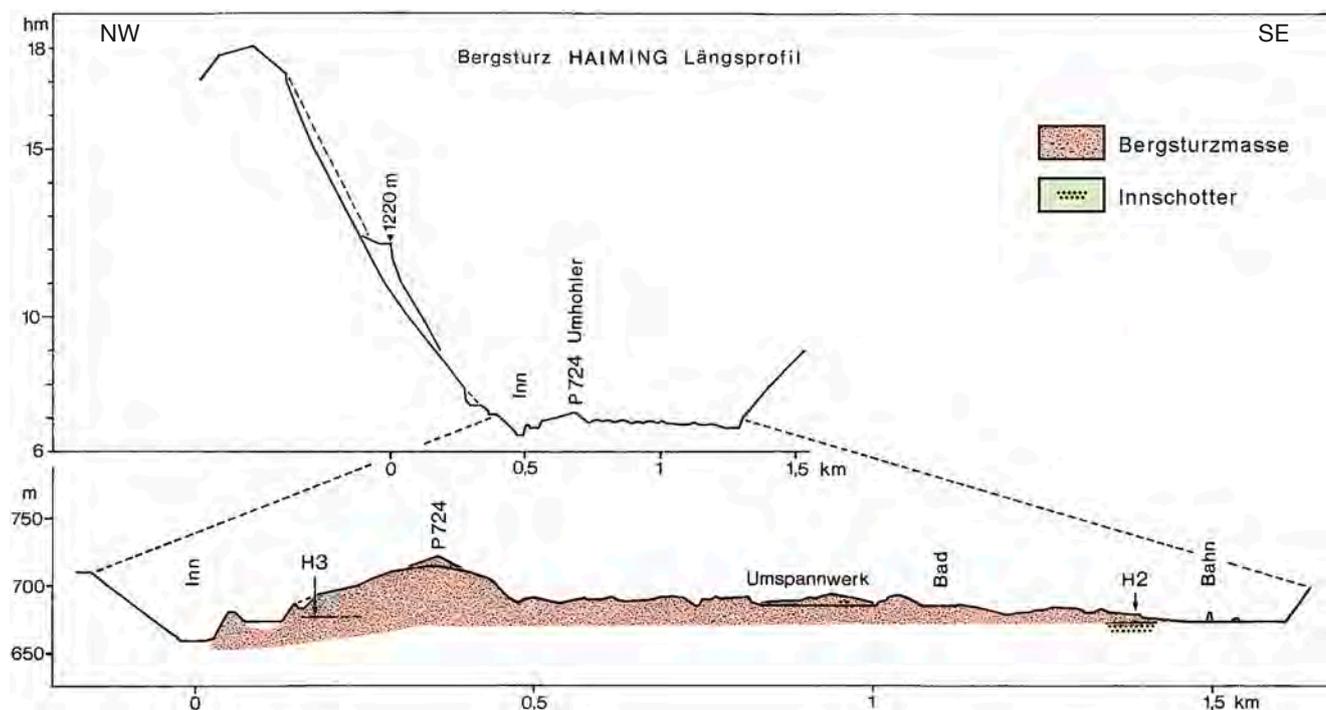


Abb. 8. Längsprofil des Bergsturzes von Haiming, 2,5-fach überhöht und vergrößerter Ausschnitt.



Abb. 9
Aufschluss der Baugrube des Umspannwerkes Haiming. Bergsturzmaterial mit Fließstrukturen und aufgenommenen Innschottern. Foto: 29.10.1992.

Der größte Teil des Bergsturzfühlers liegt auf einer Terrassenfläche, die zwischen den beiden Bergstürzen $\frac{3}{4}$ der Talbreite einnimmt und östlich des Haiminger Sturzes erosiv stärker aufgelöst ist. Auf einem Terrassensporn steht die Kirche von Haiming (dunkelgrüne Flächenfarbe der Karte). Die Terrassenkante liegt westlich des Bahnhofes Ötztal 27 m über dem Auenniveau des Inn, 1 km talabwärts bei Riedern 22 m und östlich von Haiming 16 m darüber. Sie hat somit ein etwas stärkeres Gefälle, als die heutige Talsohle und erweist sich dadurch als selbständiger Sedimentationskörper. Der Aufbau der Terrasse bestätigt dies: Ihre Hauptmasse bilden 4–6 m mächtige, gut gewaschene Grobsande, die unregelmäßig verteilt, kanten- bis gut gerundete kristalline Blöcke enthalten und von kreuzgeschichteten Sanden und Schotterbänken überlagert sind. Diese Hochflutsedimente hat HEUBERGER (1975: 227) als „Blocksande“ bezeichnet und als Ablagerungen eines spätglazialen Seeausbruches des Imster Beckens gesehen. Die Zeitstellung dieser Sedimentation ist nachvollziehbar erfasst. Dagegen ist die ungestörte Oberfläche der Blocksande mit einer nachträglichen Überföhrung durch einen Gletscher des Steinachstadiums nicht vereinbar, auch wenn, wie angenommen, deren Oberfläche gefroren war.

Im Bergsturzareal von Haiming bleiben die Terrassenkanten unter der geringmächtigen Sturzschuttüberlagerung jeweils eine Strecke von mehreren 100 Metern erkennbar, besonders deutlich östlich von Riedern und westlich des Terrassenspornes, auf dem die Kirche von Haiming steht.

Beim Erweiterungsbau des Umspannwerkes war 1992 in der Baugrube die Fließstruktur der Sturzsedimente gut zu erkennen, und in Fließrichtung ansteigend die Aufnahme von Grobschottern der Innsedimente (Abb. 9).

Letztlich hat auch der Haiminger Sturz den Inn gestaut. Die obersten Stauterrassen liegen 12 m über dem heutigen Innniveau, die stufenweise Eintiefung in die Bergsturzbarriere zeigen die tieferliegenden Terrassenkanten an.

Die Datierung der Sturzereignisse von Haiming

Bei Kanalbauarbeiten im Jahr 1999 war die Bergsturzfront über mehrere 100 Meter, abschnittsweise jeweils aber nur kurzzeitig aufgeschlossen. Flussschotter mit dem B-Horizont einer podsoligen Bodenbildung war geringmächtig von 2–3 m Bergsturzmaterial überlagert (H 2 in der Karte, Abb. 10). Im Überlagerungskontakt waren in Spuren Holzkohlepartikel eines Brandhorizontes enthalten, an einer Stelle (Pfeil) in einer für eine Radiokarbondatierung ausreichenden Menge. Die Altersbestimmung der Probe HB-4 ergab ein konventionelles ^{14}C -Alter von 3300 ± 35 BP, kalibriert 1680–1490 v. Chr. (Tab. 2). Damit ist das Ereignisalter festgelegt. Es entspricht dem Alter von KS-1/55 vom Tschirgant Bergsturz.

Im Prallhang des Inn westlich von Unterriedern (H 3 in der Karte, Abb. 11) konnte unter 2 bis 3 m Bergsturzüberdeckung auf einer Strecke von über 100 m ein fossiler Boden frei gelegt werden. An einer Stelle war der Boden mit Humusresten und Holzkohle gestaucht und übereinander geschoben (Abb. 12). Die Radiokarbondatierung der Probe HB-1 aus diesem Aufschluss ergab ein konventionelles ^{14}C -Alter von 2900 ± 50 BP, kalibriert 1260–930 v. Chr. (92 %) (Tab. 2). Es ist damit ebenfalls ein Ereignisalter festgelegt, das mit etwas größerer Streubreite der Probe TBS-1 vom Tschirgant Bergsturz entspricht.

Hervorzuheben ist, dass hier bei HB-1 eine fossile Bodenbildung stratigrafisch eine deutliche Trennung der beiden Sturzereignisse erlaubt, was beim Tschirgant Bergsturz nicht der Fall war.

Am linken Inntalhang ist der Schuttkegel aus der Erosionsnische durch eine tiefe Rinne bis auf die Basis zerschnitten. Bei H 4 der Karte war an der linken Schuttwand der Rinne unter 10–15 m Murschutt aus Hauptdolomit und Blockschutt aus Wettersteindolomit in ca. 780 m Höhe ein Wurzelstock in situ freigelegt (Abb. 13). Dieser war von 2–3 m Bergsturzschutt mit großen Blöcken eingeschlossen, die den Baum offensichtlich verschüttet haben.



Abb. 10.
Kanalbaugrube im Auslaufbereich des Bergsturzes von Haiming. Schotter mit Bodenbildung unter Bergsturzmaterial. Pfeil: Entnahmestelle für Probe HB-4. Foto: 15.4.1999.



Abb. 11. Prallhang des Inn westlich von Unterriedern. Bildmitte: Umholer (724 m). Pfeil: Lage des Bodens und der Entnahmestelle für Probe HB-1. Foto: 6.6.1996. Blickrichtung NE.

Eine Radiokarbonprobe dieses Holzes (*Pinus sylvestris*) ergab ein Alter von 1750 ± 50 BP, kalibriert 130–410 AD. Damit ist ein römerzeitliches Felssturzereignis datiert, das den Inn erreicht, aber nicht überschritten haben dürfte. Bemerkenswert ist, dass für die Zeit 120–240 AD der letzte, talüberquerende Bergsturz vom Pletzackkogel im Untertal datiert wurde und damit möglicherweise ein zeitgleiches Ereignis darstellt (PATZELT, 2012a). Das Baumwachstum (Jahrringe nicht auszählbar) im Zentrum unterhalb der Abbruchnische weist auf eine längere Zeit morphologischer Ruhe vor dem letzten Sturzereignis hin.

Synthese und Diskussion

Mit den stratigrafisch festgelegten Datierungen können für die Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming jeweils zwei zeitlich übereinstimmende Sturzereignisse festgelegt

werden: Das erste Ereignis von T 1 und H 1 in Abbildung 14 in der Zeit zwischen 1700 und 1500 v. Chr., und das zweite Ereignis von T 2 und H 2 in Abbildung 14 für die Zeit zwischen 1200 und 1000 v. Chr. Das sind die Zeitabschnitte, in die sich nach derzeitigem Kenntnisstand die vorliegenden Daten widerspruchsfrei einfügen.

Eine wünschenswerte schärfere zeitliche Abgrenzung der Sturzereignisse, etwa durch eine jahrringchronologische Datierung, ist mit dem vorliegenden Material nicht möglich. Als Mangel empfunden wird auch die Tatsache, dass für eine klare Trennung der Sturzereignisse von T 1 und T 2 in Abbildung 14 vom Tschirgant ein stratigrafischer Befund bisher fehlt und nur mit dem Hinweis auf den fossilen Boden zwischen H 1 und H 2 in Abbildung 14 im Haiminger Sturzbereich angenommen werden kann. Es bleiben also, wie immer, Wünsche offen.



Abb. 12. Übereinandergeschobene Bodenreste mit Humushorizonten im Prallhang des Inn westlich von Unterriedern. Entnahmestelle für Probe HB-1. Foto: 24.3.1996.



Abb. 13. Wurzelstock in situ unter Felssturzböcken, Schottergrube südöstlich von Magerbach bei Haiming. Foto: 6.6.1996, alle Fotos vom Verfasser).

Die Zusammenstellung von datierten Bergstürzen in Tirol zeigt eine auffallende Häufung von Sturzereignissen zwischen 2200 und 1000 v. Chr. in den westtiroler Kalkalpen (PRAGER et al., 2007). Wenn diese Häufung nicht nur ein Ausdruck des Forschungsstandes ist – nur wenige Sturzereignisse der Nacheiszeit sind bisher datiert – muss dafür im Naturgeschehen die Ursache gesucht werden. Die großräumigere Klimaentwicklung, die im genannten Zeitraum durch warmzeitliche Verhältnisse vor 1700 v. Chr. und eine deutliche Depression der Sommertemperatur von 1700 bis 1500 v. Chr. mit Gletscherwachstum gekennzeichnet ist (NICOLUSSI & PATZELT, 2000, 2001 und unveröff. Material), ist dafür kaum ausschlaggebend gewesen. Jedoch können neben der allgemeinen geologischen Disposition als auslösendes Moment für die Bergstürze jeweils Erdbeben in Betracht gezogen werden. Dafür spricht

bei den Sturzereignissen vom Tschirgant und von Haiming die Gleichzeitigkeit und die Wiederholung in den eng begrenzten Abbruchgebieten, die nach 500–600 Jahren nicht als einfache Nachstürze erklärt werden können.

Auch für den jüngsten Felssturz im Gebiet von Haiming ist mit dem möglicherweise zeitgleichen, letzten talquerenden Bergsturz vom Pletzackkogel im Unterinntal (PATZELT, 2012a) ein Erdbeben als Auslöser nicht unwahrscheinlich. Damit wäre für diese Zeiträume eine verstärkte tektonische Aktivität im Bereich der nördlichen Kalkalpen angezeigt, wie sie sich seither nicht mehr wiederholt hat.

Die Bergstürze prägen die Talandschaft im Mündungsbereich der Öztaler Ache und seiner Umgebung in außergewöhnlicher und vielfältiger Weise. Die Karte gibt davon, neben der Sachinformation, einen (ent)sprechenden Eindruck.

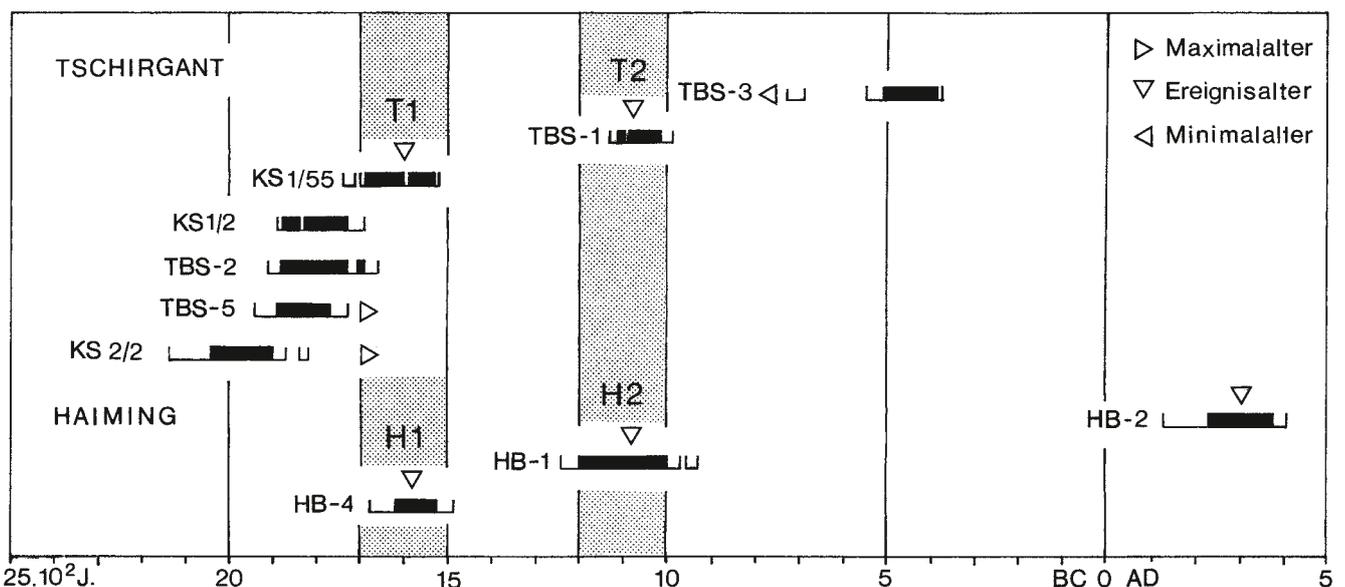


Abb. 14. Diagramm der Radiokarbonaten aus den Bergsturzgebieten vom Tschirgant und von Haiming.

Dank

Die kartografische Bearbeitung der Karte hat Ing. Gerhart Moser, ehem. Kartograf des Österreichischen Alpenvereins, mit dem den Verfasser eine langjährige schöne

Zusammenarbeit verbindet, in freundschaftlicher Weise durchgeführt. Dies sei auch an dieser Stelle hervorgehoben und bestens bedankt.

Literatur

ABELE, G. (1991): Durch Bergstürze mobilisierte Muren und durch Muren transportierte Bergsturzmassen. – Jahresbericht 1989–1990 d. Zweigvereins d. Österr. Geogr. Ges., Innsbruck.

FELBER, H. (1970): Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode am Institut für Radiumforschung und Kernphysik V. – Mitt. des Instituts f. Radiumforschung und Kernphysik, **614**, 62–76, Wien.

FELBER, H. & PAK, E. (1971): Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode am Institut für Radiumforschung und Kernphysik VII. – Mitt. des Instituts für Radiumforschung und Kernphysik, **640a**, 105–120, Wien.

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Ötztal (5146). – Geol. B.-A., Wien.

HAMMER, W., OHNESORGE, T., SANDER, B. & KERNER VON MARILAUN, F. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt 5146 - Ötztal. – Geol. B.-A., Wien.

HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. – Wiss. Alpenvereinshefte, **20**, 126 S., Univ. Vlg. Wagner, Innsbruck.

HEUBERGER, H. (1975): Das Ötztal. – Innsbrucker Geogr. Studien, **2**, 213–249.

KREUSS, O. (Komp.) (2009): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 115 Reutte, Stand 2009. – Geol. B.-A., Wien

KREUSS, O. (Komp.) (2011a): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 - 145 Imst, Stand 2011. – Geol. B.-A., Wien

KREUSS, O. (Komp.) (2011b): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 - 146 Oetz, Stand 2011. – Geol. B.-A., Wien

MOSER, M. (Komp.) (2010): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 - 116 Telfs, Stand 2010. – Geol. B.-A., Wien

NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2000): Discovery of Early Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria. – *The Holocene*, **10/2**, 191–199.

NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2001): Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). – *Z. f. Gletscherkunde u. Glaziologie*, **36** (2000), 1–87, Innsbruck.

PATZELT, G. (2012a): Die Bergstürze vom Pletzackkogel, Kramsach, Tirol. – *Jb. Geol. B.-A., Wien Jb. Geol. B.-A.*, **152/1–4**, 25–38, Wien.

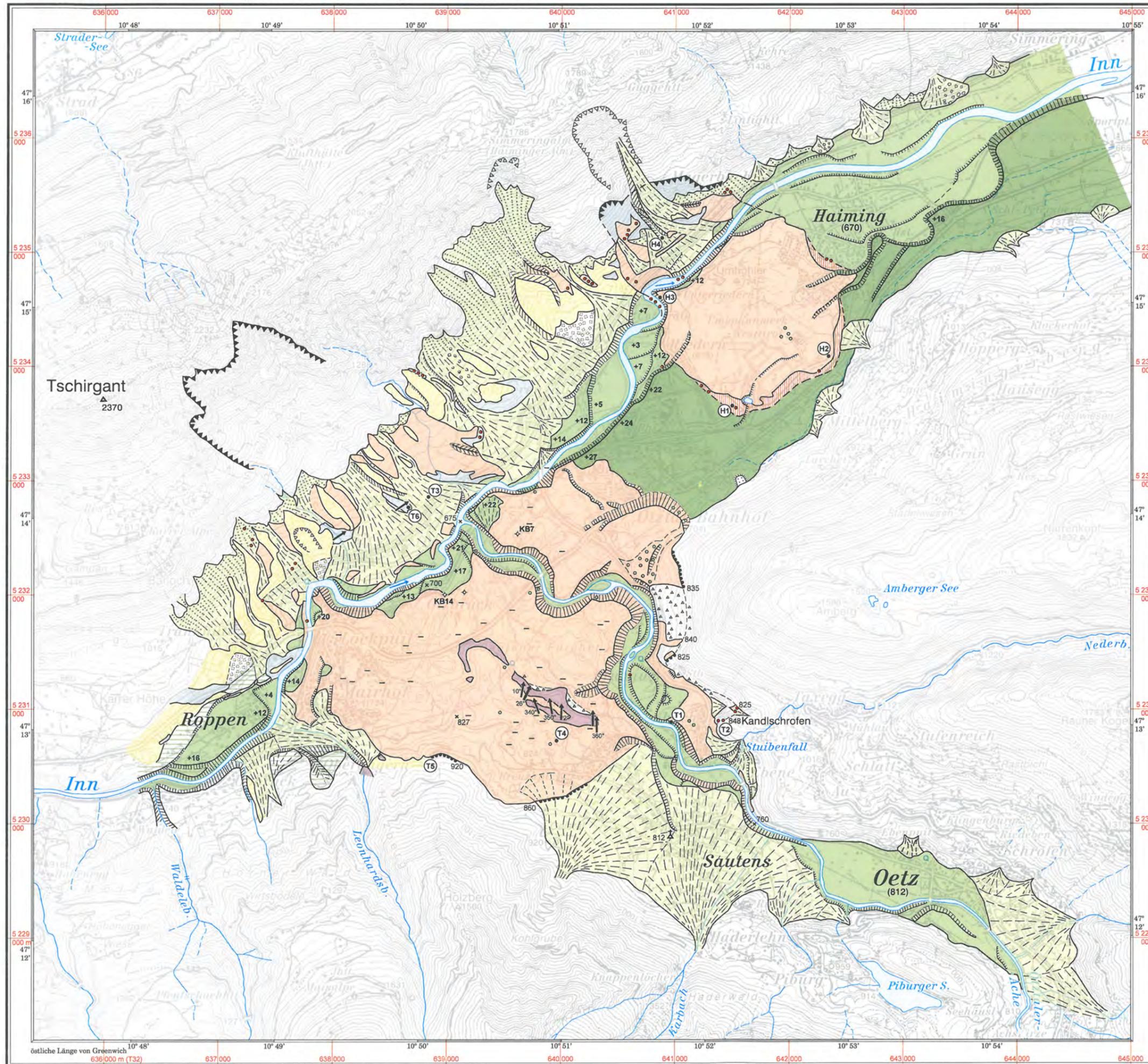
PATZELT, G. (2012b): Bergstürze im 2. Jahrtausend vor Chr. im Ostalpenraum. – In: MELLER, H., BARTEMES, F., BORK, H.-R. & RISCH, R. (Hrsg.): 1600 – Kultureller Umbruch im Schatten des Thera-Ausbruchs? – 4. Mitteldeutscher Archäologentag vom 14. bis 16. Oktober 2011 in Halle/Saale, (in Vorbereitung).

PATZELT, G. & POSCHER, G. (1993): Der Tschirgantbergsturz. – *Geologie des Oberinntaler Raumes*. – Arbeitstagung der Geol. B.-A. in Mieming/Tirol 1993, 208–213.

PRAGER, C., ZANGERL, C., BRANDNER, R. & PATZELT, G. (2007): Increased rockslide activity in the Middle Holocene? New Evidences from the Tyrolean Alps (Austria). – In: MCINNES, R., JAKWAYS, J., FAIRBANK, H. & MATHIE, E. (Eds): *Landslides and Climatic Change, Challenges and Solutions*, p. 25–34, Taylor & Francis.

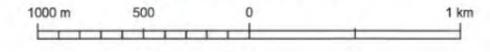
Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt: 12. September 2012, Angenommen: 11. Oktober 2012

Die Bergstürze vom Tschirgant und Haiming im Oberinntal



-  Künstliche Aufschüttung
-  Flussablagerung
-  Hangschutt, Schutthalde m. Felssturzböcken
-  Murschuttkegel
-  Felssturzhalde, Blöcke kristallin auf Bergsturzmaterial
-  Bergsturzablagerung, Bergsturzböcke
-  Bergsturz-Spritzzone, Abgrenzung angenommen
-  Fluviales Sediment, glaziales Geschiebe im Bergsturzmaterial
-  Flussablagerung, (Hochflutsediment), spätglazial
-  Eisrandablagerung, spätglazialer Hangschutt
-  Grundmoräne / umgelagert
-  Anstehender Fels, kalkalpin
-  Anstehender Fels, kristallin
-  Bergsturz, Abbruchkante
-  Erosionsnische, Oberkante
-  Bergsturz, Brandungswall
-  Bergsturz, Abgrenzung angenommen
-  Bergsturz, Wallform
-  Erosionsböschung, Sturzböschung
-  Terrassen- / Böschungskante
-  Depression im Bergsturzgelände
-  Gletscherschliff, Richtungen in Grad
-  Quelle
-  Kernbohrung
-  Aufschluss, Datierung, Tschirgantbergsturz
-  Aufschluss, Datierung, Haiminger Bergsturz
-  +12 Höhe der Terrassenoberfläche über heutigem Flussniveau in Metern

Maßstab 1:30 000



Kartengrundlage: ÖK 1:50 000
 Bl. 115 (Stand: 1988),
 Bl. 116 (Stand: 1988),
 Bl. 145 (Stand: 1976),
 Bl. 146 (Stand: 1984).

Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV-Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Wien T2009/61751

Kartierung: Gernot Patzelt, Institut für Hochgebirgsforschung, 2002
 Kartographie: Gerhart Moser
 Druck: Pinxit-Druckerei, Absam 2010