

Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt

Mathematisch-Geographische Fakultät

Veränderung der Murdynamik im Horlachtal, Tirol unter den  
Einflüssen des Klimawandels seit dem Ende der Kleinen  
Eiszeit um 1850

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades

eingereicht an der Mathematisch-Geographischen Fakultät

der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt

von Jakob Rom

geb. am [REDACTED]

in [REDACTED]

eingereicht am 04. Mai 2023

Datum der mündlichen Prüfung: 21. Juni 2023

Referent: Prof. Dr. Michael Becht

Korreferent: Apl. Prof. Dr. Florian Haas



## Inhaltsverzeichnis

Abkürzungsverzeichnis .....	V
Abbildungsverzeichnis .....	VII
Tabellenverzeichnis.....	VIII
Liste der Publikationen und Erklärungen zur Autorschaft.....	IX
1 Einleitung und Forschungsstand .....	1
1.1 Die SEHAG Forschungsgruppe .....	2
1.2 Forschungsstand zur Muraktivität.....	4
1.2.1 Muren – Definition und Abgrenzung .....	4
1.2.2 Prozessbereiche .....	5
1.2.3 Auslöseereignisse von Hangmuren .....	7
1.2.4 Veränderungen in der Murdynamik .....	8
1.2.4.1 Methoden zur Erstellung von Murgangchroniken .....	8
1.2.4.2 Veränderungen in der Muraktivität in Vergangenheit und Zukunft .....	10
1.2.5 Untersuchungen zu den Muren im Horlachtal .....	12
2 Aufbau der Arbeit und Fragestellungen .....	13
3 Untersuchungsgebiet .....	18
Literaturverzeichnis.....	22
4 Kumulativer Teil .....	34
4.1 Kurzzusammenfassungen der Veröffentlichungen .....	34
4.2 Veröffentlichung I: Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, based on orthophotos and lidar data since 1947 .....	40
4.3 Veröffentlichung II: Establishing a record of extreme debris flow events in a High Alpine catchment since the end of the Little Ice Age using lichenometric dating.....	62
4.4 Veröffentlichung III: Analysing the Large-scale Debris Flow Event in July 2022 in Horlachtal, Austria Using Remote Sensing and Measurement Data.....	79
5 Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse .....	101
5.1 Zeitliche Veränderungen der Muraktivität.....	101

## Inhaltsverzeichnis

5.2	Räumliche Unterschiede in der Muraktivität .....	104
5.3	Klimatische Einflüsse auf die Murentwicklung .....	107
5.4	Zukünftige Entwicklung der Muraktivität.....	116
6	Ausblick .....	117
6.1	Modellierung der zukünftigen Entwicklung der Muraktivität im Horlachtal .....	117
6.2	Vergleich der Muraktivität des Horlachtals mit anderen Gebieten .....	118
7	Zusammenfassung .....	121
	Literaturverzeichnis.....	123

## Abkürzungsverzeichnis

20CRv3	20th Century Reanalysis Version 3
5LL	Five Largest Lichen
ALS	Airborne Laserscanning
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DGM	Digitales Geländemodell
DoD	DGM of Difference
EGM96	Earth Gravitational Model 1996
ETRS89	Europäisches Terrestrisches Referenzsystem 1989
EZG	Einzugsgebiet
FT	Finstertal
FWF	Der Wissenschaftsfond
GMTED	Global Multi-resolution Terrain Elevation Data
GRS80	Geodätisches Referenzsystem 1980
GT	Grastal
HT	Haupttal
INCA	Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LiDAR	Light detection and ranging
LT	Larstigtal
m ü. E.	Meter über dem Ellipsoid
m ü. M.	Meter über dem Meer
SCA	Specific catchment area
SEHAG	Sensitivität Hochalpiner Geosysteme gegenüber dem Klimawandel seit 1850
TIWAG	Tiroler Wasserkraft AG
TLS	Terrestrial Laserscanning

## Abkürzungsverzeichnis

UTM	Universal Transverse Mercator
WK	Weites Kar
WRF	Weather Research and Forecasting
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
ZT	Zwieselbachtal

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Lage der Untersuchungsgebiete der Forschungsgruppe SEHAG. ....	3
Abbildung 2: Prozessbereiche einer Hangmure aus dem GT. ....	6
Abbildung 3: Murbahnen mit Levées im GT (A) und ZT (B). ....	7
Abbildung 4: Flechte der Gattung <i>Rhizocarpon</i> im GT. ....	9
Abbildung 5: Zusammenhang der drei Veröffentlichungen. ....	14
Abbildung 6: Das Horlachtal mit den Sub-Einzugsgebieten. ....	18
Abbildung 7: Kartierung der detektierten Murgänge aus allen drei Veröffentlichungen. ....	101
Abbildung 8: Frequenz-Magnitude Beziehungen der drei Perioden mit hohen Murmagnituden seit 1947. ....	104
Abbildung 9: Kacheln des Klimamodells für das Untersuchungsgebiet. ....	110
Abbildung 10: Auswertung der Anzahl an Starkregenereignissen der Kachel ID 69. ....	110
Abbildung 11: Anzahl an Starkregenereignissen der Klimamodellierung für alle Kacheln im Horlachtal. ....	111
Abbildung 12: Zusammenhang zwischen der Anzahl an Starkregenereignissen und der mittleren Kachel-Höhe. ....	112
Abbildung 13: Zeitliche Entwicklung der Starkregenereignisse für das gesamte Horlachtal. A: Zeitreihe der Anzahl der Ereignisse. B: Zeitreihe der maximalen Niederschlagsintensitäten für das gesamte Horlachtal. ....	114
Abbildung 14: Kalibrierung des Gravitational Process Path models anhand der kartierten Murprozessgebiete zwischen 1990 und 1997 im unteren GT. ....	118
Abbildung 15: Vergleich der multitemporalen Murkartierungen auf Basis von Orthophotos im Horlachtal (A), Kaunertal (B) und Martelltal (C). ....	119

## **Tabellenverzeichnis**

Tabelle 1: Eigenschaften der Sub-Einzugsgebiete des Horlachtals. ....	19
Tabelle 2: Mess- und Monitoringstationen im Horlachtal. ....	20
Tabelle 3: Ergebnisse der multitemporalen Murkartierung. ....	105
Tabelle 4: Trendanalysen der Anzahl an Starkregenereignissen für jede Kachel.....	113
Tabelle 5: Unterschiede der Muraktivität in Horlachtal, Kaunertal und Martelltal. ....	120



## Liste der Publikationen und Erklärungen zur Autorschaft

Die nachfolgend aufgelisteten Publikationen unterteile ich in zwei Kategorien: Die **Hauptveröffentlichungen** sind wesentliche Teile dieser Arbeit, die ich als verantwortlicher Erstautor in Kooperation mit Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftlern der KU Eichstätt-Ingolstadt und anderen Forschungsinstitutionen publiziert habe. In der folgenden Aufzählung lege ich meinen Anteil und den Anteil der Co-Autorinnen und Co-Autoren an den jeweiligen Publikationen im Detail dar. Auch die **weiteren Veröffentlichungen** erschienen im Verlauf meiner Promotion (seit 2020) und entstanden im Rahmen der Forschungsgruppe SEHAG. Sie wurden hauptverantwortlich von meinen Kolleginnen und Kollegen verfasst, ich war jeweils als Co-Autor an den Studien beteiligt.

Alle aufgeführten Artikel durchliefen intensiven peer-review Verfahren und wurden in anerkannten Fachzeitschriften veröffentlicht.

### Hauptveröffentlichungen

#### Veröffentlichung I

**Jakob Rom**, Florian Haas, Tobias Heckmann, Moritz Altmann, Fabian Fleischer, Camillo Ressler, Sarah Betz-Nutz, Michael Becht (2023): Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, based on orthophotos and lidar data since 1947. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 23, 601-622. DOI: 10.5194/nhess-23-601-2023.

Erschienen in der Open-Access Fachzeitschrift *Natural Hazards and Earth System Sciences*, werden in diesem Artikel die zeitlichen und räumlichen Charakteristiken der Murodynamik im Horlachtal seit 1947 analysiert. Die Auswertungen basieren auf verfügbaren historischen und aktuellen Orthophotos sowie auf zwei LiDAR Datensätzen. Die Publikation entstand im Rahmen des Teilprojektes *Morpho (SP3)* der Forschungsgruppe SEHAG unter der Leitung von Prof. Dr. Michael Becht und Apl. Prof. Dr. Florian Haas, die mich im gesamten Publikationsverlauf beraten und mit mir gemeinsam das Konzept der Studie entwickelt haben. An der Aufnahme und Aufbereitung der Daten (LiDAR und Orthophotos) waren neben mir auch Apl. Prof. Dr. Florian Haas, Apl. Prof. Dr. Tobias Heckmann, Dr. Sarah Betz-Nutz, Moritz Altmann, Fabian Fleischer und Camillo Ressler beteiligt. Ich habe die multitemporale Kartierung weitgehend selbst durchgeführt. Die restliche Kartierarbeit wurde von studentischen Hilfskräften unter meiner Anleitung übernommen und von mir überprüft. Alle (statistischen) Analysen wurden von mir durchgeführt, wobei mich Apl. Prof. Dr. Florian Haas, Apl. Prof. Dr. Tobias Heckmann, Dr. Sarah Betz-Nutz, Moritz Altmann und Fabian Fleischer beratend

unterstützt haben. Das Manuskript des Artikels wurde von mir verfasst und von allen Co-Autorinnen und Co-Autoren überprüft. Auch die Kommentare des peer-review Verfahrens habe ich in die Arbeit integriert.

### **Veröffentlichung II**

**Jakob Rom**, Florian Haas, Tobias Heckmann, Fabian Dremel, Fabian Fleischer, Moritz Altmann, Manuel Stark, Michael Becht (2023): Establishing a record of extreme debris flow events in a high Alpine catchment since the end of the Little Ice Age using lichenometric dating. *In: Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 105, 47-63. DOI: 10.1080/04353676.2023.2187531.

Dieser Artikel ist in der Fachzeitschrift *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* online veröffentlicht. Im Zentrum der Arbeit steht die lichenometrische Datierung alter Murablagerungen mithilfe einer neuartigen, statistischen Methode, die dafür entwickelt wurde. Auch diese Studie wurde im Rahmen des Teilprojektes *Morpho (SP3)* der Forschungsgruppe SEHAG, das von Prof. Dr. Michael Becht und Apl. Prof. Dr. Florian Haas geleitet wird, verfasst. In dieser Arbeit konnte ich auf Vorarbeiten von Fabian Dremel (insbesondere unterstützt von Dr. Manuel Stark und Apl. Prof. Dr. Florian Haas) aufbauen, der in einem anderen Untersuchungsgebiet bereits lichenometrische Daten erhoben hat. Die Daten dieser Arbeit konnte ich im Diskussionsteil des Artikels verwenden. Den Aufbau und das Konzept der Studie habe ich gemeinsam mit Apl. Prof. Dr. Florian Haas entwickelt. Die lichenometrische Datenaufnahme im Gelände wurde von mir durchgeführt. Auch alle Auswertungen sowie die neuartige Methodik habe ich entwickelt und mit Prof. Dr. Michael Becht, Apl. Prof. Dr. Florian Haas, Apl. Prof. Dr. Tobias Heckmann, Dr. Manuel Stark, Moritz Altmann und Fabian Fleischer diskutiert. Ich verfasste das Manuskript, das von allen Co-Autoren, vor allem von Apl. Prof. Dr. Florian Haas, überprüft und verbessert wurde. Die Einarbeitung der Kommentare des peer-review Verfahrens habe ebenfalls ich übernommen. Der gesamte Prozess der Veröffentlichung dieser Studie wurde von Prof. Dr. Michael Becht und Apl. Prof. Dr. Florian Haas begleitet.

### **Veröffentlichung III**

**Jakob Rom**, Florian Haas, Florentin Hofmeister, Fabian Fleischer, Moritz Altmann, Madlene Pfeiffer, Tobias Heckmann, Michael Becht (2023): Analysing the Large-scale Debris Flow Event in July 2022 in Horlachtal, Austria Using Remote Sensing and Measurement Data. *In: Geosciences*, 13, 100. DOI: 10.3390/geosciences13040100.

## Liste der Publikationen und Erklärungen zur Autorschaft

Der Artikel zu dieser Studie ist in der Open-Access Fachzeitschrift *Geosciences* erschienen und behandelt detaillierte Auswertungen zum Murereignis im Horlachtal aus dem Juli 2022. Um dies zu erreichen wurden verschiedene Datengrundlagen verwendet (topographische Daten, meteorologische Daten, hydrologische Daten). Diese Publikation entstand wie auch schon die Veröffentlichungen I und II im Rahmen des Teilprojekts *Morpho (SP3)* der Forschungsgruppe SEHAG unter der Leitung von Prof. Dr. Michael Becht und Apl. Prof. Dr. Florian Haas. Das Konzept der Studie habe ich wiederum in enger Zusammenarbeit mit Apl. Prof. Dr. Florian Haas entwickelt. An der Aufnahme der topographischen Daten (luftgestütztes LiDAR) waren neben mir auch Apl. Prof. Dr. Florian Haas, Fabian Fleischer und Moritz Altmann beteiligt. Die meteorologischen Daten der SEHAG Messstation werden durch Dr. Madlene Pfeiffer erhoben. Florentin Hofmeister ist für die Erhebung der hydrologischen Daten der projektinternen Stationen verantwortlich. Die Auswertung der topographischen und meteorologischen Daten habe ich durchgeführt, wobei ich bei den Abflussmessungen von Florentin Hofmeister unterstützt wurde. Bei der Durchführung der Analysen wurde ich von Prof. Dr. Michael Becht, Apl. Prof. Dr. Florian Haas, Apl. Prof. Dr. Tobias Heckmann, Fabian Fleischer und Moritz Altmann beraten und unterstützt. Das von mir verfasste Manuskript des Artikels wurde von Florentin Hofmeister, Fabian Fleischer, Moritz Altmann und Apl. Prof. Dr. Florian Haas überprüft und ergänzt. Alle Änderungen, die sich aus dem peer-review Verfahren ergeben haben, wurden von mir in den Artikel integriert.

### Weitere Veröffentlichungen

- Moritz Altmann, Livia Piermattei, Florian Haas, Tobias Heckmann, Fabian Fleischer, **Jakob Rom**, Sarah Betz-Nutz, Bettina Knoflach, Svenja Müller, Katharina Ramskogler, Madlene Pfeiffer, Florentin Hofmeister, Camillo Ressler, Michael Becht (2020): Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. *In: Water*, 12, 3375.

Zu dieser Veröffentlichung habe ich durch die Unterstützung bei der Erhebung topographischer Daten im Gelände beigetragen. Des Weiteren konnte ich den verantwortlichen Erstautor durch Korrekturen und Anmerkungen bei der Erstellung und Verbesserung des Manuskripts helfen.

- Fabian Fleischer, Florian Haas, Livia Piermattei, Madlene Pfeiffer, Tobias Heckmann, Moritz Altmann, **Jakob Rom**, Manuel Stark, Michael Wimmer, Norbert Pfeifer, Michael Becht (2021): Multi-decadal (1953-2017) rock glacier kinematics analysed by

## Liste der Publikationen und Erklärungen zur Autorschaft

high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria. *In: The Cryosphere*, 15, 5345-5369.

Bei dieser Studie war ich an der Erhebung topographischer Daten durch luftgestütztes LiDAR sowie an deren Aufbereitung beteiligt. Zudem konnte ich bei der Entwicklung der Methodik zur Auswertung historischer Luftbildserien und durch intensives Überprüfen des Manuskripts zu der Studie beitragen.

- Manuel Stark, **Jakob Rom**, Florian Haas, Livia Piermattei, Fabian Fleischer, Moritz Altmann, Michael Becht (2022): Long-term assessment of terrain changes and calculation of erosion rates in an alpine catchment based on SfM-MVS processing of historical aerial images. How camera information and processing strategy affect quantitative analysis. *In: Journal of Geomorphology*, 1(1), 43-77.

Zu dieser Studie trug ich essentiell durch die Entwicklung und Durchführung sämtlicher statistischer Analysen zum Vergleich verschiedener digitaler Geländemodelle bei. Auch habe ich die Ergebnisse dieser Untersuchungen durch die Gestaltung von einzelnen Abbildungen visuell dargestellt.

- Fabian Fleischer, Florian Haas, Moritz Altmann, **Jakob Rom**, Bettina Knoflach, Michael Becht (2022): Combination of historical and modern data to decipher the geomorphic evolution of the Innere Ölgruben rock glacier, Kaunertal, Austria, over almost a century (1922-2021). *In: Permafrost and Periglacial Processes*, 34, 3-21.

Die flächendeckenden topographischen Daten in dieser Veröffentlichung aus historischen Luftbildern und luftgestütztem LiDAR wurden unter anderem durch meine Hilfe erhoben und ausgewertet. Auch dieses Manuskript habe ich vor der Veröffentlichung intensiv überprüft und korrigiert.

- Fabian Fleischer, Florian Haas, Moritz Altmann, **Jakob Rom**, Camillo Ressler, Michael Becht (2023): Glaciogenic Periglacial Landform in the Making – Geomorphological Evolution of a Rockfall on a Small Glacier in the Horlachtal, Stubai Alps, Austria. *In: Remote Sensing*, 15, 1472.

Bezogen auf die beiden in dieser Studie verwendeten LiDAR Datensätze aus 2021 und 2022 war ich sowohl an deren Aufnahme im Gelände als auch an deren Nachbearbeitung wesentlich beteiligt. Auch zur Beschaffung und Prozessierung der Luftbilddatensätze konnte ich beigetragen. Das Manuskript wurde unter anderem von mir vor der Einreichung korrigiert.

## Liste der Publikationen und Erklärungen zur Autorschaft

- Moritz Altmann, Katharina Ramskogler, Sebastian Mikolka-Flöry, Madlene Pfeiffer, Florian Haas, Tobias Heckmann, **Jakob Rom**, Fabian Fleischer, Toni Himmelstoß, Norbert Pfeifer, Camillo Ressler, Erich Tasser, Michael Becht (2023): Quantitative Long-Term Monitoring (1890-2020) of Morphodynamic and Land-Cover Changes of a LIA Lateral Moraine Section. *In: Geosciences, 13, 95.*

Sowohl durch meine Hilfe bei der Auswertung der Luftbilddatensätze als auch durch die Überprüfung des Manuskripts konnte ich zu dieser Studie beitragen.

- Livia Piermattei, Tobias Heckmann, Sarah Betz-Nutz, Moritz Altmann, **Jakob Rom**, Fabian Fleischer, Manuel Stark, Florian Haas, Camillo Ressler, Michael Wimmer, Norbert Pfeifer, Michael Becht (2023): Evolution of an Alpine proglacial river during seven decades of deglaciation quantified from photogrammetric and LiDAR digital elevation models. *Eingereicht in: Earth Surface Dynamics.*

Die in dieser Studie verwendeten topographischen Daten (Historische und aktuelle Luftbilddatensätze, ALS Daten, Drohnenbefliegungen und TLS Daten) konnten unter anderem durch meine Hilfe im Gelände erhoben und/oder nachbereitet werden.

- Moritz Altmann, Florian Haas, **Jakob Rom**, Fabian Fleischer, Tobias Heckmann, Camillo Ressler, Michael Becht (2023): Quantitative long-term (1922 to 2021) monitoring of a large-scale landslide of a LIA lateral moraine to glacial debuttreassing. *Eingereicht in: Journal of Geomorphology.*

Ich war an der Erhebung und Bearbeitung des ALS Datensatzes 2021 wesentlich beteiligt. Auch zur Nachbearbeitung der verwendeten Luftbilddatensätze konnte ich beitragen. Des Weiteren konnte ich auch dieses Manuskript vor der Einreichung intensiv überprüfen und korrigieren.

- Moritz Altmann, Madlene Pfeifer, Florian Haas, **Jakob Rom**, Fabian Fleischer, Tobias Heckmann, Livia Piermattei, Michael Wimmer, Lukas Braun, Manuel Stark, Sarah Betz-Nutz, Michael Becht (2023): Long-term monitoring (1953-2019) of geomorphologically active sections on LIA lateral moraines under changing meteorological conditions. *Eingereicht in: Earth Surface Dynamics.*

An der in dieser Studie verwendeten LiDAR Daten im Horlachtal (2019) und Martelltal (2019) war ich sowohl bei der Aufnahme im Gelände als auch an der Nachbearbeitung wesentlich beteiligt. Auch konnte ich bei der Auswertung der Luftbilddatensätze unterstützen. Den bootstrapping-Ansatz zur Analyse der *Sediment Contributing Area* habe ich im Softwarepaket

## Liste der Publikationen und Erklärungen zur Autorschaft

R entwickelt und umgesetzt. Das finale Manuskript dieses Artikels wurde von mir eingehend korrigiert.

# 1 Einleitung und Forschungsstand

Der aktuelle Klimawandel zeigt Auswirkungen auf sämtliche Geosysteme weltweit. Insbesondere trifft das auf die Gebirgsregionen zu. Im aktuellen Bericht des IPCC steht dazu:

*„Climate change impacts have been documented in mountains on all continents. A wide range of human and natural systems have been affected by climate change to date, including the cryosphere, water resources, terrestrial and aquatic ecosystems, agriculture, tourism, energy production, infrastructure, health and life, migration, disasters and community and cultural values”* (Adler et al. 2022).

Dabei sind vor allem Veränderungen im alpinen Geosystem belegt, die hauptsächlich auf die ansteigenden Temperaturen zurückzuführen sind. Während der letzten Jahrzehnte zeigten Gebirgsregionen eine Erwärmung um 0,3 °C pro Jahrzehnt (global: 0,2 °C pro Jahrzehnt). Diese Raten werden auch bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts, ohne Berücksichtigung von Klimaszenarien, prognostiziert (Hock et al. 2019). Die steigenden Temperaturen wirken sich beispielsweise auf das Abschmelzen der Alpengletscher (Sommer et al. 2020; Juvet & Huss 2019), die Geschwindigkeiten von Blockgletschern (Fleischer et al. 2021; Kenner et al. 2020) oder das Tauen des Permafrostes (Haberkorn et al. 2021; Pogliotti et al. 2015) aus.

Weniger deutlich zeigen sich mögliche Trends in den Niederschlägen (Hock et al. 2019). Es ist daher nicht klar, wie sich der Klimawandel auf Prozesse ausgewirkt hat und auswirken wird, die sehr stark von Niederschlagsmustern abhängen. Hierzu zählen unter anderem auch Murgänge, die vorwiegend durch Starkniederschlagsereignisse ausgelöst werden (Mostbauer et al. 2018; Underwood et al. 2016).

Muren kommen in allen Gebirgsregionen weltweit als Naturgefahr vor (Dowling & Santi 2014). Zwar treten sie vergleichsweise selten auf, können aber sehr viel Material transportieren und sind somit eine sehr wichtige Komponente für das Sedimentbudget hochalpiner Regionen (Hilger 2017; Theule et al. 2012). Häufig verlagern Murgänge Material aus Zwischendepots an den Hängen in das Hauptgerinnesystem und sorgen so für eine Hang-Gerinne-Kopplung (Heckmann & Schwanghart 2013). Dieser Prozess spielt somit eine wichtige Rolle in der Landschaftsentwicklung alpiner Täler und beeinflusst weitere Faktoren des Geosystems (z.B. Vegetation oder Hydrologie).

Ob und wie sich Frequenzen und Magnituden von Murgängen aufgrund des Klimawandels verändern werden, ist noch ungewiss (Jomelli et al. 2007). Um das besser beurteilen zu können, ist ein detaillierter Blick auf die Murdynamik der letzten Jahrzehnte essentiell.

Im Mittelpunkt dieser Arbeit steht deshalb die Frage, ob und wenn ja wie sich die Murodynamik in einem hochalpinen Tal seit dem Ende der Kleinen Eiszeit um ca. 1850 verändert hat und ob diese Beobachtungen mit den veränderten klimatischen Bedingungen in Zusammenhang stehen.

Alle Koordinatenangaben in dieser Arbeit sind im Referenzsystem ETRS89 / UTM Zone 32N (EPSG: 25832) aufgeführt. Die Höhenwerte beziehen sich, falls nicht explizit anderes erwähnt, auf das GRS80-Ellipsoid und sind in Meter über dem Ellipsoid (m ü. E.) angegeben. Die Abweichungen zu orthometrischen Höhen (Meter über dem Meer (m ü. M.)) belaufen sich im Untersuchungsgebiet auf etwa 51 m.

### **1.1 Die SEHAG Forschungsgruppe**

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen der ersten Projektphase der Forschungsgruppe SEHAG (SEnsitivität HochAlpiner Geosysteme gegenüber dem Klimawandel seit 1850). Diese untersucht unter der Leitung von Prof. Dr. Michael Becht seit 2019 die Auswirkungen des Klimawandels auf verschiedene hochalpine Systeme. Die Forschung wird finanziert von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG; Projektnummer 394200609), dem Wissenschaftsfonds (FWF), dem Land Südtirol sowie dem Schweizerischen Nationalfonds.

Hochgebirgsregionen sind außergewöhnlich stark von der Klimaerwärmung der vergangenen Jahrzehnte betroffen (Beniston 2003, 2005). So stieg beispielsweise in den Alpen die Temperatur mehr als doppelt so stark an als im globalen Durchschnitt (Böhm 2012). Systemkomponenten aus den vielen und diversen hochalpinen Geosystemen reagieren dabei unterschiedlich stark auf klimatische Veränderungen. Der Zusammenhang zwischen Systemveränderungen und Klimaparametern ist häufig komplex und nicht-linear (Knight & Harrison 2014). Auch müssen solche Veränderungen nicht immer klimatisch bedingt sein, sondern können beispielsweise auch systeminterne oder andere anthropogene Ursachen haben.

In der ersten Projektphase beschäftigt sich die Forschungsgruppe SEHAG mit den Veränderungen des alpinen Geosystems seit dem Ende der Kleinen Eiszeit um etwa 1850 bis heute und untersucht mögliche Zusammenhänge mit klimatischen Faktoren. Die Betrachtung eines derart langen Zeitraums ist für die Beantwortung der Forschungsfragen essentiell, da manche Prozesse mit niedriger Frequenz auftreten. Nur eine langfristige Untersuchung stellt sicher, dass eventuell detektierte Veränderungen solcher Prozesse auf einer ausreichend großen Stichprobenzahl beruhen. Zum anderen sind lange, zeitlich und räumlich hochaufgelöste



## Einleitung und Forschungsstand

Zeitreihen notwendig, um den Zusammenhang zwischen Veränderungen in einem System mit dem Klimawandel herstellen zu können.

Die Forschungsgruppe SEHAG konzentriert ihre Untersuchungen auf drei Untersuchungsgebiete in den zentralen Ostalpen: Das Horlachtal (nördlich des Alpenhauptkammes), das Kaunertal (ebenfalls nördlich des Alpenhauptkammes) und das Martelltal (südlich des Alpenhauptkammes). Abbildung 1 zeigt die Anordnung der untersuchten Täler auf einer Nord-Süd-Achse durch den zentralen Alpenbereich. Die vorliegende Arbeit wird sich in weiten Teilen räumlich auf das Horlachtal konzentrieren.

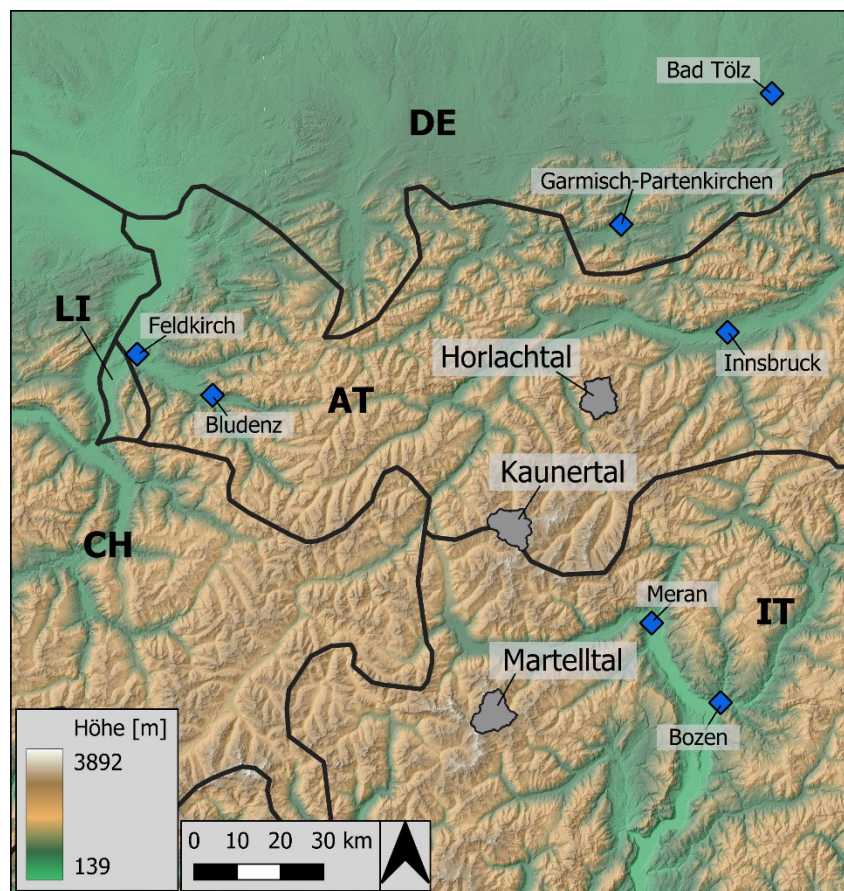


Abbildung 1: Lage der Untersuchungsgebiete der Forschungsgruppe SEHAG.

In der SEHAG Forschungsgruppe arbeiten Forschende von sieben Institutionen aus vier Ländern (Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, TU München, Universität Bremen, Universität Innsbruck, TU Wien, Eurac Research und Universität Bern) an den gemeinsamen Fragestellungen. Dabei können die Untersuchungen in sechs Teilprojekte mit unterschiedlichen thematischen Schwerpunkten gegliedert werden:

- Teilprojekt Klima: Rekonstruktion und Modellierung von Klimaparametern und der Entwicklung der Gletscher.
- Teilprojekt Hydro: Einfluss des Klimawandels auf hydrologische Prozesse.

- Teilprojekt Morpho: Rekonstruktion und Modellierung von räumlichen und zeitlichen Veränderungen geomorphologischer Hangprozesse.
- Teilprojekt Foto: Automatisierte Verarbeitung historischer und aktueller Datensätze zur Detektion von Veränderungen in Geosystemen.
- Teilprojekt Bio: Kurz- und langfristige Rückkopplung zwischen Vegetation und morphodynamischer Prozesse.
- Teilprojekt Connect: Sedimentkonnektivität, Sedimenttransport und die Fortpflanzung von Veränderungen in den Untersuchungsgebieten.

## 1.2 Forschungsstand zur Muraktivität

### 1.2.1 Muren – Definition und Abgrenzung

Die Definition von Muren (bzw. Murgängen) und damit auch die Abgrenzung von murähnlichen Prozessen ist nicht immer einheitlich. Becht & Rieger (1997) und Rieger (1999) beschreiben die Problematiken, die entstehen, wenn nicht zwischen Hochwasser- und Murprozessen abgegrenzt wird. Sowohl die Auslösemechanismen, als auch mögliche Auswirkungen und Gefahrenzonierungen unterscheiden sich stark voneinander.

Murgänge zählen zu den gravitativen Massentransporten. Eine erste Differenzierung von Muren zu anderen Massenbewegungen wird in Stiny (1910) beschrieben. Darin definiert er Murgänge als zähflüssige Masse aus Wasser, Erde, Schutt und Holz, die wie Lava in das Tal fließen. Diese noch recht unspezifische Definition von Muren wurde in der Folgezeit weiterentwickelt.

Bis heute ist die Klassifizierung gravitativer Hangprozesse von Varnes (Varnes 1978) sehr weit verbreitet, die später in Cruden & Varnes (1996) noch weiterentwickelt wurde. Die Prozessarten werden hier vor allem anhand des transportierten Materials (*rock, debris* oder *earth*) und anhand der Bewegungsart (*falls, topples, slides* oder *flows*) unterschieden. Erweiterungen dieser Klassifikation finden sich dann beispielsweise in Hungr et al. (2014), wo vor allem die Material-Terminologie erweitert und detaillierter beschrieben wird. So werden geotechnische Beschreibungen der Materialien angegeben und weitere Klassen eingeführt. Muren werden in ihrer Arbeit definiert als:

*„Very rapid to extremely rapid surging flow of saturated debris in a steep channel. Strong entrainment of material and water from the flow path”* (Hungr et al. 2014).

## Einleitung und Forschungsstand

Von murähnlichen Prozessen wie hyperkonzentrierten Abflüssen oder Hochwasser unterscheiden sich Muren deutlich in der Sedimentkonzentration (bei Muren: 70-90 Gew.-%; hyperkonzentrierter Abfluss: 40-70 Gew.-%; Hochwasser: 1-40 Gew.-%), in der Dichte (bei Muren: 1,8-2,6 Mg/m<sup>3</sup>; hyperkonzentrierter Abfluss: 1,3-1,8 Mg/m<sup>3</sup>; Hochwasser: 1,01-1,3 Mg/m<sup>3</sup>) in der Scherfestigkeit (bei Muren: > 20 N/m<sup>2</sup>; hyperkonzentrierter Abfluss: 10-20 N/m<sup>2</sup>; Hochwasser: < 10 N/m<sup>2</sup>) und dem Fließverhalten (Dikau et al. 2019).

Zusätzlich wird in manchen Studien nicht zwischen verschiedenen Murtypen differenziert, was ebenfalls zu Problemen führen kann. Muren unterscheiden sich signifikant vor allem in ihren jeweiligen Auslöse- und Entstehungsursachen (Rieger 1999; Sassa 1984). Verbreitete Murklassifikationen differenzieren zwischen unterschiedlichen Typen auf Basis der Beschreibung und der Charakteristiken der Anrisszone. Auf diese Art unterscheidet etwa Innes (1983a) zwischen Hang- und Talmuren. Basierend auf Takahashi (1981) können damit vier grundlegende Murtypen voneinander unterschieden werden (Zimmermann 1990; Rieger 1999; Wichmann 2006; Rickenmann & Zimmermann 1993):

Zu den Hangmuren zählen:

- Typ 1: Die Anrisszone befindet sich in einem steilen, schwach konsolidierten Schutthang. Der Anbruch erfolgt entweder durch rückschreitende Erosion oder durch eine Oberflächenrutschung.
- Typ 2: Die Anrisszone befindet sich im Kontaktbereich einer Felswand mit einer steilen Schutthalde. Bei Niederschlag konzentriert sich Wasser in Abflussrinnen der Felswand und kann beim Auftreffen auf die Schutthalde Muren auslösen.

Zu den Talmuren zählen:

- Typ 3: Der Anriss dieses Typs befindet sich in einem steilen, verfüllten Felscouloir.
- Typ 4: Hier werden Teile von Schuttkörpern in einem Gerinne plötzlich mobilisiert und lösen einen Murgang aus.

Im Horlachtal findet man in den allermeisten Fällen Hangmuren vom Typ 2 vor. Die charakteristischen Prozessbereiche dieses Typs werden im folgenden Abschnitt näher erläutert.

### 1.2.2 Prozessbereiche

Die Hangmuren im Horlachtal können grundsätzlich in vier Prozessbereiche untergliedert werden: Hydrologisches Einzugsgebiet im Festgestein, Anrisszone, Transitzone und Akkumulationsgebiet (Abbildung 2).

## Hydrologisches Einzugsgebiet



Abbildung 2: Prozessbereiche einer Hangmure aus dem GT.

Das hydrologische Einzugsgebiet der Hangmuren im Horlachtal befindet sich in den Festgesteinsbereichen, in denen sich tief eingeschnittene Abflusssysteme ausgebildet haben. Morphometrische Parameter dieser Einzugsgebiete wie deren Fläche, Neigung, Umfang oder Form, können sich auf die Magnituden von Murgängen aus diesen Einzugsgebieten auswirken (Wilford et al. 2004; De Haas & Densmore 2019; Zhao et al. 2020; Zhou et al. 2016). Solche Effekte, zumindest bezogen auf die Fläche des EZGs, sind auch schon für das Horlachtal aufgezeigt worden (Becht & Rieger 1997; Rieger 1999). Bei einem Niederschlagsereignis konzentriert sich das Wasser in den Tiefenlinien des EZGs und trifft dann auf den unten angrenzenden Schutthang.

### Anrisszone

Am Kontaktbereich zwischen Festgestein und Schutthang befindet sich die Anrisszone (Abbildung 2). Diese ist häufig kerbtalähnlich geformt und kann im Horlachtal über 10 m tief eingeschnitten sein. Das konzentrierte Wasser aus dem hydrologischen Einzugsgebiet trifft hier mit hoher Geschwindigkeit auf den Schutt am Oberhang. Durch den sogenannten *Fire Hose – Effekt* (Morino et al. 2019; Griffiths 2004) kann beim Überschreiten eines kritischen Abflusswertes murfähiges Material mobilisiert und so ein Murgang ausgelöst werden (Berti & Simoni 2005; Kean et al. 2013; Rickenmann 2016; Simoni et al. 2020).

### Transitzone

Zwischen Erosionszone und Akkumulationszone befindet sich die Transitzone (Abbildung 2). Sie ist häufig als vorgeformte Bahn durch zuvor abgegangene Muren mit episodischem Abfluss gekennzeichnet. Bei einem Murgang fließt hier das Gemisch aus Sediment, Wasser und Luft mit viskoplastischem, nichtnewtonschen Fließverhalten (*Bingham-Fließen*) in das Tal (Takahashi 1981; Calvo et al. 2015). Durch laterale Entwässerung bei gleichzeitiger Eintiefung

in der Mitte kommt es häufig zur Ausprägung seitlicher Schuttwälle, den sogenannten *Levés* (Abbildung 3) (Becht 1995; Rieger 1999; Iverson 2014).

### Akkumulationsgebiet

Wird die Hangneigung geringer und der Murkörper verliert infolgedessen an Geschwindigkeit, kommt das Murmaterial im Akkumulationsgebiet (auch Depositions- oder Ablagerungsraum) unsortiert zur Ablagerung (Abbildung 2). Wiederholte Murgänge in derselben Murbahn formen so über Zeit einen Murkegel (Blair & McPherson 1994). Murkörper verschiedener Einzelereignisse lagern sich dabei oft etwas versetzt zum vorangegangenen Murgang ab, sodass auf einem Murkegel Ablagerungen aus verschiedenen Murereignissen an der Oberfläche liegen (Dietrich & Krautblatter 2017; Bollschweiler et al. 2008; Stoffel 2010; Pederson et al. 2015; De Haas et al. 2018). Diese Wechsel der Fließwege auf dem Murkegel innerhalb eines Ereignisses oder zwischen zwei Ereignissen sorgen damit auch dafür, dass Murablagerungen des gleichen Mursystems aber mit unterschiedlichen Altern auf der Oberfläche exponiert sind. Mithilfe von geeigneten Datierungsmethoden zur Altersbestimmung von Oberflächen (z.B. durch lichenometrische Datierung) können somit lange Zeitreihen an Murgängen erstellt werden.

Murablagerungen können auch den Gebirgsbach erreichen (May & Gresswell 2004; Thiel 2013) und tragen damit einen erheblichen Teil zur Sedimentbilanz eines alpinen Tales bei (Heckmann et al. 2012; Hilger 2017; Theule et al. 2012).

### 1.2.3 Auslöseereignisse von Hangmuren

Um kritische Abflusswerte zu erreichen, die zur Auslösung von Murgängen führen, sind entsprechende hydro-meteorologische Ereignisse notwendig.

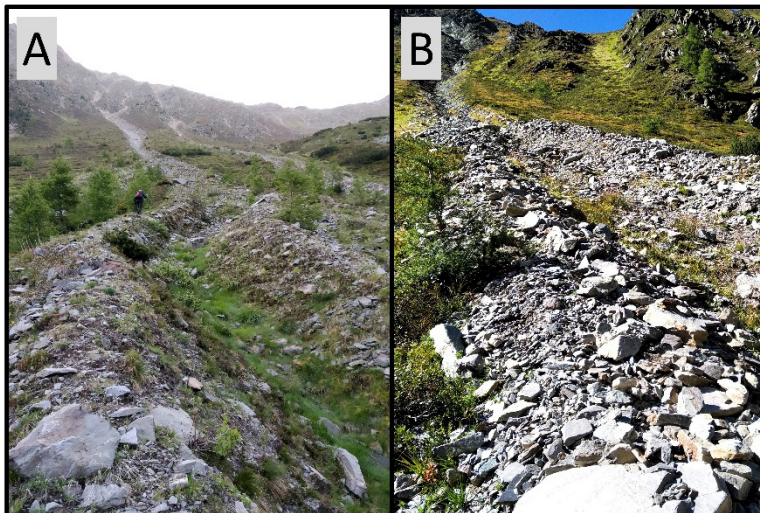


Abbildung 3: Murbahnen mit Levées im GT (A) und ZT (B).

Auslöseereignisse unterschiedlicher Murtypen können dabei vielfältig sein. Dazu zählen: Langanhaltender Regen, Schneeschmelze oder Regen auf Schnee (Kaitna et al. 2023; Mostbauer et al. 2018). Mit Abstand am häufigsten jedoch sind kurze Niederschlagsereignisse mit hohen Intensitäten, wie zum Beispiel

sommerliche Gewitter mit Starkregen, für das Auslösen von Muren verantwortlich (Mostbauer et al. 2018). Die Hangmuren im Horlachtal werden, wie in Becht (1995) beschrieben, ausschließlich durch hohe Niederschlagsintensitäten ausgelöst. Entsprechende meteorologische Ereignisse treten dabei oft sehr lokal auf (Berti et al. 2020; Underwood et al. 2016).

Zusätzlich zu einem Starkregenereignis ist eine ausreichend hohe Hangneigung ( $> 27^\circ$ ) am Oberhang im Bereich der Anrisszone und die Verfügbarkeit von murfähigem Material für die Genese von Hangmuren notwendig (Rieger 1999; Becht 1995; Rickenmann & Zimmermann 1993; Sassa 1984; Dikau et al. 2019). Dieses Material stammt im Horlachtal meist zu einem Teil aus Sturzschutt aus den Steilwänden der Festgesteinsbereiche und zum anderen Teil aus Halden gebildet aus spät- und postglazialen Moränenmaterial und Hangschutt. Mit zunehmender Einschneidung in die Schutthalden kommt es zunehmend auch zu einer Ansammlung von Grobmaterial im Sohlbereich. Dies wiederum erschwert die Mobilisierung von Muren, verhindert aber bei entsprechend starken Niederschlagsereignissen die Murgengese nicht. Mit dieser Einschränkung für tief eingeschnittene Mursysteme handelt es sich im Horlachtal vorwiegend um transportlimitierte statt materiallimitierte Systeme.

### **1.2.4 Veränderungen in der Murdynamik**

#### **1.2.4.1 Methoden zur Erstellung von Murgangchroniken**

Um fundierte Aussagen über signifikante Änderungen der Murfrequenz in einer Region oder in einem Gebiet treffen zu können, sind lange Zeitreihen notwendig, welche die Murdynamik in der Vergangenheit bestmöglich widerspiegeln. Solche detaillierten Zeitreihen über die Muraktivität eines Gebietes sind jedoch selten, vor allem bezüglich weit zurückreichender Ereignisse und für abgelegene Mursysteme im hochalpinen Raum. Es gibt verschiedene Möglichkeiten, um historische Murgänge zu detektieren und damit eine möglichst lückenlose Chronik zu erstellen. Die Wichtigsten dieser Methoden werden im Folgenden kurz aufgezeigt.

##### *Historische Dokumente*

Schriftliche Aufzeichnungen über historische Murereignisse in Dokumenten oder in (behördlichen) Chroniken bieten eine Möglichkeit, um schnell an historische Informationen zu gelangen (Hübl et al. 2008; D'Agostino & Marchi 2001; Tropeano & Turconi 2004). Allerdings sind vor allem bei weit zurückliegenden Ereignissen oft nur schadenverursachende Großereignisse dokumentiert. Daraus folgt, dass kleine Murgänge in entlegenen Gebieten ohne anthropogene Bebauung häufig unterrepräsentiert sind. Zudem sind die verfügbaren schriftlichen Informationen zu historischen Murgängen häufig etwas ungenau, zum Beispiel in

## Einleitung und Forschungsstand

Bezug auf die Prozessbeschreibung oder Datierung. Diese Schwachstellen führen zu großen Unsicherheiten in den Zeitreihen bei der Verwendung historischer Dokumentationen (Marchi & Tecca 2006). Die meisten Gebiete des Horlachtals liegen relativ hoch und entlegen, sodass die Verwendung behördlicher Chroniken in dieser Arbeit keine Option ist.

### *Dendrogeomorphologie*

Eine weitere Möglichkeit, weit zurückliegende Murereignisse zu detektieren, bietet die Dendrogeomorphologie (Lopez Saez et al. 2011; Stoffel 2010; Bollschweiler et al. 2008; Šilhán & Tichavský 2017). Hierbei kann durch die Auswertung der Jahresringe von Bäumen, die nahe der Prozessgebiete von Muren wachsen, auf den genauen Zeitpunkt von Murgängen an den jeweiligen Standorten geschlossen werden. Oft beschränkt sich die Dendrogeomorphologie auf einzelne bzw. wenige Murbahnen oder Mursystemen (Kiefer et al. 2021). Diese Methode kann nur an Standorten durchgeführt werden, auf denen Bäume in ausreichender Zahl wachsen. Viele Teilgebiete des Horlachtals liegen jedoch über der Baumgrenze, sodass durch die Dendrogeomorphologie alleine kaum räumliche Aussagen getroffen werden können.

### *Lichenometrie*

Basierend auf dem Wachstum von Flechten der Gattung *Rhizocarpon* (Abbildung 4), kann auf das Alter von alpinen Oberflächen geschlossen werden. Auf diese Weise können unter anderem auch Murablagerungen datiert werden (Helsen et al. 2002; Innes 1983b; Jonasson et al. 1991; De Haas et al. 2018; Graber & Santi 2022). Wie auch schon bei der Dendrogeomorphologie



Abbildung 4: Flechte der Gattung *Rhizocarpon* im GT.

müssen biologische Rahmenbedingungen (Flechtenwachstum) berücksichtigt werden, um die Methode anwenden zu können. Das wiederum erschwert flächenhafte Auswertungen und sorgt dafür, dass kleine Muren unterrepräsentiert sein können. Weitere Probleme sind die Überlagerung von älteren Murablagerungen durch neue Ereignisse (van Steijn 1999) sowie die Erstellung von lokal angepassten Wachstumskurven in hochalpinen Gebieten. Grundsätzlich gibt es bei der lichenometrischen Datierung einige Unsicherheiten zu beachten (Bull 2018). Dazu zählen sowohl biotische Faktoren wie die Sterblichkeitsrate von Flechtenindividuen, Konkurrenzeffekte, Unsicherheiten über die Form der Wachstumskurve oder das Zusammenwachsen zweier Individuen. Aber auch abiotische Faktoren wie

Messungenauigkeiten, Einflüsse des Mikroklimas, Neigung, Exposition, Geologie, hydrologische Einflüsse oder die Dauer der Schneebedeckung spielen eine Rolle (Bradwell 2009; Sass 2010; Loso & Doak 2006; Benedict 1990). Die Unsicherheiten der lichenometrischen Datierung können durch statistische Validierungsmethoden bestimmt und angegeben werden. Wie in Bull (2018) beschrieben, wird dieser Schritt jedoch in vielen Studien vernachlässigt.

### *Flächendeckende Luftbilddatensätze*

Sind für ein Gebiet historische Luftbilddatensätze mit ausreichender Überlappung der Einzelfotographien verfügbar, so können historische Orthophotos und digitale Geländemodelle erstellt werden (Stark et al. 2022). Bei dem Vergleich zweier Luftbilddatensätze können murtypische Landformen kartiert werden, die zwischen den Aufnahmezeitpunkten der Luftbilder neu entstanden sind. Auf diese Weise können auch kleine Murprozesse flächendeckend für ganze Untersuchungsgebiete detektiert und datiert werden (Kędzia 2010; Šilhán & Tichavský 2017; Jomelli et al. 2007; Dietrich & Krautblatter 2017; Kapusta et al. 2010). Allerdings reichen solche historische Luftbilddatensätze in alpinen Regionen meist nur bis in die Mitte des 20. Jahrhunderts zurück (Altmann et al. 2020; Fleischer et al. 2021; Bayle 2020). Zudem ist eine exakte Datierung von Murablagerungen nicht möglich, sondern beschränkt sich auf den intervallzensierten Zeitraum zwischen zwei Luftbild-Aufnahmezeitpunkten.

### *LiDAR (Light Detection and Ranging)*

Sowohl terrestrisches Laserscanning (TLS), als auch luftgestütztes Laserscanning (ALS) kann dazu verwendet werden, um Murablagerungen im Gelände zu identifizieren (Dietrich & Krautblatter 2017; De Haas & Densmore 2019). Digitale Geländemodelle, die aus den hochgenauen Laserscanning-Daten berechnet werden, können mit weiteren Modellen aus anderen Aufnahmezeitpunkten verrechnet werden. Diese Differenzmodelle (DoD) ermöglichen nicht nur die Detektion von topographischen Veränderungen, sondern auch die Berechnung von Erosions- und Akkumulationsvolumina. TLS und ALS sind jedoch relativ junge Methoden, sodass kaum Laserscan-Datensätze vor den 2000er Jahren verfügbar sind.

#### **1.2.4.2 Veränderungen in der Muraktivität in Vergangenheit und Zukunft**

Was Veränderungen in der Muraktivität in den vergangenen 70 bis 170 Jahren betrifft, zeigt eine Synthese der Fachliteratur kein einheitliches Bild. So stellen etwa Dietrich & Krautblatter (2017) eine Zunahme der Murfrequenz am Plansee, Österreich, seit etwa 1980 bei einem



## Einleitung und Forschungsstand

Betrachtungszeitraum zwischen 1947 und 2010 fest. Auch weitere Studien konnten einen Anstieg der Murdynamik feststellen, wie etwa Pelfini & Santilli (2008), die in einer dendrogeomorphologischen Auswertung einen generell ansteigenden Trend der Muraktivität zwischen 1875 und 2003 im Valle del Gallo in Norditalien belegen. Auch Kapusta et al. (2010) zeigen einen Anstieg der Muraktivität seit circa 1980 nach der Auswertung von Luftbildaufnahmen zwischen 1949 und 2006 in der Hohen Tatra. Bei der Untersuchung zweier Murkegel, die bis in den Plansee reichen, konnten Kiefer et al. (2021) basierend auf einer Analyse der Turbidite eine Murchronik der letzten 4000 Jahre erstellen, welche eine erhöhte Muraktivität seit 1920 zeigt.

Dagegen modellieren etwa Hirschberg et al. (2021) eine zukünftige Abnahme der Muraktivität (modelliert bis 2085) aufgrund von Veränderungen in der Nachlieferung von murfähigem Material.

Wieder andere Studien zeigen keine signifikanten Veränderungen über lange Zeitreihen, sondern lediglich kurzzeitige Schwankungen der Muraktivität (Stoffel et al. 2014; Stoffel et al. 2005; Bollschweiler et al. 2008; Lopez Saez et al. 2011; Turkington et al. 2016). Überregionale Studien kommen zu dem Schluss, dass es starke regionale Unterschiede in der Veränderung der Muraktivität gibt (Jomelli et al. 2007). Nach der Untersuchung von 47 alpinen Einzugsgebieten kommen auch Heiser et al. (2023) zu dem Ergebnis, dass unterschiedliche Einzugsgebiete unterschiedliche Veränderungen zeigen. Die meisten der untersuchten Gebiete zeigen demnach ein irreguläres Muster an Murereignissen. Regelmäßige Muster in Murfrequenzen treten häufig in materiallimitierten Systemen auf. Oft spielen hierbei *recharge rates*, also der Zeitraum bis durch Verwitterung etc. wieder ausreichend murfähiges Material zur Verfügung steht, eine wichtige Rolle (Pelfini & Santilli 2008; Jakob et al. 2005; Jakob et al. 2020; Berger et al. 2011).

Vor allem in überwiegend transportlimitierten Systemen (wie im Horlachtal), müsste sich eine Veränderung in der Murfrequenz vor allem mit der Anzahl der auslösenden hydro-meteorologischen Ereignisse einstellen. In den meisten Fällen handelt es sich bei solchen Ereignissen um kurze Starkregenereignisse mit hohen Niederschlagsintensitäten (Mostbauer et al. 2018; Bernard et al. 2020; Underwood et al. 2016). Somit könnte eine Analyse von langen Zeitreihen solcher potentieller Auslöseereignisse auch Aussagen über die Muraktivität zulassen. Zwar existieren weit zurückreichende Niederschlagsmessungen in den Alpen, aber Messreihen mit stündlichen (oder genaueren) Niederschlagsdaten gehen nur wenige Jahre zurück (Savi et al. 2021). Tägliche Niederschlagssummen sind jedoch häufig nicht sehr aussagekräftig für die Identifikation von kurzen, intensiven sommerlichen

Starkregenereignissen (Pelfini & Santilli 2008; Jomelli et al. 2007). Eine weitere Möglichkeit bieten modellierte Niederschlagsdaten, sowohl durch Rekonstruktionen in der Vergangenheit, als auch durch Projektionen in die Zukunft (Kaitna et al. 2023). Niederschlagsmodelle mit ausreichend zeitlicher und räumlicher Auflösung für längere Zeiträume sind jedoch zum heutigen Zeitpunkt noch sehr selten verfügbar.

### **1.2.5 Untersuchungen zu den Muren im Horlachtal**

Die murtypischen Prozessformen sind in weiten Teilen des Horlachtals sehr deutlich ausgeprägt. So zeigen etwa tief eingeschnittene Murbahnen aber auch großflächige Murkegel am Hangfuß der Schutthalden, dass Murgänge im Horlachtal zu den wichtigsten geomorphologischen Prozessen zählen. Aufgrund dieser herausragenden Stellung war die Murdynamik im untersuchten Gebiet bereits Forschungsgegenstand in einer Reihe von Arbeiten.

Becht (1995) zählt in seiner Arbeit gravitative Massenprozesse, insbesondere Muren, zu den Hauptabtragsprozessen im Horlachtal. Er analysierte ein großes Niederschlagsereignis im Horlachtal am 31.07.1992, das vor allem im Grastal, Larstigtal und im Haupttal bei einer Niederschlagsintensität von 19,1 mm/30 min für Murenabgänge sorgte. Hierbei zeigte sich ein starker Zusammenhang mit den Hangexpositionen: Muren traten vorwiegend an Westexpositionen auf. An ostexponierten Hängen kam es dagegen kaum zur Auslösung von Murgängen. Basierend auf den Beobachtungen aus dem Murereignis 1992 konnten in der Arbeit auch potentiell murgefährdete Hangflächen unter Berücksichtigung von Geomorphologie, Geologie, Vegetation und Exposition bestimmt werden.

Bei einem Vergleich des Horlachtals mit den nordalpinen Tälern Kesselbachtal und Lainbachtal, zeigen Becht & Rieger (1997) einen Zusammenhang zwischen der Jahresniederschlagssumme und der Niederschlagsintensität, die benötigt wird, um Muren auszulösen. Dieser Schwellenwert wird für das Horlachtal auf etwa 20 mm/30 min gesetzt. Zudem zeigen sie einen deutlichen Zusammenhang zwischen der Größe des hydrologischen Einzugsgebietes der Muren des 1992er Ereignisses im Larstigtal und deren Ablagerungsfläche. Des Weiteren konnte ermittelt werden, dass nur etwa 10% des Murmaterials aus dem Ereignis von 1992 in ein Gerinnesystem weitertransportiert wurde. Das restliche Sediment lagerte sich am Hangfuß ab.

Nach der Kartierung aller eindeutig erkennbaren Murbahnen im Horlachtal, erstellt Rieger (1999) ein Dispositionsmodell für das Larstigtal, sowie das Finstertal mit Weitem Kar.

## Aufbau der Arbeit und Fragestellungen

Basierend auf verschiedenen untersuchten Parametern wie beispielsweise die Charakteristika der hydrologischen EZG, verschiedene Reliefparameter wie Hangneigung und Exposition, Substratmessungen, Vegetationsaufnahmen und geologische Bedingungen konnten Karten des Murpotentials generiert werden. Dabei wird angenommen, dass murauslösende Niederschlagsereignisse immer das gesamte Horlachtal homogen betreffen und/oder alle Teilgebiete des Horlachtals über lange Zeiträume gleich oft von Starkregenerereignissen betroffen sind. Eine murauslösende Niederschlagsintensität wird auf circa 25 mm/h geschätzt.

In der Arbeit von Hagg & Becht (2000) wird der Frage nachgegangen, warum es einen positiven Zusammenhang zwischen der jährlichen Niederschlagssumme eines Gebietes und der Niederschlagsintensitäten, die zur Auslösung von Muren führen, gibt. Niederschlags- und Substratbedingungen im Larstigtal werden dafür mit anderen Gebirgsregionen verglichen. Dabei ergab sich ein Zusammenhang zwischen der Kornverteilung im Murgerinne mit der murauslösenden Niederschlagsintensität. Die Kornverteilung wird dabei vor allem durch die gesteinsbedingte Verwitterung gesteuert. Aber auch fluviale Ausspülungsprozesse, welche wiederum vom Jahresniederschlag beeinflusst sind, wirken sich auf die Kornverteilung im Murgerinne aus.

Im Zuge von Konnektivitätsanalysen von Sedimentkaskaden wurden in Thiel (2013) unter anderem Prozessraummodellierungen der Hangmuren im Horlachtal und insbesondere im Zwieselbachtal durchgeführt und mit Geländekartierungen verglichen. Zusammen mit fluvialen Prozessräumen und Steinschlag-, Akkumulations- und Erosionsgebieten konnten aktualgeomorphologische Karten erstellt und Kopplungsgrade von Hangbereichen in das Gerinnesystem berechnet werden.

In Heckmann et al. (2014) wurde mithilfe einer multivariaten logistischen Regression potentielle Muranrisszonen im Larstigtal, Zwieselbachtal und dem Weiten Kar identifiziert. Unter Berücksichtigung von mehreren Geofaktoren (Hangneigung, Vertikalwölbung, Horizontalwölbung, SCA (specific catchment area), Rauigkeit) konnte so eine Suszeptibilitätskarte für Hangmuren dieser Gebiete erstellt werden.

## **2 Aufbau der Arbeit und Fragestellungen**

Nach einer kurzen Einleitung und Einführung in die SEHAG Forschungsgruppe, wurde in Kapitel 1 der aktuelle Stand der Forschung zur Murdynamik allgemein und zu den Hangmuren des Horlachtals im Besonderen eingeführt. In Kapitel 2 werden die übergeordneten Fragestellungen beschrieben, bevor in Kapitel 3 das Untersuchungsgebiet näher vorgestellt

## Aufbau der Arbeit und Fragestellungen

wird. Im kumulativen Teil der Arbeit (Kapitel 4) werden die Hauptveröffentlichungen zunächst kurz zusammengefasst, bevor dann die drei Veröffentlichungen I – III aufgeführt werden. Die zusammenfassende Diskussion in Kapitel 5 bezieht dann alle Teilergebnisse aus den Hauptveröffentlichungen auf die etablierten Fragestellungen. Im Kapitel 6 wird noch ein kurzer Ausblick auf noch offene Fragen gegeben, die in zukünftigen Studien bearbeitet werden sollten. Diese Arbeit schließt in Kapitel 7 mit einem Fazit.

Aus dem aktuellen Stand der Forschung wird ersichtlich, dass noch viele Fragen zu möglichen Veränderungen in der Murdynamik offen sind. Die Fragestellungen dieser Arbeit spiegeln diese Forschungslücken wider. Daher soll in der vorliegenden Arbeit ein Beitrag zum besseren Verständnis der Dynamik von Hangmuren geleistet werden. Dabei stehen die drei Hauptpublikationen, die im direkten, thematischen Zusammenhang zueinander (Abbildung 5) stehen, im Vordergrund.

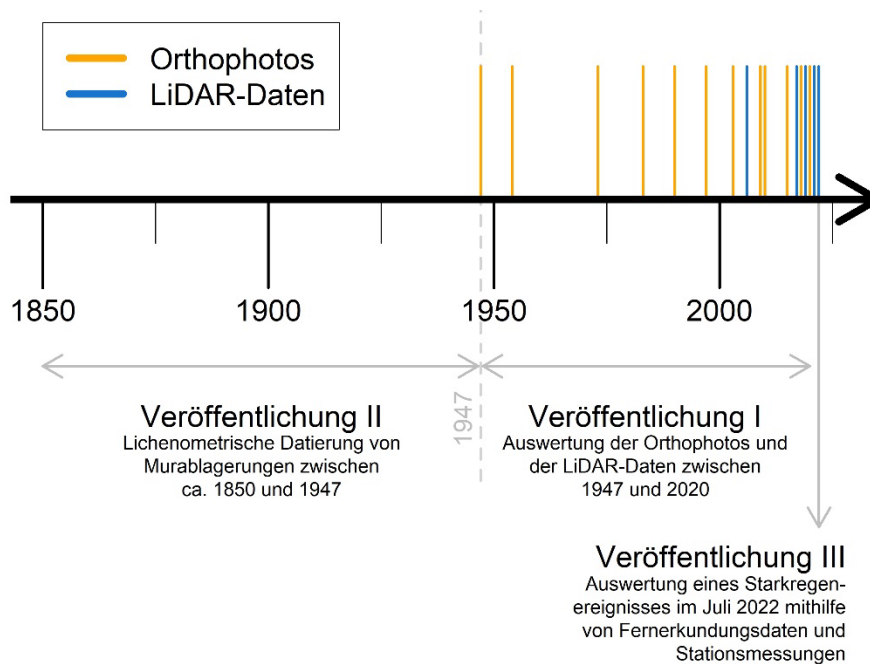


Abbildung 5: Zusammenhang der drei Veröffentlichungen und verfügbare Fernerkundungsdaten.

Veröffentlichung I befasst sich mit dem Zeitraum zwischen 1947 und 2020 und damit mit einer Periode, in der hochgenaue und flächendeckende Fernerkundungsdaten zur Verfügung stehen. In Veröffentlichung II wiederum sollen mithilfe von lichenometrischen Datierungen auch Mureignisse vor 1947 identifiziert und datiert werden. Die ausführliche Auswertung eines Einzelereignisses in Veröffentlichung III zeigt dann die Auswirkungen eines aktuellen, großen Murevents.

Alle drei Artikel tragen dazu bei, die vier übergeordneten Fragestellungen zu beantworten:

### **Fragestellung 1**

*Welche zeitlichen Veränderungen in Frequenz und Magnitude von Murereignissen im Horlachtal seit dem Ende der Kleinen Eiszeit können identifiziert und quantifiziert werden?*

Der Forschungsstand in Kapitel 1.2.4 zeigt die Schwierigkeiten auf, die mit der Erstellung einer möglichst weit zurückreichenden Murchronik verbunden sind. Hochaufgelöste und flächenhaft verfügbare Fernerkundungsdaten (z.B. aus Luftbildüberflügen) sind erst seit etwa der Mitte des 20. Jahrhunderts verfügbar, sodass sich viele Studien auf diesen Zeitraum beschränken müssen (Savi et al. 2021; Hilger 2017; Jomelli et al. 2007). Durch den Mangel an detaillierten Informationen über ältere Zeiträume entsteht eine deutliche Forschungslücke in der Betrachtung der Entwicklung der Murodynamik über ca. 1950 hinaus. Bestehende Arbeiten fokussieren sich auf einzelne Murbahnen beziehungsweise einige wenige Mursysteme, die vorwiegend bis in tiefgelegene Tallagen reichen. An solchen Standorten können beispielsweise mithilfe der Dendrogeomorphologie längere Zeitreihen an Muraktivität aufgestellt werden (Bollschweiler & Stoffel 2010; Stoffel 2010). Zumeist handelt es sich bei solchen Mursystemen um Talmuren in Wildbächen, die sehr große Magnituden und große Reichweiten aufweisen können und dementsprechend großes Schadenspotential für bebaute Gebiete zeigen (Ciurean et al. 2017).

Lange Zeitreihen der Muraktivität seit dem Ende der Kleinen Eiszeit um ca. 1850 fehlen jedoch für hochgelegene Hangmursysteme, insbesondere bei der Betrachtung eines gesamten alpinen Einzugsgebietes. Jedoch sind zur Beantwortung der Forschungsfrage möglichst detaillierte Informationen über historische Murereignisse im Horlachtal seit 1850 notwendig. Eine zeitlich und räumlich hochaufgelöste Datenreihe kann mittels Fernerkundungsdatensätzen erreicht werden, die flächendeckend für das gesamte Untersuchungsgebiet vorhanden sind. Für das Horlachtal sind Orthophoto-Datensätze ab 1947 und LiDAR-basierte DGM seit 2006 verfügbar (Abbildung 5). Diese Fernerkundungsdaten werden in Veröffentlichung I hinsichtlich der Muraktivität ausgewertet. Dabei kann nicht nur die Frequenz von Murereignissen ermittelt werden, sondern auch Ablagerungsvolumina können sehr genau aus Differenzmodellen der LiDAR-Modelle berechnet werden. Mithilfe einer Flächen-Volumen-Beziehung kann auch für diejenigen Murablagerungen das Volumen bestimmt werden, die lediglich in den 2D-Daten der Orthophotos kartiert werden können. Somit lässt sich in Veröffentlichung I sowohl die Frequenz als auch die Magnitude der Murereignisse seit 1947 erfassen.

Die Fernerkundungsdaten decken allerdings lediglich einen Teil des Untersuchungszeitraumes ab. Zwischen dem Ende der Kleinen Eiszeit und dem ersten flächendeckenden Luftbildüberflug

im Jahr 1947 liegen etwa 100 Jahre. Diesen Zeitraum in die Auswertungen mit einzubeziehen ist dabei nicht trivial; so scheiden etwa dendrogeomorphologische Methoden aus, da weite Teile des Untersuchungsgebietes über der Baumgrenze liegen. Auch die Verwendung und Auswertung historischer Einzelfotographien (Altmann et al. 2023) entfällt, da sich in den privaten und öffentlichen Archiven, die im Zuge des SEHAG Projektes durchsucht wurden, nur sehr vereinzelte Photographien aus dieser Zeit im Horlachtal finden ließen. Diese wiederum zeigen kaum die Murhänge des Untersuchungsgebietes. Deshalb wurde der Zeitraum zwischen ca. 1850 und 1947 durch lichenometrische Analysen abgedeckt, womit alte Murablagerungen zeitlich eingeordnet werden konnten. Die Referenzdaten der lichenometrischen Datierungen sind im Wesentlichen die aus den in Veröffentlichung I identifizierten jungen Murablagerungen. Da diese lediglich intervallzensiert auf den Zeitraum zwischen zwei Aufnahmepunkten datiert werden konnten, wird in Veröffentlichung II ein methodisch neuer Ansatz der Berechnung einer lichenometrischen Referenzkurve vorgestellt.

### **Fragestellung 2**

*Welche räumlichen Unterschiede in Frequenz und Magnitude von Murereignissen können im Horlachtal seit dem Ende der Kleinen Eiszeit festgestellt werden?*

Verbunden mit räumlichen Unterschieden in Frequenz und Magnitude von Murereignissen sind oft Überlegungen zur Disposition, also an welchen Stellen Muren bisher entstanden sind oder potentiell noch entstehen könnten. Solche Daten dienen häufig für die Erstellung von Suszeptibilitätskartierungen (Bertrand et al. 2017). Bei der Modellierung der Suszeptibilität durch Muren müssen Parameter identifiziert werden, die einen großen Einfluss auf das Auftreten von Muren haben. In ihrer Literaturanalyse zeigen Kumar & Sarkar (2022), dass in den meisten Studien die Hangneigung, die Exposition, die Wölbung, die geologischen Bedingungen und der Niederschlag als wichtigste Einflussgrößen bestimmt werden konnten. Um solche Modellierungen zu kalibrieren und zu validieren, ist eine gute Datengrundlage an räumlichen Mustern von historischen und aktuellen Murereignissen notwendig.

Im Zeitraum zwischen 1947 und 2020, der von Veröffentlichung I abgedeckt wird, können aufgrund der flächendeckend zur Verfügung stehenden Fernerkundungsdaten räumliche Muster im Auftreten von Muren sehr detailliert betrachtet und ausgewertet werden. Zwar ist die Stichprobe für den Zeitraum 1850 bis 1947 (Veröffentlichung II) nicht mehr so groß, doch auch hier werden zwei Seitentäler des Horlachtales untersucht und können miteinander verglichen werden. Aussagen zu räumlichen Unterschieden in der Murdynamik lassen sich also für den gesamten Untersuchungszeitraum treffen.

Räumliche Auswirkungen von einzelnen Murereignissen auf ein alpines Tal wurden bisher noch nicht im Detail untersucht. Durch das relativ seltene Auftreten großer Murereignisse gibt es kaum Gelegenheit für die Beobachtung von Einzelereignissen. Dadurch fehlen präzise in situ Messungen (Ciurean et al. 2017; Papatoma-Köhle et al. 2011). Mittlerweile wurden in den Alpen zwar schon mehrere permanent installierte Monitoring-Systeme gestartet (Berti et al. 2000; Marchi et al. 2002; Comiti et al. 2014; Navratil et al. 2013; Hürlimann et al. 2003; Walter et al. 2017), jedoch untersuchen diese Systeme hochaktive Talmuren und liefern jeweils lediglich für ein einziges Mursystem genaue Daten.

Die räumlichen Auswirkungen eines einzelnen Murereignisses auf das gesamte Horlachtal kann in Veröffentlichung III betrachtet werden. Aufgrund der sehr guten Datenlage sowohl vor, als auch nach dem Ereignis (LiDAR generierte Geländemodelle, Abflusspegelmessungen, Niederschlagsdaten) können wichtige Erkenntnisse über räumliche Unterschiede in einem von Hangmuren dominierten Einzugsgebiet gewonnen werden.

### **Fragestellung 3**

*Wie können die zeitlichen Veränderungen und räumliche Unterschiede der Murodynamik durch klimatische Parameter und deren Veränderungen im Klimawandel erklärt werden?*

Ob und in welchem Maß die aktuellen Klimaveränderungen die Muraktivität in den Alpen verändern, ist umstritten (Jomelli et al. 2007). Wie in Kapitel 1.2.4.2 aufgezeigt, ist die Untersuchung von Zeitreihen von Starkniederschlagsereignissen insbesondere vor den 1990er Jahren kompliziert, da es vorher kaum zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsmessungen im Alpenraum gibt. Dementsprechend gibt es nur wenige Studien, die Muraktivitäten über mehrere Jahrzehnte mit hochaufgelösten Niederschlagsdaten vergleichen.

Die Ergebnisse aus den ersten beiden Fragestellungen können in den Veröffentlichungen I und III mit klimatischen Messdaten abgeglichen werden. Außerdem kann die Muraktivität des Horlachtals mit einem zeitlich und räumlich hochaufgelösten Wettermodell (ähnlich zu Kaitna et al. (2023)), das im Zuge der SEHAG Forschungsgruppe entwickelt wurde, verglichen werden.

### **Fragestellung 4**

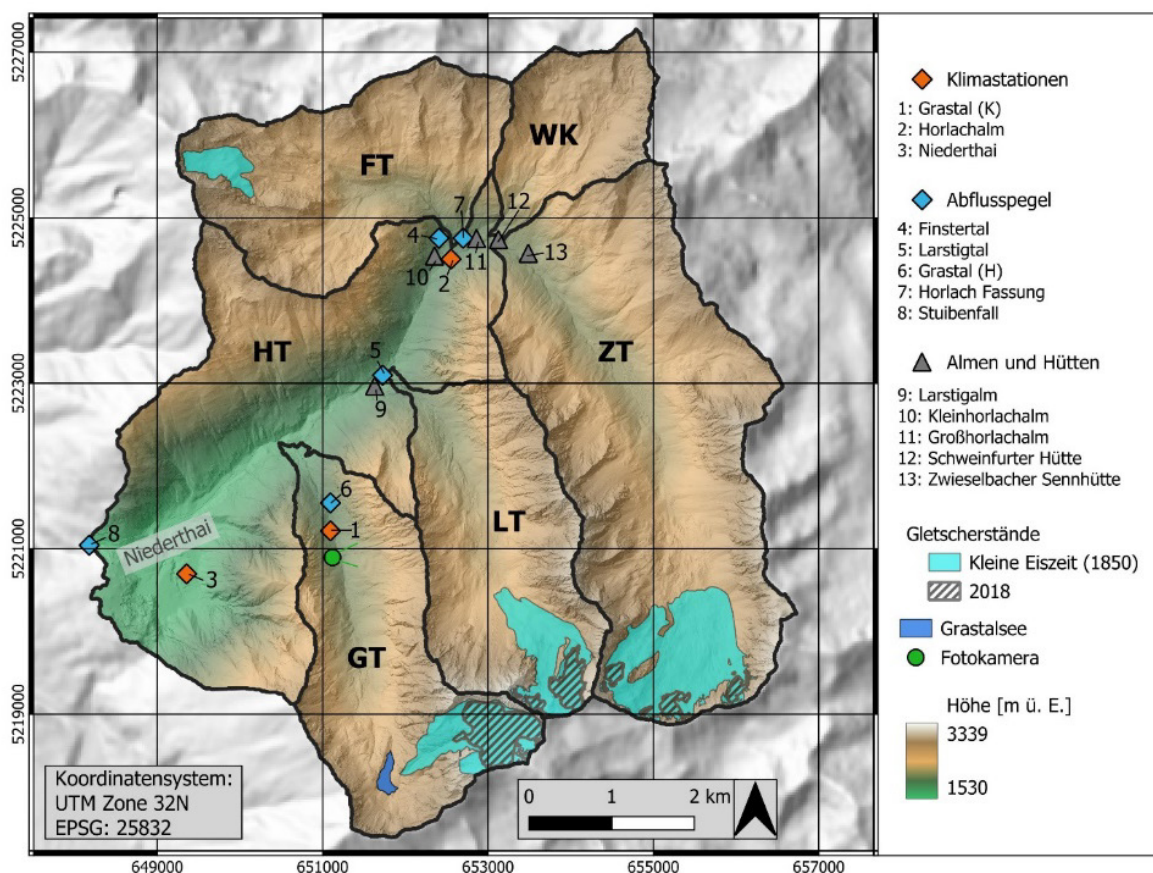
*Welche Aussagen über die zukünftige Entwicklung von Frequenzen und Magnituden von Murereignissen im Horlachtal lassen sich treffen?*

Die Fragestellungen 1 bis 3 ermöglichen einen umfassenden Blick in die Vergangenheit und zeigen die Muraktivität im Horlachtal seit 1850 detailliert auf. Abschließend stellt sich die

Frage, ob sich aus den Ergebnissen der Veröffentlichungen I, II und III auch Prognosen über die zukünftige Entwicklung der Hangmuren im Horlachtal treffen lassen.

### 3 Untersuchungsgebiet

Das Horlachtal ist Teil der Gebirgsgruppe der Stubaiäer Alpen in den zentralen Ostalpen und liegt nördlich des Alpenhauptkammes (Abbildung 1). Es befindet sich auf der orographisch rechten Seite des Ötztals, in das es als Hängetal mündet. Dabei überwindet es zwischen dem Talboden im Ötztal bei Umhausen und der Ortschaft Niederthai im unteren Untersuchungsgebiet eine Steilstufe von über 500 m. Diese ist heute überformt durch den



**Abbildung 6:** Das Horlachtal mit den Sub-Einzugsgebieten. Das Geländemodell des Horlachtals basiert auf den ALS Daten von 2019, das überregionale Modell im Hintergrund basiert auf dem ALOS Global Digital Surface Model ©JAXA. Der kleineiszeitliche Gletscherstand stammt aus Fischer et al. (2015).

Tauferberg, der aus einem Teil des Materials des Bergsturzes von Köfels besteht. Der Köfels-Bergsturz ist mit einem Volumen zwischen 3100 und 4000 Millionen m<sup>3</sup> die größte Massenbewegung der kristallinen Alpen (Zangerl et al. 2021) und ereignete sich vor etwa 9500 Jahren (Nicolussi et al. 2015). Infolgedessen blockierte die Bergsturzmasse den Horlachbach, der das Untersuchungsgebiet entwässert, und es bildete sich ein See an der Stelle, an der heute Niederthai liegt. Noch heute zeugen lakustrine Sedimente und fluviale Rückstausedimente von



## Untersuchungsgebiet

dieser Phase. Mittlerweile überwindet der Horlachbach die Steilstufe zur Ötztaler Ache durch den größten Wasserfall Tirols, dem Stuibenfall (Mergili & Prager 2022).

Im Detail wird das Untersuchungsgebiet durch das hydrologische Einzugsgebiet, berechnet ab dem Abflusspegel *Stuibenfall* bei Niederthai, abgegrenzt (Abbildung 6). Das Horlachtal kann in mehrere Sub-Einzugsgebiete untergliedert werden. Südlich an das Haupttal (HT) schließen sich die drei in Nord-Süd-Richtung parallel verlaufenden Täler Grastal (GT), Larstigtal (LT) und Zwieselbachtal (ZT) an. Des Weiteren können nördlich des HT das Weite Kar (WK) und das Finstertal (FT) unterschieden werden. Grundlegende Eigenschaften der einzelnen Seitentäler sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Im Rahmen der Arbeiten der Forschungsgruppe SEHAG wurden im Horlachtal an verschiedenen Stellen feste Mess- und Monitoringsysteme installiert, welche die bereits vorhandenen Installationen (betrieben durch die TIWAG) ergänzen (siehe Abbildung 6).

**Tabelle 1: Eigenschaften der Sub-Einzugsgebiete des Horlachtals.**

<b>Sub-EZG</b>	<b>Fläche [km<sup>2</sup>]</b>	<b>Höhenbereich [m ü. E.]</b>	<b>Durchschnittliche Hangneigung [Grad]</b>	<b>Anteil an vergletscherter Fläche 2018 [%]</b>	<b>Anteil an vergletscherter Fläche 1850 [%]</b>
HT	15,407	1529 – 2997	33,8	0,0	0,0
GT	7,386	1707 – 3337	35,6	6,48	13,1
LT	7,046	1829 – 3336	36,5	2,97	13,35
ZT	15,06	2044 – 3237	33,1	1,04	12,41
WK	3,042	2050 – 3087	29,6	0,0	0,0
FT	6,95	1969 – 3060	31,5	0,0	4,2
Gesamtgebiet	54,891	1529 – 3337	33,3	1,54	7,41

Dazu gehört auch eine Wildkamera, die automatisch ein Foto pro Tag zweier Ablagerungsräume von sehr aktiven Mursystemen im GT an einen online Server sendet. Diese Fotos können nicht nur aufschlussreich hinsichtlich aktueller Murereignisse sein (siehe Veröffentlichung III), sondern bieten auch tägliche Einblicke in einen Teil des Untersuchungsgebiets (z.B. in Bezug auf aktuelle Witterungsverhältnisse, Schneelage, Vegetationsbedingungen). Zudem wurde im unteren GT eine klimatologische Messstation errichtet. Zusammen mit den Daten der Klimastationen in Niederthai und an der Horlachalm (beide von der TIWAG betrieben) tragen die hier aufgezeichneten Klimaparameter zum Verständnis der lokalen klimatischen Unterschiede bei. Zwei hydrologische Messstellen wurden im Zuge der Arbeiten der Forschungsgruppe an den Talausgängen FT und LT im Sommer 2019 installiert. Ein weiterer Pegel im unteren GT dagegen musste im Sommer 2022

## Untersuchungsgebiet

versetzt werden, da die Pegelmesssonde an der ursprünglichen Stelle regelmäßig trockenfiel. Eine Auflistung der Instrumentierung kann der Tabelle 2 entnommen werden.

**Tabelle 2: Mess- und Monitoringstationen im Horlachtal.**

<b>Stationsname</b>	<b>Betreiber</b>	<b>Easting [m]</b>	<b>Northing [m]</b>	<b>Art</b>	<b>Start der Datenaufzeichnung</b>
Wildkamera	SEHAG	651121	5220901	Fotokamera	2019
Grastal (K)	SEHAG	651120	5221345	Klimastation	2019
Horlachalm	TIWAG	652550	5224656	Klimastation	1987
Niederthai	TIWAG	649354	5220696	Klimastation	1976
Finstertal	SEHAG	652558	5224720	Abflusspegel	2019
Larstigtal	SEHAG	651725	5223097	Abflusspegel	2019
Grastal (H)	SEHAG	651065	5221432	Abflusspegel	2022
Horlach Fassung	TIWAG	652550	5224656	Abflusspegel	1985
Stuibenfall	TIWAG	648176	5221042	Abflusspegel	1985

Die Gesteine des Horlachtals zählen zum polymetamorphen Ötztal-Kristallin des Ötztal-Stubai-Komplexes mit vorherrschenden Para- und Orthogneisen sowie Glimmerschiefern (Geitner 1999; Hoinkes et al. 2021). Diese streichen in Ost-West Richtung und damit in etwa parallel zum HT (Becht 1995).

Die Wetterstation Horlachalm liegt auf 1968 m ü. E. und zeichnet seit 1987 in 15-minütigen Intervallen Temperaturdaten auf. Für die Klimareferenzperiode 1991 bis 2020 kann eine Jahresdurchschnittstemperatur von 3,1 °C festgestellt werden. Aufgrund der geringeren Höhenlage ist die Durchschnittstemperatur der Station Niederthai (1615 m ü. E.) für den identischen Zeitraum etwas höher und liegt bei 4,1 °C. Seit 1989 wird an der Station Horlachalm außerdem ebenfalls in 15-minütigen Intervallen die Niederschlagssumme erfasst und auch Schneehöhenmessungen liegen seit 1988 vor.

Die Vegetationsstufen des Horlachtals folgen der typischen inneralpinen Zonierung, wie bereits von Geitner (1999) und Rieger (1999) festgestellt wurde. An die Wälder der montanen (vor allem Kiefer, Fichte und Lärche) und der subalpinen Stufe (vor allem Fichte, Lärche und Zirbe) schließen sich ausgedehnte Zwergstrauchheiden und alpine Rasen an. Die Waldgrenze befindet sich dabei in etwa auf 2150 m ü. E., wobei durch die lange Geschichte der Holz- und Weidenutzung im Horlachtal diese Grenze anthropogen um mehrere hundert Meter herabgesetzt wurde (Geitner 1999). In den Hochlagen der subnivalen und nivalen Stufe folgt schließlich eine lückenhafte Pioniervegetation.

## Untersuchungsgebiet

Das Relief weist im Untersuchungsgebiet einen Höhenunterschied von knapp 1800 m auf. Der niedrigste Punkt befindet sich am Pegel *Stuibenfall* bei Niederthai auf 1529 m ü. E., während der höchste Punkt den Gipfel des Breiten Grießkogels auf 3337 m ü. E. beschreibt.

Das Horlachtal wurde im Pleistozän durch weit vorstoßende Gletscher stark geformt (Heuberger 1967; Becht 1995). Aber auch spätglaziale Vergletscherungen sind durch Moränenreste, die sich entlang der Talböden finden und von Heuberger (1967) beschrieben wurden, belegt. Mehrere kleinere Kare ohne rezente Vergletscherung sind vorwiegend in ostexponierten Hängen ausgebildet. Die Entstehung dieser Kare ist laut Becht (1995) darauf zurückzuführen, dass sich Schnee durch Winddrift bei Westwinden im Lee schneller sammelt und weniger schnell wieder abschmelzen kann.

Der vergletscherte Flächenanteil ist im Horlachtal relativ gering und bedeckt im Jahr 2018 noch etwa 1,5 % der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes. Basierend auf den Gletscherstandskartierungen aus Fischer et al. (2015) kann die vergletscherte Fläche zum Gletscherhöchststand am Ende der Kleinen Eiszeit um 1850 ermittelt werden und zeigt, dass mit 4,07 km<sup>2</sup> noch etwa 7,41 % des Untersuchungsgebietes vergletschert waren. Der flächenmäßig größte Gletscher ist der Grastalferner im GT. Auch im LT und ZT sind bis heute Gletscher erhalten, während im FT alle Restgletscher seit 1850 vollständig abgeschmolzen sind (vgl. Tabelle 1).

Vor allem entlang der Seitentäler GT, LT und ZT haben sich große Schutthalden ausgebildet, die oft zum Teil bis zu 10 m tief von Murbahnen zerschnitten sind. Am unteren Ende der Halden sind entsprechend häufig Murkegel entstanden. Diese Landschaftsformen zeugen bereits von einer hohen morphodynamischen Hangaktivität im untersuchten Gebiet.

**Literaturverzeichnis**

Adler, C.; Wester, P.; Bhatt, I.; Huggel, C.; Insarov, G. E.; Morecroft, M. D.; Muccione, V.; Prakash, A. (2022): Cross-Chapter Paper 5: Mountains. In H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, M. Tignor, E. S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría et al. (Eds.): *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, pp. 2273–2318.

Altmann, M.; Haas, F.; Rom, J.; Fleischer, F.; Heckmann, T.; Ressler, C.; Becht, M. (2023): Quantitative long-term (1922 to 2021) monitoring of a large-scale landslide of a LIA lateral moraine due to glacial debuttressing. Eingereicht in: *Journal of Geomorphology*.

Altmann, M.; Piermattei, L.; Haas, F.; Heckmann, T.; Fleischer, F.; Rom, J.; Betz-Nutz, S.; Knoflach, B.; Müller, S.; Ramskogler, K.; Pfeiffer, M.; Hofmeister, F.; Ressler, C.; Becht, M. (2020): Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. In *Water* 12 (12), p. 3375. DOI: 10.3390/w12123375.

Bayle, A. (2020): A recent history of deglaciation and vegetation establishment in a contrasted geomorphological context, Glacier Blanc, French Alps. In *Journal of Maps* 16 (2), pp. 766–775. DOI: 10.1080/17445647.2020.1829115.

Becht, M.; Rieger, D. (1997): Debris flows on alpine slopes (eastern Alps)/Coulées de débris sur des versants des Alpes Orientales. In *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3 (1), pp. 33–41. DOI: 10.3406/morfo.1997.899.

Becht, Michael (1995): Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten. Mit 40 Tabellen. Zugl.: München, Univ., Habil.-Schr. München: Geobuch-Verl. (Münchener Universitätschriften / Fakultät für Geowissenschaften, 47). ISBN 3-925308-69-5. <http://edoc.ku-eichstaett.de/9396/>.

Benedict, J. B. (1990): Lichen Mortality Due to Late-Lying Snow: Results of a Transplant Study. In *Arctic and Alpine Research* 22 (1), p. 81. DOI: 10.2307/1551722.

Beniston, M. (2003): Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts. In : *Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*: Springer, Dordrecht, pp. 5–31. Available online at [https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-015-1252-7\\_2](https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-015-1252-7_2).

- Beniston, M. (2005): Mountain Climates and Climatic Change: An Overview of Processes Focusing on the European Alps. In *pure and applied geophysics* 162 (8-9), pp. 1587–1606. DOI: 10.1007/s00024-005-2684-9.
- Berger, C.; McArdell, B. W.; Schlunegger, F. (2011): Sediment transfer patterns at the Illgraben catchment, Switzerland: Implications for the time scales of debris flow activities. In *Geomorphology* 125 (3), pp. 421–432. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.10.019.
- Bernard, M.; Underwood, S. J.; Berti, M.; Simoni, A.; Gregoretta, C. (2020): Observations of the atmospheric electric field preceding intense rainfall events in the Dolomite Alps near Cortina d'Ampezzo, Italy. In *Meteorology and Atmospheric Physics* 132 (1), pp. 99–111. DOI: 10.1007/s00703-019-00677-6.
- Berti, M.; Bernard, M.; Gregoretta, C.; Simoni, A. (2020): Physical Interpretation of Rainfall Thresholds for Runoff-Generated Debris Flows. In *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 125 (6). DOI: 10.1029/2019JF005513.
- Berti, M.; Genevois, R.; LaHusen, R.; Simoni, A.; Tecca, P. R. (2000): Debris flow monitoring in the acquabona watershed on the Dolomites (Italian alps). In *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 25 (9), pp. 707–715. DOI: 10.1016/S1464-1909(00)00090-3.
- Berti, M.; Simoni, A. (2005): Experimental evidences and numerical modelling of debris flow initiated by channel runoff. In *Landslides* 2 (3), pp. 171–182. DOI: 10.1007/s10346-005-0062-4.
- Bertrand, M.; Liébault, F.; Piégay, H. (2017): Regional Scale Mapping of Debris-Flow Susceptibility in the Southern French Alps. In *Revue de géographie alpine* (105-4). DOI: 10.4000/rga.3543.
- Blair, T. C.; McPherson, J. G. (1994): Alluvial Fans and their Natural Distinction from Rivers Based on Morphology, Hydraulic Processes, Sedimentary Processes, and Facies Assemblages. In *SEPM Journal of Sedimentary Research* Vol. 64A. DOI: 10.1306/D4267DDE-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Böhm, R. (2012): Changes of regional climate variability in central Europe during the past 250 years. In *The European Physical Journal Plus* 127 (5). DOI: 10.1140/epjp/i2012-12054-6.

- Bollschweiler, M.; Stoffel, M. (2010): Changes and trends in debris-flow frequency since AD 1850: Results from the Swiss Alps. In *The Holocene* 20 (6), pp. 907–916. DOI: 10.1177/0959683610365942.
- Bollschweiler, M.; Stoffel, M.; Schneuwly, D. M. (2008): Dynamics in debris-flow activity on a forested cone — A case study using different dendroecological approaches. In *CATENA* 72 (1), pp. 67–78. DOI: 10.1016/j.catena.2007.04.004.
- Bradwell, T. (2009): Lichenometric dating: a commentary, in the light of some recent statistical studies. In *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 91 (2), pp. 61–69. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2009.00354.x.
- Bull, W. B. (2018): Accurate surface exposure dating with lichens. In *Quaternary Research* 90 (1), pp. 1–9. DOI: 10.1017/qua.2018.7.
- Calvo, L.; Haddad, B.; Pastor, M.; Palacios, D. (2015): Runout and deposit morphology of Bingham fluid as a function of initial volume: implication for debris flow modelling. In *Natural Hazards* 75 (1), pp. 489–513. DOI: 10.1007/s11069-014-1334-x.
- Ciurean, R. L.; Hussin, H.; van Westen, C. J.; Jaboyedoff, M.; Nicolet, P.; Chen, L.; Frigerio, S.; Glade, T. (2017): Multi-scale debris flow vulnerability assessment and direct loss estimation of buildings in the Eastern Italian Alps. In *Natural Hazards* 85 (2), pp. 929–957. DOI: 10.1007/s11069-016-2612-6.
- Comiti, F.; Marchi, L.; Macconi, P.; Arattano, M.; Bertoldi, G.; Borga, M.; Brardinoni, F.; Cavalli, M.; D'Agostino, V.; Penna, D.; Theule, J. (2014): A new monitoring station for debris flows in the European Alps: first observations in the Gadria basin. In *Natural Hazards* 73 (3), pp. 1175–1198. DOI: 10.1007/s11069-014-1088-5.
- Cruden, D. M.; Varnes, D. J. (1996): Landslide types and processes. In A. Keith Turner, Robert L. Schuster (Eds.): *Landslides. Investigation and Mitigation*. Washington, DC.: National Acad. Press, pp. 36–75.
- D'Agostino, V.; Marchi, L. (2001): Debris Flows Magnitude in the Eastern Italian Alps: Data Collection and Analysis. In *Physics and Chemistry of the Earth* 26 (9), pp. 657–663.
- De Haas, T.; Densmore, A. L. (2019): Debris-flow volume quantile prediction from catchment morphometry. In *Geology* 47 (8), pp. 791–794. DOI: 10.1130/G45950.1.

## Literaturverzeichnis

- De Haas, T.; Densmore, A. L.; Stoffel, M.; Suwa, H.; Imaizumi, F.; Ballesteros-Cánovas, J. A.; Wasklewicz, T. (2018): Avulsions and the spatio-temporal evolution of debris-flow fans. In *Earth-Science Reviews* 177, pp. 53–75. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.11.007.
- Dietrich, A.; Krautblatter, M. (2017): Evidence for enhanced debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps since the 1980s (Plansee, Austria). In *Geomorphology* 287, pp. 144–158. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.01.013.
- Dikau, Richard; Eibisch, Katharina; Eichel, Jana; Meßenzehl, Karoline; Schlummer-Held, Manuela (2019): *Geomorphologie*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Dowling, C. A.; Santi, P. M. (2014): Debris flows and their toll on human life: a global analysis of debris-flow fatalities from 1950 to 2011. In *Natural Hazards* 71 (1), pp. 203–227. DOI: 10.1007/s11069-013-0907-4.
- Fischer, A.; Seiser, B.; Stocker Waldhuber, M.; Mitterer, C.; Abermann, J. (2015): Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. In *The Cryosphere* 9 (2), pp. 753–766. DOI: 10.5194/tc-9-753-2015.
- Fleischer, F.; Haas, F.; Piermattei, L.; Pfeiffer, M.; Heckmann, T.; Altmann, M.; Rom, J.; Stark, M.; Wimmer, M. H.; Pfeifer, N.; Becht, M. (2021): Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria. In *The Cryosphere* 15 (12), pp. 5345–5369. DOI: 10.5194/tc-15-5345-2021.
- Geitner, Clemens (1999): *Sedimentologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an fluvialen Sedimenten in den Hochlagen des Horlachtals (Stubai Alpen/Tirol)*. München: Geobuch-Verlag (Münchener Geographische Abhandlungen).
- Graber, A.; Santi, P. (2022): Inferring rockfall frequency-magnitude relationships and talus accumulation times from lichenometric study of talus deposits, Glenwood Canyon, CO, USA. In *Geomorphology*, p. 108253. DOI: 10.1016/j.geomorph.2022.108253.
- Griffiths, P. G. (2004): Frequency and initiation of debris flows in Grand Canyon, Arizona. In *Journal of Geophysical Research* 109 (F4). DOI: 10.1029/2003JF000077.
- Haberkorn, A.; Kenner, R.; Noetzli, J.; Phillips, M. (2021): Changes in Ground Temperature and Dynamics in Mountain Permafrost in the Swiss Alps. In *Frontiers in Earth Science* 9, Article 626686. DOI: 10.3389/feart.2021.626686.

- Hagg, W.; Becht, M. (2000): Einflüsse von Niederschlag und Substrat auf die Auslösung von Hangmuren in Beispielgebieten der Ostalpen. In *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement* 123, pp. 79–92.
- Heckmann, T.; Gegg, K.; Gegg, A.; Becht, M. (2014): Sample size matters: investigating the effect of sample size on a logistic regression susceptibility model for debris flows. In *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14 (2), pp. 259–278. DOI: 10.5194/nhess-14-259-2014.
- Heckmann, T.; Haas, F.; Morche, D.; Schmidt, K.; Rohn, J.; Moser, M.; Leopold, M.; Kuhn, M.; Briese, C.; Pfeifer, N.; Becht, M. (2012): Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. In *IAHS Publication* 356, pp. 438–447.
- Heckmann, T.; Schwanghart, W. (2013): Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment — Exploring sediment cascades using graph theory. In *Geomorphology* 182, pp. 89–103. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.10.033.
- Heiser, M.; Schlögl, M.; Spangl, B.; Fuchs, S.; Rickenmann, D.; Zimmermann, M.; Scheidl, C. (2023): Repose time patterns of debris-flow events in alpine catchments. In *Earth Surface Processes and Landforms*, Article esp.5533. DOI: 10.1002/esp.5533.
- Helsen, M. M.; Koop, P. J. M.; van Steijn, H. (2002): Magnitude-frequency relationship for debris flows on the fan of the Chalance torrent, Valgaudemar (French Alps). In *Earth Surface Processes and Landforms* 27 (12), pp. 1299–1307. DOI: 10.1002/esp.412.
- Heuberger, H. (1967): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen Zwischen Sellrain- und Otztal. In *The Geographical Journal* 133 (4), p. 522. DOI: 10.2307/1794493.
- Hilger, L. (2017): Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: A sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. PhD thesis. Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt-Ingolstadt. Available online at urn:nbn:de:bvb:824-opus4-3814.
- Hirschberg, J.; Fatichi, S.; Bennett, G. L.; Mc Ardell, B. W.; Peleg, N.; Lane, S. N.; Schlunegger, F.; Molnar, P. (2021): Climate Change Impacts on Sediment Yield and Debris-Flow Activity in an Alpine Catchment. In *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 126 (1), e2020JF005739. DOI: 10.1029/2020JF005739.
- Hock, R.; Rasul, G.; Adler, C.; Cáceres, B.; Gruber, S.; Hirabayashi, Y.; Jackson, M.; Käab, A.; Kang, S.; Kutuzov, S.; Milner, A.; Molau, U.; Morin, S.; Orlove, B.; Steltzer, H. (2019): High Mountain Areas. In H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M.



- Tignor, E. Poloczanska et al. (Eds.): IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press (Physical Sciences), pp. 131–202.
- Hoinkes, Georg; Krainer, Karl; Tropper, Peter (2021): Ötztaler Alpen, Stubai Alpen und Texelgruppe. With assistance of Martin Reiser. Stuttgart: Gebr. Borntraeger (Sammlung geologischer Führer, Band 112).
- Hübl, J.; Totschnig, R.; Sitter, F.; Mayer, B.; Schneider, A. (2008): Historische Ereignisse – Band 2: Auswertung von Wildbach Schadereignissen in Westösterreich auf Grundlage der Wildbachaufnahmeblätter. Institut für Alpine Naturgefahren, Universität für Bodenkultur. Wien (IAN Report, 111).
- Hungr, O.; Leroueil, S.; Picarelli, L. (2014): The Varnes classification of landslide types, an update. In *Landslides* 11 (2), pp. 167–194. DOI: 10.1007/s10346-013-0436-y.
- Hürlimann, M.; Rickenmann, D.; Graf, C. (2003): Field and monitoring data of debris-flow events in the Swiss Alps. In *Canadian Geotechnical Journal* 40 (1), pp. 161–175. DOI: 10.1139/t02-087.
- Innes, J. L. (1983a): Debris flows. In *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 7 (4), pp. 469–501. DOI: 10.1177/030913338300700401.
- Innes, J. L. (1983b): Lichenometric dating of debris-flow deposits in the Scottish Highlands. In *Earth Surface Processes and Landforms* 8 (6), pp. 579–588. DOI: 10.1002/esp.3290080609.
- Iverson, R. M. (2014): Debris flows: behaviour and hazard assessment. In *Geology Today* 30 (1), pp. 15–20. DOI: 10.1111/gto.12037.
- Jakob, M.; Bovis, M.; Oden, M. (2005): The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency. In *Earth Surface Processes and Landforms* 30 (6), pp. 755–766. DOI: 10.1002/esp.1188.
- Jakob, M.; Mark, E.; McDougall, S.; Friele, P.; Lau, C.-A.; Bale, S. (2020): Regional debris-flow and debris-flood frequency–magnitude relationships. In *Earth Surface Processes and Landforms* 45 (12), pp. 2954–2964. DOI: 10.1002/esp.4942.
- Jomelli, V.; Brunstein, D.; Grancher, D.; Pech, P. (2007): Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps). In *Climatic Change* 85 (1-2), pp. 119–137. DOI: 10.1007/s10584-006-9209-0.

## Literaturverzeichnis

- Jonasson, C.; Kot, M.; Kotarba, A. (1991): Lichenometrical Studies and Dating of Debris Flow Deposits in the High Tatra Mountains, Poland. In *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 73 (3-4), pp. 141–146. DOI: 10.1080/04353676.1991.11880339.
- Jouvet, G.; Huss, M. (2019): Future retreat of Great Aletsch Glacier. In *Journal of Glaciology* 65 (253), pp. 869–872. DOI: 10.1017/jog.2019.52.
- Kaitna, R.; Prenner, D.; Switanek, M.; Maraun, D.; Stoffel, M.; Hrachowitz, M. (2023): Changes of hydro-meteorological trigger conditions for debris flows in a future alpine climate. In *The Science of the total environment*, p. 162227. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2023.162227.
- Kapusta, J.; Stankoviansky, M.; Boltižiar, M. (2010): Changes in activity and geomorphic effectiveness of debris flows in the High Tatra Mts within the last six decades (on the example of the Velická Dolina and Dolina Zeleného Plesa valleys). In *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 44, pp. 5–34.
- Kean, J. W.; McCoy, S. W.; Tucker, G. E.; Staley, D. M.; Coe, J. A. (2013): Runoff-generated debris flows: Observations and modeling of surge initiation, magnitude, and frequency. In *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118 (4), pp. 2190–2207. DOI: 10.1002/jgrf.20148.
- Kędzia, S. (2010): The age of debris surfaces on the Żółta Turnia Peak (The Polish Tatra Mts.). In *Geomorphologia Slovaca et Bohemica* 2, pp. 29–38.
- Kenner, R.; Pruessner, L.; Beutel, J.; Limpach, P.; Phillips, M. (2020): How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: Examples from the Swiss Alps. In *Permafrost and Periglacial Processes* 31 (1), pp. 3–14. DOI: 10.1002/ppp.2023.
- Kiefer, C.; Oswald, P.; Moernaut, J.; Fabbri, S. C.; Mayr, C.; Strasser, M.; Krautblatter, M. (2021): A 4000-year debris flow record based on amphibious investigations of fan delta activity in Plansee (Austria, Eastern Alps). In *Earth Surface Dynamics* 9 (6), pp. 1481–1503. DOI: 10.5194/esurf-9-1481-2021.
- Knight, J.; Harrison, S. (2014): Mountain glacial and paraglacial environments under global climate change: lessons from the past, future directions and policy implications. In *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 96 (3), pp. 245–264. DOI: 10.1111/geoa.12051.

- Kumar, A.; Sarkar, R. (2022): Debris Flow Susceptibility Evaluation—A Review. In *Iranian Journal of Science and Technology, Transactions of Civil Engineering*. DOI: 10.1007/s40996-022-01000-x.
- Lopez Saez, J.; Corona, C.; Stoffel, M.; Gotteland, A.; Berger, F.; Liébault, F. (2011): Debris-flow activity in abandoned channels of the Manival torrent reconstructed with LiDAR and tree-ring data. In *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11 (5), pp. 1247–1257. DOI: 10.5194/nhess-11-1247-2011.
- Loso, M. G.; Doak, D. F. (2006): The biology behind lichenometric dating curves. In *Oecologia* 147 (2), pp. 223–229. DOI: 10.1007/s00442-005-0265-3.
- Marchi, L.; Arattano, M.; Deganutti, A. M. (2002): Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). In *Geomorphology* 46 (1-2), pp. 1–17. DOI: 10.1016/S0169-555X(01)00162-3.
- Marchi, L.; Tecca, P. R. (2006): Some Observations on the Use of Data from Historical Documents in Debris-Flow Studies. In *Natural Hazards* 38 (3), pp. 301–320. DOI: 10.1007/s11069-005-0264-z.
- May, C. L.; Gresswell, R. E. (2004): Spatial and temporal patterns of debris-flow deposition in the Oregon Coast Range, USA. In *Geomorphology* 57 (3-4), pp. 135–149. DOI: 10.1016/S0169-555X(03)00086-2.
- Mergili, M.; Prager, C. (2022): Giant "Bergsturz" Landscapes in the Tyrol. In Christine Embleton-Hamann (Ed.): *Landscapes and Landforms of Austria*. Cham: Springer International Publishing, pp. 311–325.
- Morino, C.; Conway, S. J.; Balme, M. R.; Hillier, J.; Jordan, C.; Saemundsson, Þ.; Argles, T. (2019): Debris-flow release processes investigated through the analysis of multi-temporal LiDAR datasets in north-western Iceland. In *Earth Surface Processes and Landforms* 44 (1), pp. 144–159. DOI: 10.1002/esp.4488.
- Mostbauer, K.; Kaitna, R.; Prenner, D.; Hrachowitz, M. (2018): The temporally varying roles of rainfall, snowmelt and soil moisture for debris flow initiation in a snow-dominated system. In *Hydrology and Earth System Sciences* 22 (6), pp. 3493–3513. DOI: 10.5194/hess-22-3493-2018.
- Navratil, O.; Liébault, F.; Bellot, H.; Travaglini, E.; Theule, J.; Chambon, G.; Laigle, D. (2013): High-frequency monitoring of debris-flow propagation along the Réal Torrent,

## Literaturverzeichnis

- Southern French Prealps. In *Geomorphology* 201, pp. 157–171. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.06.017.
- Nicolussi, K.; Spötl, C.; Thurner, A.; Reimer, P. J. (2015): Precise radiocarbon dating of the giant Köffels landslide (Eastern Alps, Austria). In *Geomorphology* 243, pp. 87–91. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.05.001.
- Papathoma-Köhle, M.; Kappes, M.; Keiler, M.; Glade, T. (2011): Physical vulnerability assessment for alpine hazards: state of the art and future needs. In *Natural Hazards* 58 (2), pp. 645–680. DOI: 10.1007/s11069-010-9632-4.
- Pederson, C. A.; Santi, P. M.; Pyles, D. R. (2015): Relating the compensational stacking of debris-flow fans to characteristics of their underlying stratigraphy: Implications for geologic hazard assessment and mitigation. In *Geomorphology* 248, pp. 47–56. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.06.030.
- Pelfini, M.; Santilli, M. (2008): Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. In *Geomorphology* 101 (4), pp. 721–730. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.04.002.
- Pogliotti, P.; Guglielmin, M.; Cremonese, E.; Di Morra Cella, U.; Filippa, G.; Pellet, C.; Hauck, C. (2015): Warming permafrost and active layer variability at Cime Bianche, Western European Alps. In *The Cryosphere* 9 (2), pp. 647–661. DOI: 10.5194/tc-9-647-2015.
- Rickenmann, D. (2016): Debris-Flow Hazard Assessment and Methods Applied in Engineering Practice. In *International Journal of Erosion Control Engineering* 9 (3), pp. 80–90. DOI: 10.13101/ijece.9.80.
- Rickenmann, D.; Zimmermann, M. (1993): The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. In *Geomorphology* 8 (2-3), pp. 175–189. DOI: 10.1016/0169-555X(93)90036-2.
- Rieger, Dieter (1999): Bewertung der naturräumlichen Rahmenbedingungen für die Entstehung von Hangmuren. Möglichkeiten zur Modellierung des Murpotentials ; mit 21 Tabellen. Zugl.: München, Univ., Diss., 1998. München: Geobuch-Verl. (Münchener Universitätsschriften / Fakultät für Geowissenschaften, 51).
- Sass, O. (2010): Spatial and temporal patterns of talus activity – a lichenometric approach in the stubaier alps, austria. In *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 92 (3), pp. 375–391. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2010.00402.x.

- Sassa, K. (1984): The mechanism to initiate debris flows as undrained shear of loose sediments. In *Internationales Symposium Interpraevent - Villach Tagespublikation 2*, pp. 73–87.
- Savi, S.; Comiti, F.; Strecker, M. R. (2021): Pronounced increase in slope instability linked to global warming: A case study from the eastern European Alps. In *Earth Surface Processes and Landforms* 46 (7), pp. 1328–1347. DOI: 10.1002/esp.5100.
- Šilhán, K.; Tichavský, R. (2017): Snow avalanche and debris flow activity in the High Tatras Mountains: New data from using dendrogeomorphic survey. In *Cold Regions Science and Technology* 134, pp. 45–53. DOI: 10.1016/j.coldregions.2016.12.002.
- Simoni, A.; Bernard, M.; Berti, M.; Boreggio, M.; Lanzoni, S.; Stancanelli, L. M.; Gregoretti, C. (2020): Runoff-generated debris flows: Observation of initiation conditions and erosion–deposition dynamics along the channel at Cancia (eastern Italian Alps). In *Earth Surface Processes and Landforms* 45 (14), pp. 3556–3571. DOI: 10.1002/esp.4981.
- Sommer, C.; Malz, P.; Seehaus, T. C.; Lippl, S.; Zemp, M.; Braun, M. H. (2020): Rapid glacier retreat and downwasting throughout the European Alps in the early 21st century. In *Nature communications* 11 (1), p. 3209. DOI: 10.1038/s41467-020-16818-0.
- Stark, M.; Rom, J.; Haas, F.; Piermattei, L.; Fleischer, F.; Altmann, M.; Becht, M. (2022): Long-term assessment of terrain changes and calculation of erosion rates in an alpine catchment based on SfM-MVS processing of historical aerial images. How camera information and processing strategy affect quantitative analysis. In *Journal of Geomorphology*. DOI: 10.1127/jgeomorphology/2022/0755.
- Stiny, Josef (1910): Die Muren: Versuch einer Monographie mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den Tiroler Alpen. Innsbruck: Wagner.
- Stoffel, M. (2010): Magnitude–frequency relationships of debris flows — A case study based on field surveys and tree-ring records. In *Geomorphology* 116 (1-2), pp. 67–76. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.10.009.
- Stoffel, M.; Lièvre, I.; Conus, D.; Grichting, M. A.; Raetzo, H.; Gärtner, H. W.; Monbaron, M. (2005): 400 Years of Debris-Flow Activity and Triggering Weather Conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. In *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 37 (3), pp. 387–395. DOI: 10.1657/1523-0430(2005)037[0387:YODAAT]2.0.CO;2.

- Stoffel, M.; Mendlik, T.; Schneuwly-Bollsweiler, M.; Gobiet, A. (2014): Possible impacts of climate change on debris-flow activity in the Swiss Alps. In *Climatic Change* 122 (1-2), pp. 141–155. DOI: 10.1007/s10584-013-0993-z.
- Takahashi, T. (1981): Debris Flow. In *Annual Review of Fluid Mechanics* 13 (1), pp. 57–77. DOI: 10.1146/annurev.fl.13.010181.000421.
- Theule, J. I.; Liébault, F.; Loye, A.; Laigle, D.; Jaboyedoff, M. (2012): Sediment budget monitoring of debris-flow and bedload transport in the Manival Torrent, SE France. In *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12 (3), pp. 731–749. DOI: 10.5194/nhess-12-731-2012.
- Thiel, M. (2013): Quantifizierung der Konnektivität von Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen. PhD thesis. Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt-Ingolstadt.
- Tropeano, D.; Turconi, L. (2004): Using Historical Documents for Landslide, Debris Flow and Stream Flood Prevention. Applications in Northern Italy. In *Natural Hazards* 31 (3), pp. 663–679. DOI: 10.1023/B:NHAZ.0000024897.71471.f2.
- Turkington, T.; Remaître, A.; Ettema, J.; Hussin, H.; van Westen, C. (2016): Assessing debris flow activity in a changing climate. In *Climatic Change* 137 (1-2), pp. 293–305. DOI: 10.1007/s10584-016-1657-6.
- Underwood, S. J.; Schultz, M. D.; Berti, M.; Gregoretti, C.; Simoni, A.; Mote, T. L.; Saylor, A. M. (2016): Atmospheric circulation patterns, cloud-to-ground lightning, and locally intense convective rainfall associated with debris flow initiation in the Dolomite Alps of northeastern Italy. In *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16 (2), pp. 509–528. DOI: 10.5194/nhess-16-509-2016.
- van Steijn, H. (1999): Frequency of hillslope debris flows in the Bachelard valley (French Alps). In M. Panizza, M. Soldati, M. Bertacchini, W. van Asch, S. Malmusi (Eds.): *The Erasmus 96-97 Programme in Geomorphology: Intensive Course in the French Alps and Student's Mobility*. Modena, Italy: Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, pp. 15–24.
- Varnes, D. J. (1978): Slope Movement Types and Processes. In R. L. Schuster, R. J. Krizek (Eds.): *Landslides, analysis and control (Special report-Transportation Research Board)*. Washington, DC.: National Academy of Sciences, pp. 11–33.
- Walter, F.; Burtin, A.; McArdell, B. W.; Hovius, N.; Weder, B.; Turowski, J. M. (2017): Testing seismic amplitude source location for fast debris-flow detection at Illgraben,

## Literaturverzeichnis

Switzerland. In *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17 (6), pp. 939–955. DOI: 10.5194/nhess-17-939-2017.

Wichmann, Volker (2006): Modellierung geomorphologischer Prozesse in einem alpinen Einzugsgebiet. Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS. Zugl.: Eichstätt, Katholische Univ., Diss., 2005 u.d.T.: Wichmann, Volker: Entwicklung von prozessorientierten Modellen zur flächenverteilten Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS - dargestellt am Einzugsgebiet des Lahnenwiesgrabens Ammergebirge. München, Wien: Profil-Verl. (Eichstätter Geographische Arbeiten, 15). Available online at <http://edoc.ku-eichstaett.de/10754/>.

Wilford, D. J.; Sakals, M. E.; Innes, J. L.; Sidle, R. C.; Bergerud, W. A. (2004): Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. In *Landslides* 1 (1), pp. 61–66. DOI: 10.1007/s10346-003-0002-0.

Zangerl, C.; Schneeberger, A.; Steiner, G.; Mergili, M. (2021): Geographic-information-system-based topographic reconstruction and geomechanical modelling of the Köfels rockslide. In *Natural Hazards and Earth System Sciences* 21 (8), pp. 2461–2483. DOI: 10.5194/nhess-21-2461-2021.

Zhao, Y.; Meng, X.; Qi, T.; Qing, F.; Xiong, M.; Li, Y.; Guo, P.; Chen, G. (2020): AI-based identification of low-frequency debris flow catchments in the Bailong River basin, China. In *Geomorphology* 359, p. 107125. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107125.

Zhou, W.; Tang, C.; van Asch, T. W. J.; Chang, M. (2016): A rapid method to identify the potential of debris flow development induced by rainfall in the catchments of the Wenchuan earthquake area. In *Landslides* 13 (5), pp. 1243–1259. DOI: 10.1007/s10346-015-0631-0.

Zimmermann, M. (1990): Debris flows 1987 in Switzerland: geomorphological and meteorological aspects. In *IAHS, Hydrol. Mountainous Regions* 2 (194), pp. 387–393. Available online at [https://hydrologie.org/redbooks/a194/iahs\\_194\\_0387.pdf](https://hydrologie.org/redbooks/a194/iahs_194_0387.pdf).

## 4 Kumulativer Teil

### 4.1 Kurzzusammenfassungen der Veröffentlichungen

#### Veröffentlichung I

**Jakob Rom, Florian Haas, Tobias Heckmann, Moritz Altmann, Fabian Fleischer, Camillo Ressler, Sarah Betz-Nutz, Michael Becht (2023): Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, based on orthophotos and lidar data since 1947. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 23, 601-622. DOI: 10.5194/nhess-23-601-2023.**

Der in der open-access Zeitschrift *Natural Hazards and Earth System Sciences* des *Copernicus Publications* – Verlags veröffentlichte Artikel identifiziert, beschreibt und analysiert das Auftreten von Hangmuren im Horlachtal zwischen 1947 und 2020. Datengrundlage für die Auswertungen liefern dabei Fernerkundungsdatensätze, die jeweils flächendeckend für das gesamte Untersuchungsgebiet zur Verfügung stehen. Dazu gehören digitale Orthophoto-Mosaik, die aus den überlappenden Einzelbildern von Luftbildüberflügen mittels photogrammetrischer Methoden generiert wurden. Insgesamt können somit räumlich hochaufgelöste und flächendeckende Orthomosaik aus 12 Jahrgängen in unregelmäßigen Abständen verwendet werden (maximal 19 Jahre und minimal ein Jahr liegen zwischen zwei aufeinanderfolgenden Luftbildüberflügen). Ergänzt werden die 2D-Informationen der Orthophotos durch zwei aus luftgestützten LiDAR Daten generierte DGM aus den Jahren 2006 und 2019.

Durch einen Vergleich zweier aufeinanderfolgender Orthomosaik ist es möglich Murprozessgebiete zu kartieren, die zwischen den Aufnahmezeitpunkten der Luftbilder entstanden sein müssen. Auf diese Weise wurde in dieser Arbeit eine flächenhafte, multitemporale Murkartierung durchgeführt, die insgesamt 834 Murgänge im Horlachtal zwischen 1947 und 2020 nachweisen kann. Räumlich betrachtet zeigt sich dabei eine starke Konzentration der Muraktivität im GT, LT und ZT verglichen mit den restlichen Seitentälern des Horlachtals. Durch die zeitliche Auswertung der multitemporalen Kartierung konnten zusätzlich Zeiträume mit besonders vielen Murgängen detektiert werden (1954-1973, 1990-2009 und 2015-2018).

Die räumliche Auflösung von LiDAR-generierten Geländemodellen ist geringer als bei den verwendeten Orthophotos, sodass die Prozessgebietskartierung nur auf Basis der Fotodaten erfolgte. Bei einer Verwendung von luftgestützten LiDAR Daten für die Kartierung würden



kleine Murmagnituden, die nur sehr geringmächtige Ablagerungen erzeugten, unterrepräsentiert sein. Allerdings ist die Genauigkeit von LiDAR-generierten Modellen deutlich höher als bei Geländemodellen, die mithilfe von photogrammetrischen Methoden aus den Luftbilddaten abgeleitet werden können. Aus diesem Grund wird das Differenzmodell (DoD) aus den LiDAR DGM von 2006 und 2019 verwendet, um die Volumina einzelner Murablagerungen zu berechnen. Die Arbeit zeigt, dass eine Beziehung zwischen der Fläche des Ablagerungsraumes und dem entsprechenden Volumen besteht. Diese Beziehung kann dazu genutzt werden, um auch für die Murablagerungen, die nicht im DoD enthalten sind, Volumina zu berechnen. Zwar zeigen sich bei der zeitlichen Betrachtung der abgelagerten Volumina starke Ähnlichkeiten zur Frequenz, aber es wird auch deutlich, dass die große Anzahl an Muren zwischen 2015 und 2018 im Durchschnitt sehr wenig Material abgelagerten. Die multitemporalen Murvolumina können außerdem dazu verwendet werden, um Magnitude-Frequenz-Beziehungen für verschiedene Zeitschritte zu erstellen, die insbesondere aufzeigen, dass hohe Murmagnituden im Horlachtal um den Faktor 10 größer sind verglichen mit dem oberen Kaunertal.

Des Weiteren wurden topographische Parameter der hydrologischen Einzugsgebiete derjenigen Murbahnen berechnet, die im Zeitraum zwischen 1947 und 2020 aktiv waren. Diese Parameter können mit den Ablagerungsvolumina in Verbindung gebracht werden, um Korrelationen zwischen den Parametern und Murmagnituden zu bestimmen. Die Analyse zeigt, dass insbesondere Fläche, Länge, Umfang, Reliefunterschied, Formfaktor, Streckungsverhältnis sowie Flussnetzdicke und Schnittdichte (Verhältnis aus Relief und Umfang) Zusammenhänge zeigen.

Auch die zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsdaten an der Station Horlachalm (seit 1989) und der Station Tschagguns in Vorarlberg (seit 1953) wurden in der Studie ausgewertet, um die Frequenzen von Starkniederschlagsereignissen mit den im Horlachtal kartierten Murgängen zu vergleichen. Beide Stationen zeigen jedoch keine positiven oder negativen Trends der Anzahl solcher Ereignisse. Allerdings zeigen sich Zusammenhänge zwischen der Anzahl an Tagen mit hohen Niederschlagsintensitäten der Station Horlachalm mit der Muraktivität im ZT.

Insgesamt konnte in der Studie eine hohe Muraktivität im Horlachtal, vor allem auf den westexponierten Hängen des GT, LT und ZT, festgestellt werden. Die Magnitude von Murereignissen wird dabei durch morphometrische Parameter der jeweiligen hydrologischen Einzugsgebiete beeinflusst. Ein genereller zeitlicher Trend in der Muraktivität ist für den Zeitraum 1947-2020 nicht feststellbar, vielmehr wechseln sich Phasen mit hoher Aktivität

(1954-1973, 1990-2009, 2015-2018) mit Phasen geringer Aktivität ab. Ausgelöst werden Murgänge durch sehr lokale Starkregenereignisse, deren Anzahl seit 1989 (Horlachalm) bzw. 1953 (Tschagguns) ebenfalls keine Trends zeigen.

## Veröffentlichung II

**Jakob Rom, Florian Haas, Tobias Heckmann, Fabian Dremel, Fabian Fleischer, Moritz Altmann, Manuel Stark, Michael Becht (2023): Establishing a record of extreme debris flow events in a high Alpine catchment since the end of the Little Ice Age using lichenometric dating. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 105, 47-63. DOI: 10.1080/04353676.2023.2187531.**

In dieser Studie wird die Methode der lichenometrischen Datierung (Lichenometrie) verwendet, um alte Murablagerungen im GT und ZT zu datieren, damit auch für die Zeit vor 1947 Informationen über die Muraktivität im Horlachtal generiert werden können. Lichenometrie basiert auf der Annahme, dass Flechten der Gattung *Rhizocarpon* neu entstandene Oberflächen im Untersuchungsgebiet schnell besiedeln und dann mit einer vorhersagbaren Wachstumsrate wachsen. Der Radius des größten Flechtenthallus auf einer Oberfläche kann entsprechend als Proxy für deren Alter gelten. Um statistischen Fehlern, zum Beispiel aufgrund von zusammengewachsenen Flechtenthalli, vorzubeugen, wird in dieser Studie die etablierte Five-Largest-Lichen Methode (5LL) verwendet, bei der der Mittelwert der fünf größten Flechtendurchmesser eines Standortes benutzt wird.

Da das Wachstum für Flechten sehr von lokalen Gegebenheiten abhängt, wurde eine eigene Referenzkurve für das Horlachtal erstellt. In der Regel werden für die Referenzpunkte die Flechtengrößen von Oberflächen verwendet, deren Alter bekannt ist (z.B. Grabsteine, Gebäudefundamente). Da jedoch im Horlachtal kaum solche exakt datierten Oberflächen zu finden sind, wurden vor allem die Murablagerungen aus Veröffentlichung I verwendet, um die lichenometrische Referenzkurve zu erstellen. Allerdings können diese Ablagerungen lediglich intervallzensiert auf den Zeitraum zwischen zwei aufeinanderfolgenden Luftbildüberflügen datiert werden. Um diese Intervallzensierung der Referenzdaten zu berücksichtigen, wurde in dieser Studie die Methodik zur Erstellung lichenometrischer Referenzkurven weiterentwickelt. Dafür verwendeten wir einen Bootstrapping-Ansatz, der die Ungenauigkeiten in den Datierungen der 51 Referenzstandorte berücksichtigt. Durch eine Leave-One-Out – Validierung und der Anwendung des 95% Vorhersageintervalls konnten zudem die Unsicherheiten der erstellten Referenzkurve mathematisch abgeschätzt werden.

Mithilfe der etablierten Referenzkurve konnte schließlich das Alter von 47 Murablagerungen im GT und ZT bestimmt werden, die älter sind als die verfügbaren Orthophotos. Die Ergebnisse zeigen zeitliche Phasen auf, in denen Murablagerungen gehäuft auftraten. Die Tatsache, dass diese Ablagerungen noch heute an der Oberfläche zu finden sind und neue Murgänge sie noch nicht vollständig überprägten, legt nahe, dass es sich bei den lichenometrisch datierten Oberflächen um überdurchschnittlich großflächige Murablagerungen handelt. In Verbindung mit den Ergebnissen aus Veröffentlichung I kann damit eine Zeitreihe von Murereignissen großer Magnitude für das Horlachtal erstellt werden. Demnach erfolgten solche Ereignisse in folgenden Perioden: Um 1850, um 1900, 1930-1942, 1954-1973, 1990-2009. Zusätzlich ist auch das Murereignis aus dem Sommer 2022 (Veröffentlichung III) als deutlich überdurchschnittlich zu betrachten. Die Ergebnisse der Lichenometrie zeigen außerdem große Unterschiede zwischen GT und ZT und verdeutlichen damit, dass murauslösende Niederschlagsereignisse sehr lokal auftreten.

Des Weiteren konnten sowohl im GT, als auch im ZT Murkegel lichenometrisch beprobt werden, die (vorübergehend) keine Aktivität mehr zeigen. Die jüngsten lichenometrischen Alter zeigen dabei, wann an diesen Standorten zuletzt Murgänge stattfanden und können somit zu einer Beurteilung der Ursachen der Inaktivität beitragen.

### **Veröffentlichung III**

**Jakob Rom, Florian Haas, Florentin Hofmeister, Fabian Fleischer, Moritz Altmann, Madlene Pfeiffer, Tobias Heckmann, Michael Becht (2023): Analysing the Large-scale Debris Flow Event in July 2022 in Horlachtal, Austria Using Remote Sensing and Measurement Data. In: *Geosciences*, 13, 100. DOI: 10.3390/geosciences13040100.**

Diese Studie beschäftigt sich mit zwei Starkregenereignissen im Juli 2022, die viele Murgänge mit hohen Magnituden im Horlachtal auslösten. Die einzigartige Verfügbarkeit verschiedenster, präziser Daten für das gesamte Untersuchungsgebiet sorgen dafür, dass das Ereignis detailliert ausgewertet werden konnte.

Die Fotokamera, die täglich ein Bild zweier sehr aktiver Murkegel im GT zeigt, liefert Hinweise auf einen Murgang großer Magnitude zwischen dem 20. und 21. Juli, sowie einen weiteren, deutlich kleineren Murgang am 23. Juli 2022.

Niederschlagsmessungen an drei Messstationen (Grastal, Horlachalm und Niederthai), ebenso wie die hydrologischen Messungen von vier Abflusspegeln (Finstertal, Larstigtal, Horlach Fassung und Stuibenthal) bestätigen ein großes hydrometeorologisches Ereignis am Nachmittag des 20. Juli 2022. Dieser Starkniederschlag sorgte für viele Murgänge in weiten Teilen des

Untersuchungsgebietes. Die Messwerte verschiedener Standorte verdeutlichen dabei die großen räumlichen Unterschiede des Ereignisses. Auch für den 23. Juli 2022 kann ein hydrometeorologisches Event detektiert werden. Sowohl die Niederschlagsspitzen als auch die Abflussmessungen dieses zweiten Ereignisses zeigen jedoch deutlich kleinere Magnituden als das vorangegangene Event. Daraus ergibt sich, dass vor allem das erste Ereignis für die abgegangenen Muren verantwortlich war.

Zusätzlich zu den Stationsmessungen sind auch INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis) Niederschlagsdaten zugänglich (zur Verfügung gestellt durch die ZAMG). Diese Rasterdaten (Auflösung: 1 x 1 km) werden aus der Kombination von Stationsmessungen, Radar- und Satelliteninformationen, sowie topographischen Daten berechnet. Für das Ereignis am 20. Juli 2022 zeigen die INCA Daten eine konvektive Regenzelle vor allem über weite Teile vom GT, LT und ZT. Da die Absolutwerte des INCA-Rasters die tatsächlichen Niederschlagsintensitäten des Ereignisses überschätzen, wurden diese mithilfe einer Regressionsanalyse zwischen den INCA-Werten und den Messwerten der drei Wetterstationen korrigiert. Somit kann die maximale Niederschlagsintensität des Ereignisses am 20. Juli 2022 auf 44 mm/h berechnet werden. Da keine der drei Messstationen in der Nähe des Ereigniszentrums lag, fallen die dort aufgezeichneten Spitzenintensitäten deutlich geringer aus. Dies wiederum zeigt, dass von stationären Messungen selten auf murauslösende Niederschlagsintensitäten geschlossen werden kann.

Im Rahmen der SEHAG Forschungsgruppe wurde vor und kurz nach dem Ereignis jeweils ein hochauflösendes digitales Geländemodell aus ALS-Daten für das gesamte Horlachtal erstellt. Das DoD dieser topographischen Daten zeigt insgesamt 156 Murgänge, die durch das Niederschlagsereignis ausgelöst wurden. Mit Ausnahme von fünf Muren im HT, waren vor allem GT (vorwiegend westexponierte Hänge), LT (ost- und westexponierte Hänge) und ZT (vorwiegend ostexponierte Hänge) von den Murgängen betroffen. Insgesamt wurden ca. 200.000 m<sup>3</sup> Material durch Muren abgelagert. Die meisten Murgänge fanden im ZT statt, das meiste Volumen jedoch wurde im LT abgelagert. Auch der größte individuelle Murgang ereignete sich im LT (ca. 41.000 m<sup>3</sup>).

Die räumlichen Unterschiede in der Muraktivität lassen sich zu einem großen Teil durch das Niederschlagsmuster aus den INCA Daten erklären. Ein kleiner räumlicher Versatz der INCA Niederschläge könnte für noch bestehende Ungenauigkeiten verantwortlich sein.

Außerdem kann in der Studie eine Beziehung zwischen der Regenmenge, die auf ein hydrologisches Einzugsgebiet gefallen ist, und der entsprechenden Murmagnitude belegt

## Kumulativer Teil

werden. Dieser Zusammenhang folgt einem Potenzgesetz. Diese Beziehung kann man in zukünftigen Arbeiten für die Kalibrierung und Validierung von räumlichen Murmodellierungen verwenden.

## 4.2 Veröffentlichung I: Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, based on orthophotos and lidar data since 1947

Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 23, 601–622, 2023  
<https://doi.org/10.5194/nhess-23-601-2023>  
 © Author(s) 2023. This work is distributed under  
 the Creative Commons Attribution 4.0 License.



Natural Hazards  
 and Earth System  
 Sciences  Open Access

### Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, based on orthophotos and lidar data since 1947

Jakob Rom<sup>1</sup>, Florian Haas<sup>1</sup>, Tobias Heckmann<sup>1</sup>, Moritz Altmann<sup>1</sup>, Fabian Fleischer<sup>1</sup>, Camillo Ressel<sup>2</sup>, Sarah Betz-Nutz<sup>1</sup>, and Michael Becht<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Chair of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, 85072 Eichstätt, Germany

<sup>2</sup>Department of Geodesy and Geoinformation, Technische Universität Wien, 1040 Vienna, Austria

**Correspondence:** Jakob Rom (jrom@ku.de)

Received: 11 May 2022 – Discussion started: 30 May 2022

Revised: 11 January 2023 – Accepted: 18 January 2023 – Published: 9 February 2023

**Abstract.** In order to get a better understanding of the future development of alpine slope-type debris flows in the frame of climate change, complete and gapless records of the last century for this type of geomorphologic process are necessary. However, up to now such records have been scarce. Here, the slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, has been investigated since 1947 with the help of historic and recent area-wide remote sensing data. Using geomorphological mapping, both spatial and temporal variabilities in debris flow dynamics can be shown. The results indicate short-term variations rather than consistent increasing or decreasing trends of slope-type debris flow activity in Horlachtal. Specifically, three active periods between 1954 and 1973, 1990 and 2009, as well as 2015 and 2018, can be registered. Analyses of the deposited debris flow volumes show that for parts of the study area the largest volumes appeared in the early 1990s, which might have even influenced the dynamics in the following years. Studies on the spatial variabilities revealed differences of slope-type debris flow activity within the study area and point to local rainfall events as triggers. However, long-term precipitation data of high temporal resolution of two alpine meteorological stations do not reveal increasing or decreasing trends in the occurrence of such events.

#### 1 Introduction

Debris flows are gravitational mass movements consisting of granular solids mixed with water that can reach high velocities (Varnes, 1978) and occur in mountainous regions around the world as natural hazards (Dowling and Santi, 2014). In high-alpine regions, this process is of great importance for the sediment budget (Heckmann et al., 2012; Curry et al., 2006; Rainato et al., 2017; Hilger, 2017; Theule et al., 2012), as they couple sediment sources on slopes with alpine streams (Heckmann and Schwanghart, 2013; Iverson, 2012). Therefore, debris flows are a very important process in high-alpine geomorphology and landscape evolution, as a change in debris flow activity has a high impact on sediment balances. In alpine environments, debris flows initiated in torrent beds (torrent bed type or channel type) can be distinguished from debris flows initiated on slopes (slope-type or hillslope debris flows). These types not only differ in various geomorphic characteristics like flow length, drainage area or slope values (Chen et al., 2009) but also show different initiation mechanisms (Sassa, 1984).

Because of their importance for high-alpine geosystems, there are many attempts trying to model debris flows in order to predict their appearance, velocities or ranges (Wichmann, 2017; Turnbull et al., 2015; Wu, 2015). But the changing environmental parameters caused by climate change (Nogués-Bravo et al., 2007; Beniston, 2005, 2003) might have an impact on debris flow occurrence and properties and must hence be accounted for in modelling efforts. Therefore, in order to predict debris flow dynamics in the future, it is necessary to

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

understand debris flow behaviour in the past and especially in the last few decades that witnessed the most intense climatic changes. However, there are not many studies containing (near) complete debris flow records beyond the last few decades in alpine catchments. Some authors have used historical documents to reconstruct debris flow events (D'Agostino and Marchi, 2001; Tropeano and Turconi, 2004), but there are great uncertainties, especially for earlier periods (Marchi and Tecca, 2006). In addition, these archives often do not cover smaller debris flows and high-altitude regions far from settlements and focus primarily on channel-type debris flows. Other methods for reconstructing debris flow activities include dendrogeomorphology (Lopez Saez et al., 2011; Stoffel, 2010; Bollschweiler et al., 2008) or lichenometry (Helsen et al., 2002; Innes, 1983). However these methods depend on the presence of suitable vegetation and are only partly useable above the treeline. The usage of area-wide lidar (light detection and ranging) data as a basis for determining debris flow activity can reveal past debris flow events at higher resolution (Dietrich and Krautblatter, 2017; De Haas and Densmore, 2019), but the availability of these data is restricted to the last 2 decades and thus in a period which is entirely dominated by climate change. Aerial images and orthophotos are used to detect changes in alpine environments and are available on an area-wide basis back to ca. 1950 for most regions of the Alps (Bayle, 2020; Altmann et al., 2020; Fleischer et al., 2021). Because they cover whole catchments in great detail, historical and recent orthophotos are used to detect and date debris flow processes (Jomelli et al., 2007, 2003; Dietrich and Krautblatter, 2017).

A synthesis of previous studies on the historical long-term development of debris flows shows that the results are not univocal. Dietrich and Krautblatter (2017) show an enhanced debris flow activity in Plansee, Austria, since the 1980s when investigating the debris flow activity between 1947 and 2010. Other studies seem to confirm an increase in debris flow frequency when considering a long investigation period (Winter, 2020; Pelfini and Santilli, 2008; Kiefer et al., 2021). Due to changes in sediment supply, Hirschberg et al. (2021) stated that the number of debris flows in Illgraben in Switzerland will decrease. However, several studies have revealed no trends in debris flow activity besides short-term fluctuations (Stoffel et al., 2014, 2005; Stoffel, 2010; Bollschweiler and Stoffel, 2010; Lopez Saez et al., 2011; Bollschweiler et al., 2008).

This paper aims to not only analyse slope-type debris flows in a temporal way but also in a spatial way within an alpine catchment. Through this spatio-temporal view we want to better understand the characteristics of these mass movement processes using methods that provide information on both scales. Thus, we establish a slope-type debris flow record in Horlachtal in the central Alps of Austria between 1947 and 2020 using historical and recent orthophotos, as well as lidar elevation models. The work is based on a precise mapping of all recognizable debris flows since 1947, which allows pro-

cess frequencies to be derived. Process magnitudes are obtained from lidar data, as well as from an established area–volume relationship of debris flow deposits (Hilger, 2017; Larsen et al., 2010; Bennett et al., 2012). The debris flow volumes are correlated with parameters of the respective hydrological catchment areas in order to improve the understanding of spatial differences in debris flow activity. Because high-intensity rainfall events are decisive for the initiation of debris flows in the study area, this paper aims to analyse the spatial and temporal differences in slope-type debris flow activity in Horlachtal with the help of temporal high-resolution precipitation data. Thus, we want to gain a better understanding of the process behaviour throughout the past 7 decades and link the results to changes in precipitation patterns due to the changing climate.

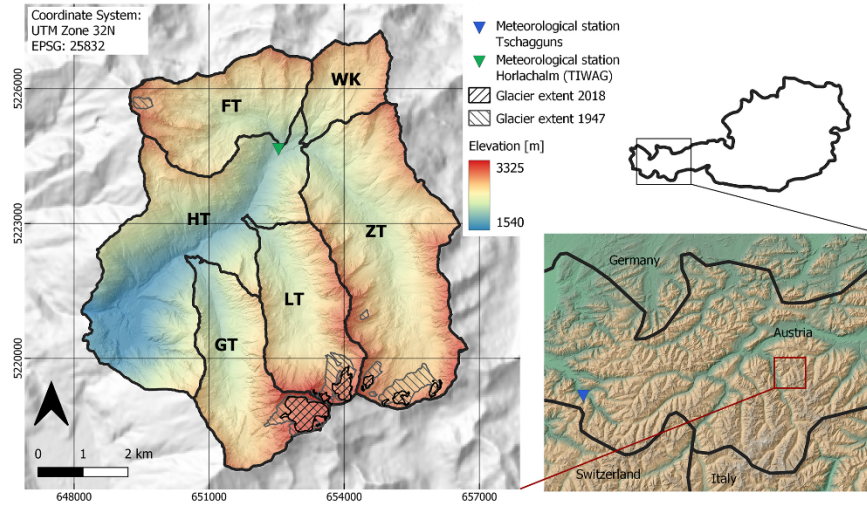
## 2 Study area

Horlachtal is located in the northern part of the central Alps (Fig. 1) and forms a side valley of the Ötztal. It is drained by the Horlachbach River, which flows over the Stuibenthal waterfall into the main stream of the Ötztal (Ötz). Horlachtal itself can be subdivided into three north–south striking tributary valleys (Grastal – GT, Larstigtal – LT and Zwieselbachtal – ZT) in addition to the east–west striking main valley (HT), as well as the tributary valleys, Finstertal (FT) and Weites Kar (WK) (Table 1). The main outflow of the valley is captured by a gauging station in Niederthai, which is located close to the area outlet at Stuibenthal. Another gauging station is operated by the Tyrolean Hydropower Company (TIWAG) at Horlachalm, where part of the discharge is captured by a Tyrolean weir and fed to the Finstertal Reservoir near Kühtai via underground tunnel systems in order to use it for hydropower.

Horlachtal spans elevations of 1557 to 3340 m and shows a typical altitudinal alpine gradation of the vegetation with the treeline at about 2200 to 2300 m. About 1.54 % of the area is currently glaciated, with Grastalferner as the biggest glacier (ca. 0.48 km<sup>2</sup>) in the study area, whose outflow is buffered by Grastalsee. Horlachtal shows the typical geomorphic process dynamics of high-mountain regions, including rock glaciers in the upper areas, which testify to the presence of permafrost.

Geologically, the study area is located in the Ötztal Massif with predominant gneisses and mica schists, which strike in an east–west direction parallel to the main valley (Geitner, 1999; Becht, 1995). Due to their tectonic history, the rocks are very susceptible to weathering, which leads to high rockfall activity and ample availability of debris for debris flows, which led to the formation of in part very large debris cones.

Because of its location in the central Alps, the Horlachtal Valley is protected from advective precipitation so that the annual total of precipitation here is lower than for example in the northern Alps (Geitner, 1999; Becht, 1995). The



**Figure 1.** Location of Horlachtal in the Stubai Alps. The study area is divided into the sub-catchments main valley (HT), Grastal (GT), Larstigtal (LT), Zwieselbachtal (ZT), Weites Kar (WK) and Finstertal (FT). Shown glacier extents were mapped based on orthophotos of the corresponding years. Elevation data of the study area are based on airborne lidar data from 2019. Large-scale elevation data in the background are based on the ALOS global digital surface model © JAXA.

**Table 1.** Attributes of the different sub-catchments in the study area based on airborne lidar data of 2017 (Province of Tyrol).

Sub-catchment	Area (km <sup>2</sup> )	Glaciated 2018 (%)	Glaciated 1947 (%)	Elevation mean (m)	Elevation min (m)	Elevation max (m)	Elevation range (m)	Slope mean (°)
HT	15.407	0.00	0.00	2092.9	1557.4	3000.5	1443.0	33.8
GT	7.386	6.48	10.08	2553.7	1702.3	3339.8	1637.5	35.6
LT	7.046	2.97	8.20	2621.4	1826.2	3339.8	1513.6	36.5
ZT	15.06	1.04	5.05	2618.3	2042.4	3240.9	1198.5	33.1
WK	3.042	0.00	0.00	2633.4	2050.1	3087.4	1037.2	29.6
FT	6.95	0.00	1.30	2569.4	1967.1	3060.5	1093.4	31.5
Total	54.891	1.54	4.00	2514.9	1557.4	3339.8	1782.4	33.3

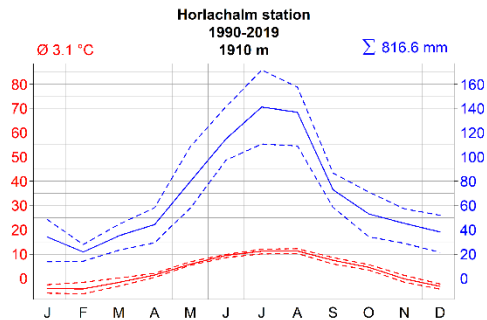
mean annual precipitation between 1990 and 2019 adds up to 817 mm, which mostly occurs during the summer months (Fig. 2). The mean annual temperature within the same time-frame is 3.1 °C at the meteorological station Horlachalm (1910 m, all elevation data throughout this study refer to ellipsoid elevations; see Fig. 1 for the location within the study area; data courtesy of the Tyrolean Hydropower Company, TIWAG).

The debris flows in Horlachtal, which are analysed here, can be described as slope-type debris flows with starting zones at the contact area between steep bedrock and the adjacent talus slope. The hydrological catchments of these debris flows are developed in the steep bedrock sections where rain-water is concentrated and further discharges into the slope

(Zimmermann, 1990; Rieger, 1999; Wichmann, 2006; Rickenmann and Zimmermann, 1993).

The influence of the morphometry of the hydrological catchment of a slope-type debris flow can be decisive with regard to its activity and magnitude (Becht and Rieger, 1997; De Haas and Densmore, 2019; Dietrich and Krautblatter, 2019; Marchi et al., 2019; Shen et al., 2012; Wilford et al., 2004) and should be taken into account when analysing magnitudes of debris flows. The debris flow material originates on the one hand from glacial moraine material covered with rockfall debris on the talus slopes. On the other hand, it emerges from rockfall deposits temporarily stored in the bedrock catchments. The debris flows in Horlachtal occur in transport-limited hillslope systems and are triggered by high-intensity precipitation events of about 20 mm in 30 min





**Figure 2.** Climate diagram of the Horlachtalm station (1910 m) using temperature and precipitation data between 1990 and 2019. Upper dashed lines represent 75 % percentiles; lower dashed lines show the 25 % percentiles. Data source: TIWAG.

(Becht, 1995; Becht and Rieger, 1997). In contrast to other types of debris flow systems, the initiation of debris flows on the slopes of the study area is not affected by pre-event conditions like antecedent rainfall, as the necessary runoff is formed in bedrock areas. The most important driving factors for debris flow initiation in Horlachtal are thus high rainfall intensities that generate high peaks of surface runoff.

### 3 Materials and methods

#### 3.1 Debris flow inventory using orthophotos

The basis for all further evaluation methods was the multi-temporal mapping of individual debris flows since 1947 in the whole study area. Debris flow inventories already existed especially in LT and ZT (Rieger, 1999; Thiel, 2013; Heckmann et al., 2014), which were carefully checked and updated using historical and recent orthophotos. All orthophotos used for this purpose and their characteristics are listed in Table 2. In some years, the aerial images do not cover the entire study area. The missing regions were supplemented with aerial images from other flight campaigns with a temporal divergence of 1 to 3 years. The coverage of the individual campaigns can be viewed in the Laser- und Luftbildatlas Tirol of the Province of Tyrol (<https://lba.tirol.gv.at/public/karte.xhtml>, last access: 26 January 2023). The original aerial images of 1947, 1953, 1954, 1970 and 1973 were available from the archives of the Province of Tyrol. The scanned aerial images were oriented and calibrated in a bundle block adjustment (McGlone et al., 2004) using ground control points. These points were manually identified in recent data (orthophoto and digital elevation model) by looking for unique features (mostly rocks) in stable areas. After the bundle block adjustment, a digital surface model was derived by means of image matching and used to create an or-

thophoto mosaic for the mentioned years. The remaining referenced orthophotos were taken from the web map service of the Province of Tyrol (<https://www.data.gv.at>, last access: 26 January 2023).

Since the mapping is influenced by subjective interpretation of the orthophoto, it was done by one and the same person; visible typical debris flow deposits on the talus slopes were digitized into polygon shapefiles. In addition to the deposits, the starting zones in the aerial photographs were determined using the visible erosion areas. For debris flows with a hydrological catchment in bedrock, these are primarily located in the direct transition from the bedrock area to the adjacent scree slopes (Rieger, 1999). If debris flow-typical process forms (transport channels, levées, deposits) have emerged during the comparison of two consecutive orthophotos, a new debris flow was mapped and dated to the time interval between the dates of image acquisition. The example in Fig. 3 shows debris flow landforms that emerged between 1954 and 1973, the times the shown aerial images were acquired.

The mapping and dating of these individual events were carried out in the entire study area and in all available time intervals. The sub-catchments HT, GT, LT, ZT, WK and FT were considered separately (cf. Fig. 1).

For some periods, not all debris flows could be mapped because of poor image quality in shadowed areas. Due to the sometimes long time intervals between two orthophotos, especially in the first half of the considered time span, two or more debris flow process areas might have overlapped in time and space in such a way that individual events could not be recorded by the mapping. This in turn leads to a possible underrepresentation of debris flows, which is more likely in longer time intervals than in shorter ones.

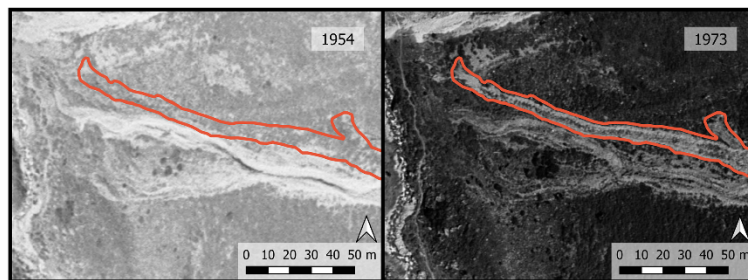
#### 3.2 Volume measurements

We computed the planimetric area of all debris flow deposits except for those where the depositional zone could not be clearly identified; this was the case with very small events and in shadowed areas.

Because of their high spatial resolution, two different lidar datasets were used to determine debris flow deposition volumes for debris flows which occurred between the single lidar epochs. The first dataset from 2006 was provided by the Province of Tyrol. This dataset is only available as a gridded digital terrain model (DTM; resolution:  $1 \times 1$  m); the initial point cloud was not obtainable. The second lidar dataset was recorded during a field campaign of the University of Eichstätt-Ingolstadt in 2019 using a RIEGL VUX-1LR integrated in a RIEGL VP-1 HeliCopterPod (see <http://riegl.com> for details, last access: 26 January 2023) with a spatial resolution of  $13.1 \text{ points m}^{-2}$  on average. The processing of the raw data included the precise calculation of the trajectory using the data of two different differential GNSS ground stations installed in the study area. A final strip ad-

**Table 2.** Attributes of orthophotos used for debris flow mapping. Date of data acquisition for each time step, which covers most of the study area, is marked in bold.

Date of acquisition (yyyy-mm-dd)	Ground resolution per pixel (m)	Colours	Lower boundary of snow cover (m)
<b>1947-09-01</b> 1947-09-15	0.4	Grey scale	No snow
1953-09-08 <b>1954-08-31</b>	0.25	Grey scale	2750
1970-09-10 <b>1973-08-06</b>	0.2	Grey scale	2800
<b>1983-09-24</b>	0.5	Grey scale	2770
<b>1990-07-27</b> 1990-10-09	0.5	Grey scale	2400
<b>1997-09-11</b>	0.6	Grey scale	No snow
<b>2003-09-04</b>	0.2	RGB	2750
<b>2009-09-08</b>	0.2	RGB	No snow
<b>2010-09-12</b>	0.2	RGB	2650
<b>2015-08-03</b>	0.2	RGB	No snow
2017-08-30 <b>2018-09-26</b>	0.2	RGB	No snow
<b>2020-07-08</b>	0.2	RGB	2500



**Figure 3.** Example of the mapping process. The mapped debris flow (encircled in red) must have happened between the acquisition of the orthophotos 1954 (no debris flow landforms) and 1973. Sources of aerial images: Office of Metrology and Surveying and the Province of Tyrol.

justment was done using the approaches of Glira et al. (2015, 2016), which are implemented in the point cloud processing software OPALS (Pfeifer et al., 2014). The outliers of the resulting point cloud were filtered, and the ground points were classified using the extension LIS Pro 3D of Laserdata (Petrini-Monteferrri et al., 2009) of the GIS software SAGA (Conrad et al., 2015). As a result, a final DTM (resolution:  $1 \times 1$  m) could be generated. For more details about the processing of the raw point cloud, refer to Rom et al. (2020).

The difference between the two topographic raster datasets DTM of difference (DoD) provided volumetric data for most of those debris flow depositions that occurred between the lidar data acquisitions in 2006 and 2019.

### 3.2.1 Error assessment of the volume data

Uncertainties in the DTMs of 2006 and 2019 lead to errors in the calculated DoD (Lane et al., 2003; Bakker and Lane, 2017) and thus also in the calculation of the debris

flow volumes. In order to minimize the errors in the DoD, the two lidar datasets had to be coregistered. To optimize this processing step, the study area was divided into several smaller areas of interest so that the algorithms for matching the data were able to work on a more local scale. In these regional patches, areas were identified where no geomorphologic changes were expected in between the lidar data acquisitions. These stable areas were mapped as close to the debris flow depositions as possible, and were selected, if possible, to be of similar steepness. As point cloud data were available only for one of the lidar datasets, we coregistered the two gridded DTMs using the approach of Nuth and Kääb (2011) implemented in the Python package pybob (<https://pybob.readthedocs.io>, last access: 26 January 2023).

To get a better understanding of the errors, the DoDs within the identified stable areas were analysed regarding the precision (standard deviation) and the accuracy (RMSE – root mean square error), as well as the arithmetic mean and the absolute mean. For a total assessment of the error of the volume of debris flow deposits, the error was calculated following the approach of Anderson (2019), which combines the uncorrelated random error, the spatially correlated random error and the systematic error of the DoD. All debris flow volumes detected from the DoD together with the respective errors are listed in Table A1 in the Appendix.

### 3.2.2 Volume estimation for debris flows not covered by the DoD

The volumes of those debris flow deposits that are detectable in the DoD were determined in each case by summing up the values of the DoD in the mapped deposition areas. For those debris flow deposits which are not contained in the DoD (especially for debris flows prior to 2006), only the area of the deposits could be mapped using the respective pair of orthophotos. In order to estimate the volume of different types of mass movements based on the accumulation area, numerous studies derived an empirical relationship between the deposit area ( $A$ ) and the deposit volume ( $V$ ) (Guzzetti et al., 2009; Magirl et al., 2010; Larsen et al., 2010). This relationship is expressed by a power law with an exponent  $\gamma > 0$  and the intercept  $\alpha$ :

$$V = \alpha \times A^\gamma. \quad (1)$$

The exponent  $\gamma$  in such area–volume relationships depends not only on the analysed process (e.g. rock fall, landslide, debris flow) but also on its subtypes (Larsen et al., 2010; Griswold and Iverson, 2008). Nevertheless, the range of  $\gamma$  usually seems to be within a similar range for several types of mass movements (Hilger, 2017).

The relationship between the volumes and deposition areas is used in order to predict the volumes of depositions for which only the areas are known. Because in this study only slope-type debris flows of the same type are analysed, and no large differences in the debris material are to be ex-

pected, the uncertainties here focus on the individual debris flow processes. These include the different content of water or the topography of the deposition area before the debris flow event.

In order to fit Eq. (1) to the empirical data, a variety of different fitting techniques can be used (see for example Guzzetti et al., 2009; Larsen et al., 2010). One simple method includes a least-squares linear fit to the log-transformed data. Another way of fitting a power-law function to the data is by using non-linear regression. In order to be better comparable to other studies calculating such relationships, both methods were applied in the present study by using the statistical software R and the functions `lm` (linear model) and `nls` (non-linear least squares) (Baty et al., 2015).

### 3.2.3 Uncertainties of debris flow volumes

To get a better understanding of the uncertainties involved in the volume calculations, the goodness of fit of the area–volume models has to be described. However for non-linear correlations, the coefficient of determination  $R^2$  is not a valid measure (Spiess and Neumeier, 2010). Instead, we use the 95 % prediction interval of the non-linear regressions. The upper and lower boundary of the prediction interval for each area were used as the maximum and minimum debris flow volume for those events that were not quantified from the DoD. Where the lower limit of the prediction interval is negative (which occurs especially with small deposit areas), it was set to  $0 \text{ m}^3$ ; therefore, the lower uncertainty band of the computed volumes is frequently shorter than the upper. For all debris flows included in the DoD, the uncertainty limits were defined by the error assessment in Sect. 3.2.1. For calculating the uncertainty of the total debris flow volume for each of the considered epochs, the uncertainties of each single volume calculation was propagated. Therefore, the total uncertainty of an epoch is the square root of the sum of the squared single uncertainties (Anderson, 2019).

### 3.2.4 Magnitude–frequency relationship

The calculated magnitudes, as well as the known ages of the debris flows due to the multi-temporal mapping, allowed us to establish a magnitude–frequency relationship. This has been done for various gravitational processes, such as landslides (Bennett et al., 2012; Gao et al., 2018; Tanyaş et al., 2019; Guzzetti et al., 2009), rockfalls (Raveland Deline, 2011), channelized debris flows (Gao et al., 2018) and also slope-type debris flows (Hilger, 2017). Using the `powerlaw` package within R (Gillespie, 2015), we calculated an empirical cumulative distribution function (CDF) to represent the relationship between debris flow deposit volumes and their frequencies (Bennett et al., 2012; Hilger, 2017). Subsequently, we were able to fit a continuous power law distribution to the CDF. However, this distribution is only valid for volumes exceeding a minimum magnitude  $x_{\min}$  (Bennett

et al., 2012), and the calculated exponent of the power law  $\beta$ , which is based on a cumulative distribution, has to be reduced by 1 when compared with non-cumulative exponents (Brunetti et al., 2009; Haas et al., 2012).

### 3.3 Hydrological catchment parameters and debris flow magnitudes

The tool “upslope area” implemented in SAGA-GIS (Freeman, 1991) was used to calculate the hydrological catchment areas for each of the mapped debris flow starting zones based on the DTM of 2019. With the help of spatial analyses of the catchments we derived a number of different parameters that are known as influencing variables for the magnitude and frequency of debris flows (Wilford et al., 2004; De Haas and Densmore, 2019; Zhao et al., 2020; Zhou et al., 2016). These parameters include the area ( $A$ ) of the hydrological catchment, as well as its length ( $L$ ), perimeter ( $P$ ) and mean slope ( $S$ ). The relief parameter ( $H$ ) describes the difference between the highest and lowest point of the catchment. The Melton ratio ( $M$ ) Melton (1957) has been found to correlate with debris flow dynamics (Wilford et al., 2004; De Haas and Densmore, 2019). In addition, relief ratio ( $R$ ), form factor ( $F$ ), elongation ratio ( $E$ ), circularity ( $C$ ), drainage density ( $D$ ) and cut density (CD) were calculated according to the definitions in Table 3 (see Sect. 4.3). All of the mentioned parameters were correlated to the respective debris flow volumes using Spearman’s rho to see a possible connection between the magnitudes and the morphometry of the hydrological catchments.

### 3.4 Analysis of precipitation data

Meteorological data are recorded in the study area at the Horlachalm station, operated by TIWAG at an altitude of 1910 m (see Fig. 1). Temporally high-resolution data (measurements every 15 min) have been available for precipitation totals since 1989. Since slope-type debris flows in Horlachtal are transport-limited, the frequency of heavy rainfall should be related to the frequency of debris flow events. Potential triggers are short-term events such as thunderstorms rather than days with high total rainfall (Bernard et al., 2020; Underwood et al., 2016; Pelfini and Santilli, 2008). For Horlachtal, Becht and Rieger (1997), as well as Becht (1995), determined an intensity threshold of 20 mm per 30 min. As the collected data at Horlachalm station only date back to 1989, they cover only a small part of the study period. The meteorological station Längenfeld (provider: BMNT – Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus) is located further down in the Ötztal valley and has been recording meteorological data since the year 1895. However, these data are not used for evaluation in the present work, because the Längenfeld station only records daily totals of precipitation values. Heavy rainfall events of short duration can hardly be reconstructed from daily totals (Pelfini and Santilli, 2008;

Jomelli et al., 2007). For example, the statistical evaluation of meteorological data in Altmann et al. (2020) shows that the development of daily totals and heavy rainfall events through several decades can even be opposite. Nevertheless, daily totals are used in most studies to explain long-term debris flow development (Dietrich and Krautblatter, 2017), because there are hardly any alpine meteorological stations measuring hourly or sub-hourly precipitation totals prior to the 1990s. As temporally high-resolution precipitation data are decisive when interpreting long-term debris flow records, it was decided to include the data of the precipitation measuring site Tschagguns (provider: Hydrographischer Dienst Vorarlberg; data available at <https://ehyd.gv.at/>, last access: 7 February 2023). This station records totals for every minute derived from continuous precipitation data from May 1953 until the end of 2018. It is located approximately 80 km west of the study area at an altitude of 681 m (see Fig. 1), but its location north of the Alpine main divide makes the weather conditions comparable to Horlachtal up to a certain point. Because of the distance between Tschagguns and Horlachtal, the recorded absolute precipitation data cannot simply be transferred, and the extreme precipitation events at Tschagguns are not connected to the debris flow activity in Horlachtal. However, it seems to be promising to analyse trends in high-intensity precipitation patterns since 1953 to get an idea of changes in extreme event patterns for this part of the eastern Alps.

## 4 Results

### 4.1 Spatio-temporal debris flow mapping

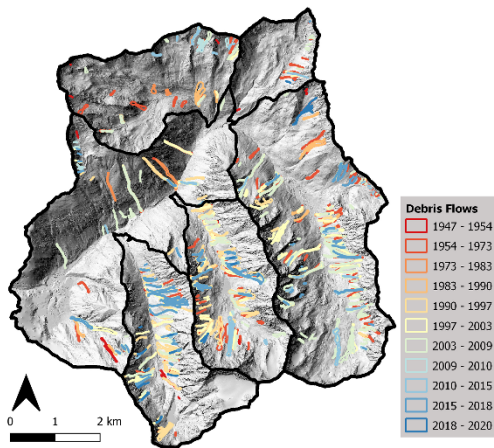
In the entire study area, a total of 834 debris flow events were mapped between 1947 and 2020 using historic and recent orthophotos.

Figure 4 shows the spatial distribution of the mapped process areas. It reveals that the debris flows are not homogeneously distributed over the whole study area but are mainly concentrated in the three parallel north–south-oriented sub-catchments GT, LT and ZT. However, since the sub-catchments vary in size and the periods between the aerial image acquisitions are not uniform, the number of slope-type debris flows per square kilometre and year was calculated for better comparison (Fig. 5).

The mapped slope-type debris flows show not only spatial differences but also temporal differences. In Fig. 6a, the total number of mapped debris flows in the entire study area (all sub-catchments) for each epoch is depicted. As the time spans of different epochs are not uniform, we calculated the annual frequency of debris flows per year for a better comparison of the process activity throughout the investigated time span. Periods of higher and lower debris flow activity can be observed in Horlachtal. Between 1954 and 1973, significantly more debris flows were triggered in total and per

**Table 3.** Calculated parameters of the hydrological catchments of the slope-type debris flows alongside their definitions and dimensions. Correlation of each parameter with the respective debris flow volumes were calculated by Spearman’s  $\rho$ . The  $p$  values represent the significance of the correlations. The statistical parameters are shown for the complete dataset (all;  $n = 404$ ), as well as for the reduced dataset (reduced;  $n = 296$ ).

Catchment parameter	Index and definition	Dimension	Spearman’s $\rho$ (all)	$p$ value (all)	Spearman’s $\rho$ (reduced)	$p$ value (reduced)
Planimetric area	$A$	$m^2$	0.46	$< 2.2 \times 10^{-16}$	0.39	$6.1 \times 10^{-12}$
Length	$L$	m	0.43	$< 2.2 \times 10^{-16}$	0.35	$9.6 \times 10^{-10}$
Perimeter	$P$	m	0.46	$< 2.2 \times 10^{-16}$	0.38	$2.3 \times 10^{-11}$
Mean slope	$S$	Degree	0.02	0.74	-0.04	0.50
Relief	$H$	m	0.43	$< 2.2 \times 10^{-16}$	0.34	$1.1 \times 10^{-9}$
Mclton ratio	$M = H/\sqrt{A}$	-	-0.22	$1.1 \times 10^{-5}$	-0.20	$7.6 \times 10^{-4}$
Relief ratio	$R = H/L$	-	-0.11	0.02	-0.12	0.04
Form factor	$F = (A/L)^2$	m	0.45	$< 2.2 \times 10^{-16}$	0.38	$1.1 \times 10^{-11}$
Elongation ratio	$E = (4 \times A/\pi)/L$	m	0.45	$< 2.2 \times 10^{-16}$	0.38	$1.1 \times 10^{-11}$
Circularity	$C = (4 \times \pi \times A)/P^2$	-	0.05	0.29	0.03	0.63
Drainage density	$D = L/A$	$m^{-1}$	-0.45	$< 2.2 \times 10^{-16}$	-0.38	$1.1 \times 10^{-11}$
Cut density	$CD = R/P$	-	-0.43	$< 2.2 \times 10^{-16}$	-0.35	$4.2 \times 10^{-10}$

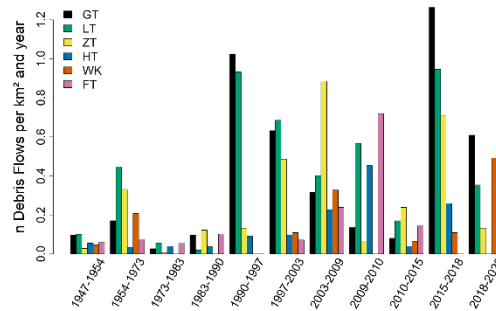


**Figure 4.** Results of the debris flow mapping in the entire study area. More recent debris flows overlay older ones in some places.

year than in the periods before (1947–1954) and after (1973–1990). The next very active period lasted from 1990 to 2009. However, the highest number of debris flows per year within the observed timeframe occurred between 2015 and 2018.

**4.2 Debris flow volumes**

The mapping of the debris flows showed a concentration of these processes in the parallel sub-catchments GT, LT and ZT. Those debris flows show a quite different picture in terms of frequency and especially magnitude when compar-

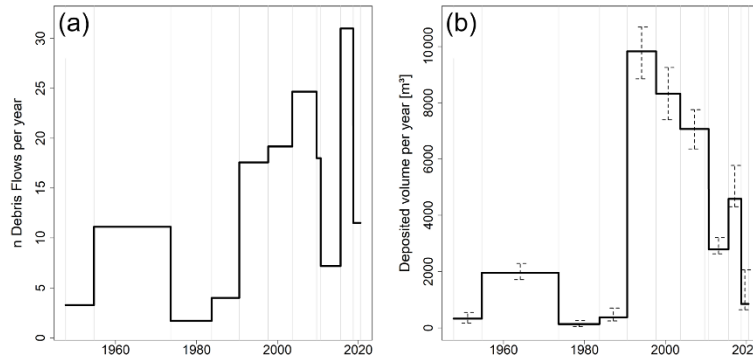


**Figure 5.** Mapped debris flows per square kilometre and year. Distinguished between time intervals and sub-catchments.

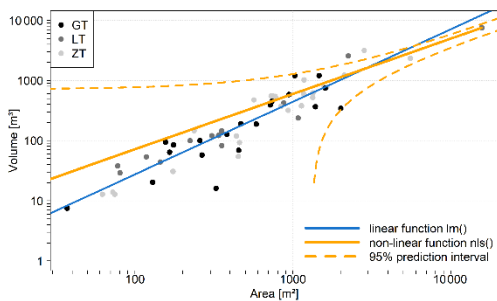
ing them to the activity in the other sub-catchments. Most of the debris flow deposits in HT are hidden under dense vegetation in the remote sensing data, and thus a precise mapping of the accumulation area there is not possible. In addition, in WK and FT, the few debris flows that have been detected are of such small magnitudes that we have not been able to delineate the depositional area sufficiently from the orthophotos. Because of these reasons and because of the similarities in the geomorphological and geographical settings, the analyses concerning deposition volumes were carried out exclusively in GT, LT and ZT.

**4.2.1 Area–volume relationship**

For a total of 58 debris flows it was possible to map the deposition area in the DoD from the 2006 and 2019 terrain models with sufficient accuracy to enable a balance of the de-



**Figure 6.** Temporal variations of slope-type debris flow activity in Horlachtal since 1947. (a) The number of mapped slope-type debris flows per year. (b) The deposited volume of slope-type debris flows per year. Uncertainties of the calculations are added for each time span. The light grey vertical lines in both panels represent the acquisition dates of the used orthophotos.



**Figure 7.** Relationship between area and volume of debris flow deposits in GT, LT and ZT. The 95 % prediction interval of the model calculated by the non-linear method is shown with the dashed lines.

position volumes (Appendix A1). The volumes range from very small ( $7.55 \text{ m}^3$ ) to large debris flows ( $7506 \text{ m}^3$ ). With the help of this data, a relationship between the area and volume of debris flow deposits could be established which follows a power law (Fig. 7). The exponent  $\gamma$  in Eq. (1) could be calculated as  $\gamma = 1.21$  for the fitted linear model. This method tries to fit a linear model to the log-transformed area and log-transformed volume data. The log scaling of both of the input data results in a distortion of the residuals, which are used in the fitting process.

In order to reduce this bias, a non-linear model was fitted using the `nls()` function in R. This approach determines the non-linear least-squares estimates of the parameters of a power-law model (Bates and Watts, 1988) and results in a mathematical best fit with respect to the residuals. The exponent of the fitted non-linear model results to be slightly lower with  $\gamma = 0.92 \pm 0.077$  for the 95 % confidence interval. In the

non-linear model plotted in Fig. 7, it is shown that the model slightly overestimates volumes for areas  $< 500 \text{ m}^2$ . Again, this is due to the log scaling of the axes.

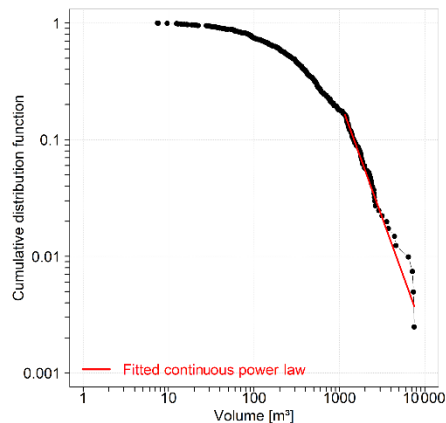
With the help of the regression of volume on area, the debris flow volume could be calculated for all events with a precisely delimited deposit. In total, the deposition volumes could be calculated (based on the DoD) or estimated (area  $\sim$  volume) for 404 debris flows in GT, LT and ZT. The uncertainties of the volume calculations were carried out as described in Sect. 3.2.3.

Figure 6b reports the annual debris flow volume per epoch. Similar to the mapping results in Fig. 6a, the debris flow volumes show periods with high and low deposition rates per year. Most remarkable is the sudden and strong increase in volumes in the period 1990–1997 compared to the previous periods. After years of relatively few debris flows with little deposited material, the many triggered processes between 1990 and 1997 also transported an above-average amount of material.

Comparable to the mapping results, the volume data of the time intervals between 1954–1973 and 1990–2010 reveal increased deposition, but the period between 2015 and 2018 produced less deposited volume than one could have assumed from the very high number of triggered debris flows in that time interval. Thus, it can be stated that although many events occurred, they have deposited relatively little sediment in total.

#### 4.2.2 Magnitude–frequency relationship

The calculated magnitude–frequency relationship is shown in Fig. 8. About 70 % of all debris flows in GT, LT and ZT have an accumulated volume above  $100 \text{ m}^3$ , and about 20 % of all debris flows exceed a volume of  $1000 \text{ m}^3$ . Extreme events, which account for less than 1 % of all de-



**Figure 8.** Magnitude–frequency relationship displayed with a cumulative distribution function for the debris flows in GT, LT and ZT. The fitted continuous power law describes the relationship for debris flows with a volume greater than  $1025 \text{ m}^3$ .

bris flows, can reach volumes of more than  $10\,000 \text{ m}^3$ . The magnitude–frequency relationship can be described by a continuous power-law distribution with an exponent of  $\beta = 2.9$  for volumes of  $x_{\min} = 1025 \text{ m}^3$  and above and therefore is especially usable for large debris flow volumes.

#### 4.3 Analysis of hydrological catchment parameters

For all 404 debris flows for which the volume could be determined, we performed a correlation analysis of the volumes with various parameters of the respective hydrological catchment areas. In addition, the same statistical analyses were conducted only for the debris flows of those catchments that produced at least two debris flows between 1947 and 2020. For this reduced dataset, the sample size is decreased to 296 debris flows (Table 3).

Although no variable shows a very strong (positively or negatively) correlation, Spearman's rho points in both datasets to slightly positive interrelationships between debris flow volumes and  $A$ ,  $L$ ,  $P$ ,  $H$  and  $F$ , as well as  $E$ . In addition,  $D$  and  $CD$  indicate a negative correlation in the same order of magnitude. Especially the variables  $S$  and  $C$  on the other hand have no visible influence on the debris flow volumes. However, this analyses show that the morphometry of the hydrological catchments indeed has an influence on the slope-type debris flow magnitudes.

#### 4.4 Precipitation analysis

For the initiation of debris flows in Horlachtal, high-intensity rainfall events with a large amount of precipitation within a short time are necessary. Therefore, the precipitation data of

the stations Horlachtalm and Tschagguns were analysed regarding high-intensity events. In Fig. 9, the recorded rainfall data are shown in millimetres per 30 min for both stations. In order to determine a possible increasing or decreasing trend in rainfall events reaching high intensities within a short time interval, all days on which 10 mm per 30 min was exceeded were marked in the records of both stations. The exact magnitude of this threshold is not of great importance, because it is only used in order to get an idea about possible trends in high-intensity rainfall events. As the threshold of 20 mm per 30 min turned out to be exceeded quite rarely in both rainfall records, it was set to 10 mm per 30 min. However, the frequency of these extreme events does not show statistically significant increases or decreases as can be seen in Fig. 9.

The cumulative sums of days with a high-intensity rainfall event exceeding 10 mm per 30 min for both stations are shown in Fig. 10. On average, there are slightly more such events per year recorded at Tschagguns station (1.093) than at Horlachtalm station (0.831). Nevertheless, there are hardly any periods with particularly many or few events that stand out. The longest time without an event at Tschagguns is nearly 5 years between 28 August 1995 and 14 June 2000 and at Horlachtalm almost 4 years between 5 August 2004 and 26 June 2008. But temporal trends of more or few events per year are not detectable at Tschagguns nor at Horlachtalm.

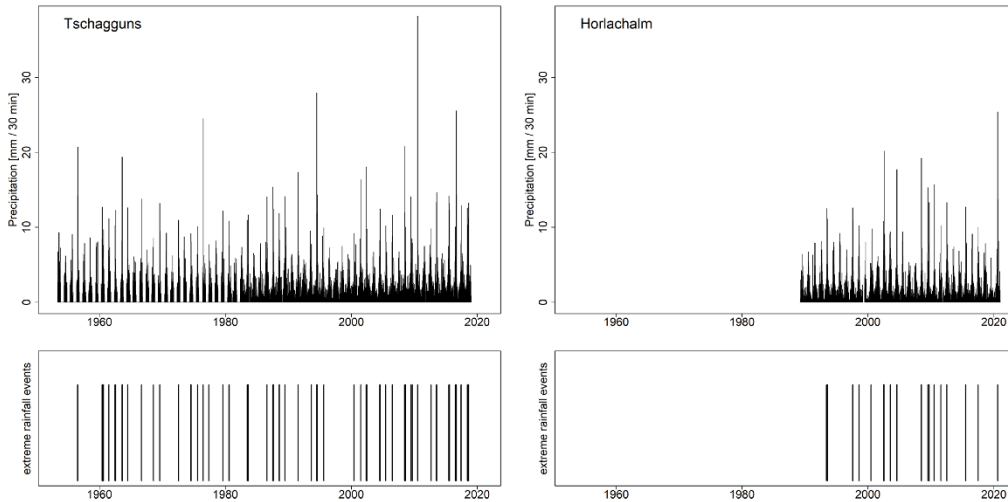
## 5 Discussion

### 5.1 Spatial variability of slope-type debris flows

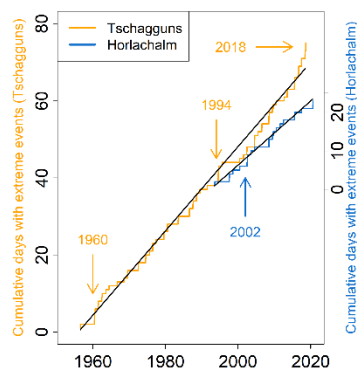
#### 5.1.1 Topographic variability

The biggest factor for the concentration of debris flow processes in the sub-catchments GT, LT and ZT is probably the presence of catchments in the steep bedrock above large talus cones, which is typical for slope-type debris flows (Rieger, 1999). Rainwater concentrates at the contact zone between these catchment areas and the slope sediments underneath and potentially triggers debris flows. These catchment morphometries are especially pronounced in GT, LT and ZT.

In these very active and north–south-oriented sub-valleys, 68 % of the active debris flow catchments face west, while only 32 % face east. Becht (1995) attributes this difference to the emergence of cirques in the Pleistocene on east-exposed slopes. West-exposed ones do not show these landforms. Therefore, the stepped profiles on east-exposed slopes caused by the cirques prevent the accumulation of high peak discharges during a rainfall event because of a buffering effect of these cirques. Depending on the amount of loose material in the cirques, these buffering effects can cause longer or shorter delays of the runoff and therefore lower the peak discharge. In addition, the slopes beneath the cirques lack rockfall material supply, which otherwise works as suitable material on the slopes for debris flow initiation.



**Figure 9.** Recorded precipitation data of the meteorological stations Tschagguns and Horlachtal. Days with intensities exceeding 10 mm per 30 min are marked in the respective bottom plots.



**Figure 10.** Cumulative sums of days with precipitation intensities exceeding 10 mm per 30 min for Tschagguns (orange) and Horlachtal (blue). Years with exceptionally many days with a high-intensity event (Tschagguns: four per year; Horlachtal: three per year) are marked.

### 5.1.2 Rainfall variability

It is noticeable that in certain time intervals some sub-catchments were significantly more affected by debris flows than other sub-catchments (see Fig. 5). This is most obvious in the period between 1990 and 1997, when the two neighbouring valleys GT and LT show a strongly increased debris flow activity, especially in comparison to the other sub-

catchments. Other time intervals (2003–2009, 2009–2010) also show that some sub-catchments were obviously more affected than neighbouring ones. We attribute these findings to the fact that debris-flow-triggering heavy rainfall events often occur during intense convective and thus spatially restricted thunderstorms (Underwood et al., 2016; Berti et al., 2020; Stoffel et al., 2005) that often affect only parts of the study area.

### 5.1.3 Effect of debris flow catchment parameters

The results of the correlation of the debris flow volumes and the parameters of the respective hydrological catchments in Table 3 indicate that the catchment morphometry is affecting the spatial variability of slope-type debris flows in Horlachtal. Only a few debris flow studies implemented analyses regarding catchment parameters, and most of them deal with different debris flow types and scales than this study (Becht and Rieger, 1997; Wilford et al., 2004; Marchi et al., 2019; Li et al., 2015).

However, the results of this study match the findings of De Haas and Densmore (2019), who worked in a roughly comparable setting in the United States and found statistically significant correlations between debris flow lobe volumes and  $A$ ,  $L$ ,  $P$ ,  $H$  and  $M$ . This fits our data just as well as the lack of correlation with  $S$ ,  $C$  and  $R$ . The only differences are with the variables  $F$  and  $E$ , which show a stronger relationship in Horlachtal compared to the results in De Haas and Densmore (2019). In addition, a positive correlation be-



tween slope-type debris flow volumes and  $A$  was detected by Rieger (1999) in LT as well.

#### 5.1.4 Other factors for debris flow initiation

The starting points of the vast majority of the debris flows in Horlachtal are located at the contact zone between the bedrock catchments and the adjacent talus slopes. Apart from precipitation and the catchment morphometrics, only the slope gradient is of great importance for debris flow initiation here (Becht, 1995). For the present type of debris flow, a slope threshold of about  $27^\circ$  at the starting zones can be found in the literature (Rickenmann and Zimmermann, 1993; Dikau et al., 2019). In Horlachtal, these slope gradients range between  $22$  and  $72^\circ$ , with 96 % of the starting points exceeding the threshold of  $27^\circ$ .

Other factors like vegetation cover or soil properties are of minor importance for debris flow initiation in the study area. Most of the starting points are located above the treeline (96.5 % above 2200 m and 92 % above 2300 m). Thus, no trees or higher vegetation grow in the bedrock catchments even at altitudes below the treeline, as the morphodynamics are too high there. In addition, if there is any soil formation in the catchments, it consists only of shallow initial soils because of the same reasons.

## 5.2 Temporal variability of slope-type debris flows

### 5.2.1 Frequencies and magnitudes in different periods

#### Relationship between frequency and magnitude

With the help of the area–volume relationship we were able to calculate deposit volumes, which are necessary to establish a relationship between frequency and magnitude. The resulting exponent of  $\gamma = 0.92$  of the `nls()` method connecting volumes and areas is comparable with the result of Hilger (2017), who used a linear regression method for slope-type debris flows in Kaunertal ( $\gamma = 1.08$ ). Furthermore, it is consistent with other comparable studies (Jaboyedoff et al., 2020; Larsen et al., 2010; Guzzetti et al., 2009). The established relationship enabled detailed frequency–magnitude analyses. There are rarely any other studies that calculate such a magnitude–frequency relationship only for debris flows and especially slope-type debris flows. Other papers often focus on debris flows in general (Hungri et al., 2008; Riley et al., 2013). An exception is Hilger (2017), who performed such a calculation in a similar geological setting using slope-type debris flows at Kaunertal, Tyrol. While the general shape and  $\beta$  are very much comparable to this study, the magnitudes of debris flows in Horlachtal are larger by an order of a magnitude. Thus, the largest debris flows in Kaunertal show a volume of about  $1000 \text{ m}^3$ , whereas in Horlachtal the volumes can reach nearly  $10\,000 \text{ m}^3$  (Fig. 11a). In addition, a slight shift of debris flow magnitudes could be detected in Horlachtal. The debris flows of the second half

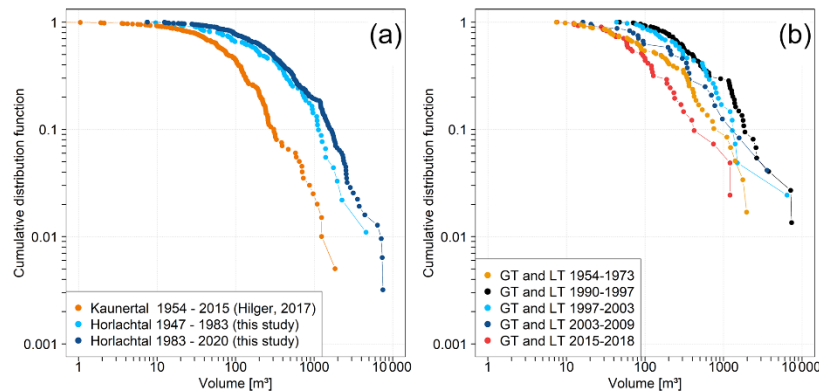
of the investigated time span (1983–2020) reach very high volumes more often than debris flows of the first half (1947–1983) (Fig. 11a).

#### Temporal development of slope-type debris flow activity

In Horlachtal, the multi-temporal mapping of debris flows, as well as the volumetric measurements, resulted in periods with higher activity (1954–1973, 1990–2010 and 2015–2018) and lower activity in between (Fig. 6a). A consistent linear trend is not recognizable, although it seems that in periods with low activity, the number of debris flows has been rising since 1947. This finding might be biased because of two limitations. First, the most recent orthophotos (especially since 2003) are of very good quality, especially in terms of spatial resolution, light conditions and extent of snow cover. These circumstances allow even small events to be detected and mapped. The second reason is the aforementioned difference in time span lengths, which results in the underestimation of detected debris flows in longer periods.

The mapping results, as well as the calculated deposition volumes, indicate no long-term change in debris flow activity in the past 70 years but with some short-term variabilities. This matches other debris flow records in the Alps (Bollschweiler and Stoffel, 2010; Bollschweiler et al., 2008; Jomelli et al., 2007). Kiefer et al. (2021) detected significant changes over substantially longer time periods when reconstructing the debris flow activity of the past 4000 years based on turbidite measurements of a fan delta. But even in this record, no significant change within the last century is recognizable. In Horlachtal, three periods of increased slope-type debris flow activity can be recognized based on the total number of detected processes (see Fig. 6a): between 1954 and 1973, from 1990 to 2009, and from 2015 to 2018. However, the exact datings of the upper and lower boundaries of the periods with enhanced and low debris flow activity described in this study are predetermined by the used method for establishing the process record. This means that the dates of the acquisition of the aerial images predefine and distort the period boundaries to some extent. In order to delineate the “real” active and inactive periods with higher accuracy, further analyses on the dating of single debris flow events, e.g. by using dendrogeomorphology (Stoffel, 2010), might provide more detailed insights.

A particularly large debris flow event was reported for 31 July 1992, mainly affecting GT and LT (Becht, 1995). These statements can be supported by the debris flow mapping of this study, as many events could be detected in the period 1990–1997 especially in GT and LT (see Fig. 5). In the two subsequent periods until 2009, many events can still be registered in GT and LT but with a decreasing tendency. This could indicate that the large debris flow event in 1992 still had some kind of impact on the debris flow activity of the following years due to the disturbance of the system like e.g. destruction of vegetation or channel deepening. Such a



**Figure 11.** (a) Magnitude–frequency relationship for the early debris flows in Horlachtal (1947–1983, light blue) compared with recent debris flows (1983–2020, dark blue). The results of a similar investigation from Hilger (2017) in Kaunertal are shown in orange. (b) Comparison of the magnitude–frequency relationships of different periods in GT and LT.

kind of impact on subsequent periods could only be detected for the 1992 event. The high debris flow activities between 1954–1973 and 2015–2018 did not show this pattern of after-effects, at least not for the temporal resolution predetermined by the orthophotos.

#### Debris flow magnitude comparison of highly active periods

An indication of the outstanding significance of the 1992 event in GT and LT compared to 1954–1973 and 2015–2018 can be provided by considering the debris flow magnitudes. Figure 11b shows that the deposited debris flow volumes of the period 1990–1997 (which includes the 1992 event) are significantly higher in comparison with the magnitudes of 1954–1973 and 2015–2018. In addition, Fig. 11b shows a slightly decreasing tendency in deposited debris flow volumes from 1990–2009, which in turn supports the aforementioned impact of the 1992 event on the following years.

In the heatmap of Fig. 12, each row represents one slope-type debris flow starting zone in GT or LT, which was active at least in two different periods between 1947 and 2020. For each individual starting zone (each row of the heatmap), the magnitudes were normalized between 1 (largest event of the starting zone; dark colouring) and 0 (smallest event of the starting zone; light colouring). If no debris flow could be detected at a starting zone in a specific period, the respective colour was set to grey. The heatmap shows that out of the 82 different starting zones in GT and LT which were active at least twice, the largest debris flow event could be detected within the period 1990–1997 on 42 occasions; 73% of the starting zones produced their maximum deposited volume between 1990 and 2009, however showing a decreasing tendency. Only on 11 different occasions could the largest debris

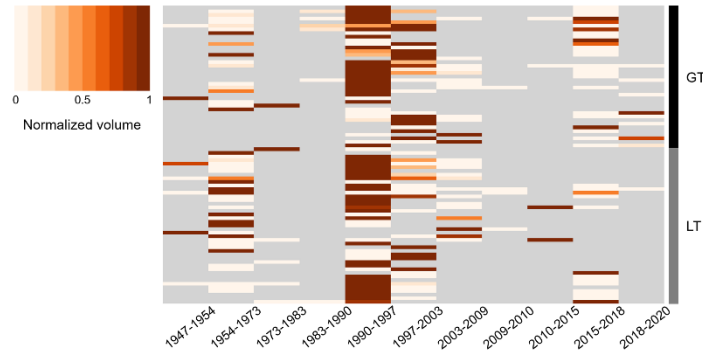
flows be detected in the period 1954–1973, and within 2015–2018 only four starting zones produced their largest event of the total considered timeframe.

The results of the magnitude comparisons of the most active periods indicate a strong influence of the 1990–1997 event, as it produced the largest debris flow volumes in GT and LT by far. This in turn supports the assumption that the debris flows of 1992 (Becht, 1995) affected the debris flow activity in GT and LT for the following years, and the system needed some time to reach the state of before 1990.

The highly active period 1990–2009 with the highest debris flow magnitudes might have affected the debris flow system for even longer. The discrepancy between the high number of detected debris flows from 2015 to 2018 and the relatively small deposited volumes in the same period possibly points to recharge time effects of debris flow channels, as mentioned in Pelfini and Santilli (2008) and demonstrated in Jakob et al. (2005, 2020) and Berger et al. (2011). During the highly active period (1990–2009) the rockfall storages in the bedrock catchments were depleted in some cases. Thus, the debris flows triggered afterwards showed below-average magnitudes. This in turn indicates a very short-term change from transport-limited to supply-limited systems for some of the debris flow channels.

#### 5.2.2 Precipitation and debris flow activity in Horlachtal

Rainfall events triggering slope-type debris flows can occur very locally (see Sect. 5.1). The precipitation data from the Horlachtalm meteorological station can therefore not be related to debris flow processes in the entire Horlachtal. As a consequence, the calculation of triggering thresholds using intensity–duration relationships or other methods (Berti



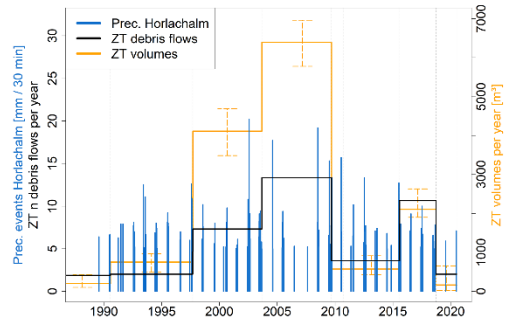
**Figure 12.** Heatmap of the 82 different starting zones in GT and LT, which were triggered at least twice between 1947 and 2020. The normalized magnitudes of every starting zone are shown by the colouring scheme. For more details refer to the text.

et al., 2020; Segoni et al., 2018) would thus be rather inaccurate. Due to the location of the meteorological station, the data are only set in relation to debris flows in ZT. The threshold value for debris flow triggering of 20 mm per 30 min according to Becht and Rieger (1997) has only been exceeded on 2 d since 1989, namely on 31 July 2002 and 2 July 2009. Nevertheless, the mapping of debris flow processes in ZT since 1947 shows that debris flows have also occurred during periods in which the threshold value of 20 mm per 30 min was not exceeded at the Horlachalm meteorological station. This in turn indicates that a precipitation event < 20 mm per 30 min in the study area can be sufficient to trigger debris flows.

In Fig. 13, all high-intensity rainfall events recorded at the Horlachalm station with precipitation values exceeding 5 mm per 30 min are shown together with the mapped number of debris flows per year in ZT and the calculated deposition volume per year in ZT. The acquisition dates of the orthophotos, which were used for mapping the debris flows, are marked as grey vertical lines in the figure.

Only very few debris flows were mapped in the period between 1990 and 1997 in ZT. The precipitation data show that between the times of the aerial image acquisition in 1990 and 1997, precipitation events of over 10 mm per 30 min were indeed recorded only rarely, and these few precipitation peaks always remained below 15 mm per 30 min. During that period, the precipitation value of 10 mm per 30 min was exceeded a total of 5 times on four different days. The maximum value is 12.6 mm per 30 min on 28 July 1997.

Between the aerial image acquisition in 1997 and 2003, however, considerably more numbers of debris flows and higher debris flow volumes per year were detected in ZT. The precipitation records also show more extreme rainfall events during this period. Precipitation exceeded the value of 10 mm per 30 min a total of 11 times on six different days. The maximum values are also far above the level of the last



**Figure 13.** High-intensity rainfall events exceeding 5 mm per 30 min at the Horlachalm station combined with the number of mapped debris flows per year in ZT (black) and the deposited debris flow volumes per year in ZT (orange). The sub-catchment ZT is located quite close to the Horlachalm meteorological station.

period, with a maximum value of 20.2 mm per 30 min on 31 July 2002. Even more debris flow processes per year were mapped in the period between 2003 and 2009.

On 4 d between the acquisition of the aerial images of 2010 and 2015, the value of 10 mm per 30 min was exceeded 6 times. However, the maximum of 13.9 mm per 30 min on 7 July 2015 is again relatively low. During this period, comparatively few debris flows per year were mapped in ZT. In the most recent time step between 2015 and 2018, the threshold value was only reached once at the Horlachalm meteorological station on 10 July 2017. At exactly 10.0 mm per 30 min, the maximum value for this period is relatively low. However, many debris flows per year could be determined in ZT during this time step. The corresponding debris-flow-triggering event cannot be traced in the precipitation data.

It is therefore probable that this must have been a very local rainfall event that strongly affected ZT but could only be measured at a lower level at the Horlachalm meteorological station.

In general, a correlation between debris flow activity in ZT and precipitation data at Horlachalm station is recognizable. The highest precipitation intensities per 30 min were recorded in the time steps 1997–2003 and 2003–2009, and many debris flow processes could also be mapped during this epoch in ZT. During the periods 1990–1997 and 2010–2015 the maximum precipitation per 30 min was significantly lower, which is also reflected in the lower number of mapped debris flows per year. Only in the time steps 2015–2018 do the datasets not seem to match. This contrast is interpreted as a further indication for very local rainfall events as triggers of debris flows.

The evaluation of high-intensity rainfall events in combination with the mapped slope-type debris flows has shown that the threshold of 20 mm per 30 min specified by Becht and Rieger (1997) is indeed sufficient to trigger large debris flow events in the study area. However, even lower precipitation intensities seem to be sufficient to start debris flows on very active debris cones.

### 5.3 Methodological limitations

Geomorphological mapping using historic and recent orthophotos is a suitable tool to generate debris flow records for larger study areas, as presented here. A big advantage is that the aerial images cover the entire study area in great detail. It is therefore possible to generate a near-complete debris flow record. Problems only occur when the quality (in terms of resolution, shadow effects and snow cover) of the used images is poor or more than one debris flow occurs during one epoch, and the process areas overlap. In addition, in some cases it is difficult to identify debris flows in densely vegetated areas, which might lead to a slight underestimation of detected processes in the lower altitudes of the study area. Disadvantages of this method are the sometimes large time spans between the acquisition dates of two consecutive aerial images. This not only leads to an increased probability of overlapping events but also to the quite inaccurate dating of single debris flows. As the durations of different epochs are not equal, the normalized number of debris flows per year was calculated in order to compare the debris flow activity. It has to be mentioned, however, that slope-type debris flows are triggered by single precipitation events. The calculations of “debris flows per year” suggest a uniformly distributed debris flow activity throughout the respective epochs, which is far from reality, and hence these calculations should be treated with caution.

Because of the different durations of the epochs, the debris flow record is slightly biased, as the number of debris flows in longer intervals (e.g. 1954–1973) is likely to be underestimated because of the aforementioned reasons. This can be

**Table 4.** Comparison of the number of detected slope-type debris flows of the test mapping with a reduced number of orthophotos and the original mapping (reference). This mapping was conducted in GT and LT and for the time steps 1990–2009 and 2009–2020.

Sub-catchment	1990–2009 reference	1990–2009 test	2009–2020 reference	2009–2020 test
GT	95	74	41	29
LT	92	67	35	27

investigated by deliberately removing orthophotos, mapping events based on the remaining imagery and comparing the resulting map with the complete record. In order to get an idea of the magnitude of debris flow underestimation in longer epochs, a re-mapping of debris flow processes was done in GT and LT, where the orthophotos of 1997 and 2003, as well as 2010, 2015 and 2018, were removed from the record. The number of detected debris flows of this second test mapping was then compared with the number of detected debris flows in the original record (reference) in the same timeframe (Table 4).

Compared to the reference data, between 22 % and 29 % of the debris flows were missed in the test mapping because of the missing orthophotos in between the timeframes. These results indicate that in longer epochs (e.g. 1954–1973) the number of slope-type debris flows is underestimated by about 25 % in relation to shorter epochs (e.g. 2015–2018) due to overlapping process areas for example.

## 6 Conclusion

By conducting extensive analyses on remote sensing data, we were able to detect spatial and temporal characteristics of the slope-type debris flow activity in Horlachtal. A detailed mapping using multi-temporal orthophotos revealed 834 different debris flows between 1947 and 2020. High process activity in the study area is concentrating on the west-exposed slopes of the three parallel sub-catchments GT, LT and ZT. Morphometric analyses of the hydrological catchments showed that their attributes like area, length, perimeter and relief ratio have substantial influence on the magnitude of slope-type debris flows.

From a temporal perspective, a consistent trend in frequency and magnitude since 1947 cannot be detected, as periods with enhanced debris flow activity (1954–1973, 1990–2009, 2015–2018) and periods with lower activity alternate with one another.

Spatial patterns of the mapped debris flows indicate that triggering precipitation events can occur on a very local scale. However, sub-hourly measurements of the Horlachtal meteorological station since 1989, as well as the Tschagguns station since 1953, do not show any statistical increases or decreases of days with an extreme rainfall event. For more

detailed investigations on the correlations between precipitation events and slope-type debris flow activity, an extended time series with higher spatial resolution is required.

The results of this study contribute to a better understanding of slope-type debris flows in a high-alpine environment in both spatial and temporal ways, but further investigations are still necessary to better assess the process dynamics in the future. This might include an expansion of such high-resolution debris flow records e.g. using multiple methods like dendrogeomorphology or lichenometry.

Appendix A

Table A1. Error assessment of debris flow deposit volumes between 2006 and 2019 following Anderson (2019).

Debris flow ID	Volume (m <sup>3</sup> )	Standard deviation (m)	RMSE (m)	Arithmetic mean (m)	Absolute mean (m)	Uncorrelated random error (m <sup>3</sup> )	Spatially correlated random error (m <sup>3</sup> )	Systematic error (m <sup>3</sup> )	Total error (m <sup>3</sup> )
123	63.899	0.124	0.124	0.007	0.088	1.612	1.899	1.126	2.734
124	365.867	0.124	0.124	0.007	0.088	4.625	5.446	9.259	11.695
127	16.218	0.124	0.124	0.007	0.088	2.243	2.641	2.178	4.092
130	20.473	0.113	0.113	0.002	0.086	1.285	0.000	0.221	1.304
131	344.987	0.113	0.113	0.002	0.086	5.054	0.000	3.419	6.102
132	582.765	0.113	0.113	0.002	0.086	3.470	0.000	1.612	3.826
136	84.162	0.113	0.113	0.002	0.086	1.495	0.000	0.299	1.525
140	94.188	0.226	0.226	0.007	0.085	2.806	0.000	1.016	2.984
141	1208.687	0.226	0.226	0.007	0.085	8.639	0.000	9.636	12.942
142	743.536	0.226	0.226	0.007	0.085	9.030	0.000	10.527	13.869
144	1207.066	0.226	0.226	0.007	0.085	7.242	0.000	6.772	9.915
145	190.190	0.226	0.226	0.007	0.085	4.881	0.000	3.076	5.769
148	393.834	0.226	0.226	0.007	0.085	6.054	0.000	4.732	7.684
149	127.653	0.226	0.226	0.007	0.085	4.419	0.000	2.521	5.088
151	188.315	0.226	0.226	0.007	0.085	5.459	0.000	3.848	6.679
160	57.467	0.113	0.113	0.002	0.086	1.835	0.000	0.451	1.889
160	82.222	0.126	0.126	0.003	0.083	2.371	0.634	1.059	2.673
161	69.029	0.113	0.113	0.002	0.086	2.391	0.000	0.765	2.510
163	7.548	0.113	0.113	0.002	0.086	0.676	0.000	0.061	0.679
164	100.305	0.113	0.113	0.002	0.086	1.803	0.000	0.435	1.855
165	2562.894	0.102	0.102	0.001	0.077	4.656	0.000	2.918	5.495
168	7506.207	0.126	0.126	0.003	0.083	15.837	4.234	47.244	50.007
169	452.303	0.170	0.171	-0.008	0.116	4.631	0.000	-6.117	7.673
171	53.523	0.101	0.101	0.000	0.077	1.101	0.000	0.012	1.101
171	120.910	0.101	0.101	0.000	0.077	1.755	0.000	0.031	1.755
174	421.772	0.101	0.101	0.000	0.077	2.959	0.000	0.087	2.960
175	99.522	0.101	0.101	0.000	0.077	1.497	0.000	0.022	1.498
177	238.448	0.101	0.101	0.000	0.077	3.301	0.000	0.108	3.303
187	29.309	0.089	0.089	0.000	0.071	0.788	0.000	-0.013	0.788
188	121.834	0.089	0.089	0.000	0.071	1.631	0.000	-0.057	1.632
190	44.118	0.126	0.126	0.003	0.083	1.530	0.409	0.441	1.644
192	37.943	0.089	0.089	0.000	0.071	0.793	0.000	-0.014	0.793
200	2346.695	0.113	0.113	0.001	0.084	8.428	0.000	3.832	9.258
202	530.794	0.081	0.081	0.007	0.057	2.212	0.000	4.823	5.306
206	379.500	0.081	0.081	0.007	0.057	2.731	0.000	7.352	7.842
210	777.085	0.145	0.146	0.014	0.117	5.916	0.000	22.988	23.737
211	3155.842	0.145	0.146	0.014	0.117	7.761	0.000	39.564	40.318
212	319.990	0.145	0.146	0.014	0.117	4.443	0.000	12.964	13.704
213	54.459	0.145	0.146	0.014	0.117	3.107	0.000	6.342	7.062
237	519.380	0.096	0.096	0.001	0.073	3.493	0.000	1.332	3.738
243	595.395	0.074	0.074	0.002	0.058	2.534	0.000	1.745	3.076
246	370.096	0.089	0.089	0.005	0.070	2.593	0.000	4.037	4.798
248	780.960	0.081	0.081	0.007	0.057	3.222	0.000	10.231	10.726
256	14.021	0.073	0.073	-0.001	0.058	0.618	0.000	-0.062	0.622
258	12.868	0.079	0.079	0.002	0.063	0.635	0.000	0.134	0.649
258	21.311	0.079	0.079	0.002	0.063	0.692	0.000	0.160	0.710
265	92.805	0.074	0.074	0.001	0.057	1.576	0.000	0.230	1.593
266	119.335	0.062	0.062	0.004	0.048	1.298	0.000	1.540	2.014
267	475.928	0.074	0.074	0.002	0.058	1.758	0.000	0.840	1.949
268	1221.917	0.074	0.074	0.002	0.058	3.240	0.000	2.853	4.317
269	616.709	0.074	0.074	0.002	0.058	2.713	0.000	2.000	3.370
270	551.152	0.120	0.120	0.006	0.096	3.273	0.000	4.730	5.752
271	145.884	0.120	0.120	0.006	0.096	1.850	0.000	1.510	2.388
273	548.626	0.120	0.120	0.006	0.096	3.244	0.000	4.646	5.667
277	542.262	0.145	0.146	0.014	0.117	4.043	0.000	10.738	11.474
279	1022.168	0.158	0.158	-0.008	0.120	5.410	0.000	-9.416	10.860
282	30.905	0.105	0.105	0.005	0.076	1.362	0.000	0.794	1.577
673	144.566	0.101	0.101	0.000	0.077	1.894	0.000	0.036	1.894

**Data availability.** Meteorological data for Horlachtalm station are provided by the Tyrolean Hydropower Company (TIWAG) and are not available due to commercial restrictions. Meteorological data for Tschagguns station are provided by the Hydrographischer Dienst Vorarlberg and are available at eHYD (<https://ehyd.gv.at>; Hydrographischer Dienst Vorarlberg, 2023). Historical aerial images were provided by the Province of Tyrol and the Federal Office of Metrology and Surveying (BEV) and are not available due to commercial restrictions. The 2006 DEM was also provided by the Province of Tyrol and is not available due to commercial restrictions. The 2019 lidar data will be publicly available after completion of the SEHAG (SEnsitivity of High Alpine Geosystems to climate change since 1850) research project and can be provided upon request.

**Author contributions.** Planning and conceptualization were done by JR, FH and MB. JR, FH, TH, MA, FF, CR and SBN were responsible for data curation. The mapping was done by JR, and the analyses were performed by JR, MA, FF and SBN. Supervision was provided by FH, TH and MB. The original manuscript was written by JR. FH, TH, MA, FF, CR and MB were involved in reviewing and editing of the manuscript. MB, FH and TH were responsible for funding acquisition.

**Competing interests.** The contact author has declared that none of the authors has any competing interests.

**Disclaimer.** Publisher's note: Copernicus Publications remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

**Acknowledgements.** This study is part of the SEHAG (SEnsitivity of High Alpine Geosystems to climate change since 1850) research project, which is financially supported by the German Research Foundation (DFG), the Austrian Science Fund (FWF), the autonomous province of South Tyrol and the Swiss National Science Foundation (SNF). For providing all the essential data, we would like to thank the Tyrolean Hydropower Company (TIWAG), the Hydrographischer Dienst Vorarlberg, the Federal Office of Metrology and Surveying (BEV), and the province of Tyrol (Land Tirol). Furthermore, we want to thank the Bezirkshauptmannschaft Imst (especially Eva Loidhold and Gudrun Hofmann), the municipality of Umhausen with Jakob Wolf, as well as Johannes Kostenzer, Werner Schwarz, Kathrin Herzer and all residents of Niederthai and Umhausen, for supporting the research projects in Horlachtal. Special thanks to all the student assistants who supported our studies and to the reviewers and editors who helped to improve our manuscript.

**Financial support.** This research has been funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, German Research Foundation; project number 394200609), the Austrian Science Fund, the autonomous province of South Tyrol, and the Swiss National Science Foundation.

**Review statement.** This paper was edited by Maria Ana Baptista and reviewed by Tjalling de Haas and one anonymous referee.

## References

- Altmann, M., Piermattei, L., Haas, F., Heckmann, T., Fleischer, F., Rom, J., Betz-Nutz, S., Knoflach, B., Müller, S., Ramskogler, K., Pfeiffer, M., Hofmeister, F., Ressler, C., and Becht, M.: Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria, *Water*, 12, 3375, <https://doi.org/10.3390/w12123375>, 2020.
- Anderson, S. W.: Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: error propagation and the role of thresholding, *Earth Surf. Proc. Land.*, 44, 1015–1033, <https://doi.org/10.1002/esp.4551>, 2019.
- Bakker, M. and Lane, S. N.: Archival photogrammetric analysis of river-floodplain systems using Structure from Motion (SfM) methods, *Earth Surf. Proc. Land.*, 42, 1274–1286, <https://doi.org/10.1002/esp.4085>, 2017.
- Bates, D. M. and Watts, D. G. (Eds.): *Nonlinear Regression Analysis and Its Applications, Wiley Series in Probability and Statistics*, John Wiley & Sons, Inc, Hoboken, NJ, USA, <https://doi.org/10.1002/9780470316757>, 1988.
- Baty, F., Ritz, C., Charles, S., Brutsche, M., Flandrois, J.-P., and Delignette-Muller, M.-L.: A Toolbox for Nonlinear Regression in R The Package nlstools, *J. Stat. Soft.*, 66, 1–21, <https://doi.org/10.18637/jss.v066.i05>, 2015.
- Bayle, A.: A recent history of deglaciation and vegetation establishment in a contrasted geomorphological context, Glacier Blanc, French Alps, *J. Maps*, 16, 766–775, <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1829115>, 2020.
- Becht, M.: Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten: Mit 40 Tabellen, Zugl.: München, Univ., Habil.-Schr, Münchener Universitätsschriften/Fakultät für Geowissenschaften, 47, Geobuch-Verl., München, 187 pp., ISBN 3-925308-69-5, 1995.
- Becht, M. and Rieger, D.: Debris flows on alpine slopes (eastern Alps)/Coulées de débris sur des versants des Alpes Orientales, *Geomorphologie*, 3, 33–41, <https://doi.org/10.3406/morfo.1997.899>, 1997.
- Beniston, M.: Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts, in: *Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*, Springer, Dordrecht, 5–31, [https://doi.org/10.1007/978-94-015-1252-7\\_2](https://doi.org/10.1007/978-94-015-1252-7_2), 2003.
- Beniston, M.: Mountain Climates and Climatic Change: An Overview of Processes Focusing on the European Alps, *Pure Appl. Geophys.*, 162, 1587–1606, <https://doi.org/10.1007/s00024-005-2684-9>, 2005.
- Bennett, G. L., Molnar, P., Eisenbeiss, H., and McArdell, B. W.: Erosional power in the Swiss Alps: characterization of slope failure in the Illgraben, *Earth Surf. Proc. Land.*, 37, 1627–1640, <https://doi.org/10.1002/esp.3263>, 2012.
- Berger, C., McArdell, B. W., and Schlunegger, F.: Sediment transfer patterns at the Illgraben catchment, Switzerland: Implications for the time scales of debris flow activities, *Geomorphology*, 125, 421–432, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.019>, 2011.

- Bernard, M., Underwood, S. J., Berti, M., Simoni, A., and Gregoret, C.: Observations of the atmospheric electric field preceding intense rainfall events in the Dolomite Alps near Cortina d'Ampezzo, Italy, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 132, 99–111, <https://doi.org/10.1007/s00703-019-00677-6>, 2020.
- Berti, M., Bernard, M., Gregoret, C., and Simoni, A.: Physical Interpretation of Rainfall Thresholds for Runoff-Generated Debris Flows, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 125, <https://doi.org/10.1029/2019JF005513>, 2020.
- Bollschweiler, M. and Stoffel, M.: Changes and trends in debris-flow frequency since AD 1850: Results from the Swiss Alps, *Holocene*, 20, 907–916, <https://doi.org/10.1177/0959683610365942>, 2010.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., and Schneuwly, D. M.: Dynamics in debris-flow activity on a forested cone – A case study using different dendroecological approaches, *CATENA*, 72, 67–78, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.04.004>, 2008.
- Brunetti, M. T., Guzzetti, F., and Rossi, M.: Probability distributions of landslide volumes, *Nonlin. Processes Geophys.*, 16, 179–188, <https://doi.org/10.5194/npg-16-179-2009>, 2009.
- Chen, J.-C., Lin, C.-W., and Wang, L.-C.: Geomorphic characteristics of hillslope and channelized debris flows: A case study in the Shitou area of central Taiwan, *J. Mt. Sci.*, 6, 266–273, <https://doi.org/10.1007/s11629-009-0250-0>, 2009.
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V., and Böhner, J.: System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4, *Geosci. Model Dev.*, 8, 1991–2007, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>, 2015.
- Curry, A. M., Cleasby, V., and Zukowskyj, P.: Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-“Little Ice Age” glacier recession in the central Swiss Alps, *J. Quaternary Sci.*, 21, 211–225, <https://doi.org/10.1002/jqs.954>, 2006.
- D’Agostino, V. and Marchi, L.: Debris Flows Magnitude in the Eastern Italian Alps: Data Collection and Analysis, *Phys. Chem. Earth*, 26, 657–663, 2001.
- De Haas, T. and Densmore, A. L.: Debris-flow volume quantile prediction from catchment morphometry, *Geology*, 47, 791–794, <https://doi.org/10.1130/G45950.1>, 2019.
- Dietrich, A. and Krautblatter, M.: Evidence for enhanced debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps since the 1980s (Plansee, Austria), *Geomorphology*, 287, 144–158, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.01.013>, 2017.
- Dietrich, A. and Krautblatter, M.: Deciphering controls for debris-flow erosion derived from a LiDAR-recorded extreme event and a calibrated numerical model (Roßbichelbach, Germany), *Earth Surf. Proc. Land.*, 44, 1346–1361, <https://doi.org/10.1002/esp.4578>, 2019.
- Dikau, R., Eibisch, K., Eichel, J., Meßenzehl, K., and Schlummer-Held, M.: *Geomorphologie*, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 487 pp., <https://doi.org/10.1007/978-3-662-59402-5>, 2019.
- Dowling, C. A. and Santi, P. M.: Debris flows and their toll on human life: a global analysis of debris-flow fatalities from 1950 to 2011, *Nat. Hazards*, 71, 203–227, <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0907-4>, 2014.
- Fleischer, F., Haas, F., Piermattei, L., Pfeiffer, M., Heckmann, T., Altmann, M., Rom, J., Stark, M., Wimmer, M. H., Pfeifer, N., and Becht, M.: Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria, *The Cryosphere*, 15, 5345–5369, <https://doi.org/10.5194/tc-15-5345-2021>, 2021.
- Freeman, T.: Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid, *Comput. Geosci.*, 17, 413–422, [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(91\)90048-I](https://doi.org/10.1016/0098-3004(91)90048-I), 1991.
- Gao, L., Zhang, L. M., and Cheung, R. W. M.: Relationships between natural terrain landslide magnitudes and triggering rainfall based on a large landslide inventory in Hong Kong, *Landslides*, 15, 727–740, <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0904-x>, 2018.
- Geitner, C.: Sedimentologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an fluvialen Sedimenten in den Hochlagen des Horlachteales (Stubai Alpen/Tirol), *Münchener Geographische Abhandlungen*, Geobuch-Verlag, München, ISBN 3-925308-52-0, 1999.
- Gillespie, C. S.: Fitting heavy tailed distributions: the powerLaw package, *J. Stat. Softw.*, 64, 1–16, <https://doi.org/10.18637/jss.v064.i02>, 2015.
- Glira, P., Pfeifer, N., Briese, C., and Ressler, C.: RIGOROUS STRIP ADJUSTMENT OF AIRBORNE LASERSCANNING DATA BASED ON THE ICP ALGORITHM, *ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, II-3/W5, 73–80, <https://doi.org/10.5194/isprsannals-II-3-W5-73-2015>, 2015.
- Glira, P., Pfeifer, N., and Mandlbürger, G.: Rigorous Strip Adjustment of UAV-based Laserscanning Data Including Time-Dependent Correction of Trajectory Errors, *Photogram. Engng. Rem. Sens.*, 82, 945–954, <https://doi.org/10.14358/PERS.82.12.945>, 2016.
- Griswold, J. P. and Iverson, R. M.: Mobility Statistics and Automated Hazard Mapping for Debris Flows and Rock Avalanches, *Scientific Investigations Report 2007–5276*, US Geological Survey, <https://doi.org/10.3133/sir20075276>, 2008.
- Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Rossi, M., and Valigi, D.: Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 279, 222–229, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.01.005>, 2009.
- Haas, F., Heckmann, T., Wichmann, V., and Becht, M.: Runout analysis of a large rockfall in the Dolomites/Italian Alps using LiDAR derived particle sizes and shapes, *Earth Surf. Proc. Land.*, 37, 1444–1455, <https://doi.org/10.1002/esp.3295>, 2012.
- Heckmann, T. and Schwanghart, W.: Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment — Exploring sediment cascades using graph theory, *Geomorphology*, 182, 89–103, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.033>, 2013.
- Heckmann, T., Haas, F., Morche, D., Schmidt, K., Rohn, J., Moser, M., Leopold, M., Kuhn, M., Briese, C., Pfeifer, N., and Becht, M.: Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data, *IAHS-AISH P.*, 356, 438–447, 2012.
- Heckmann, T., Gegg, K., Gegg, A., and Becht, M.: Sample size matters: investigating the effect of sample size on a logistic regression susceptibility model for debris flows, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 14, 259–278, <https://doi.org/10.5194/nhess-14-259-2014>, 2014.
- Helsen, M. M., Koop, P. J. M., and van Steijn, H.: Magnitude-frequency relationship for debris flows on the fan of the Chalance torrent, Valgaudemar (French Alps), *Earth Surf. Proc. Land.*, 27, 1299–1307, <https://doi.org/10.1002/esp.412>, 2002.



- Hilger, L.: Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: A sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps, PhD thesis, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt-Ingolstadt, URN urn:nbn:de:bvb:824-opus4-3814, 2017.
- Hirschberg, J., Fatichi, S., Bennett, G. L., McArdeell, B. W., Peleg, N., Lane, S. N., Schlunegger, F., and Molnar, P.: Climate Change Impacts on Sediment Yield and Debris-Flow Activity in an Alpine Catchment, *J. Geophys. Res.-Earth*, 126, e2020JF005739, <https://doi.org/10.1029/2020JF005739>, 2021.
- Hungr, O., McDougall, S., Wise, M., and Cullen, M.: Magnitude-frequency relationships of debris flows and debris avalanches in relation to slope relief, *Geomorphology*, 96, 355–365, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.020>, 2008.
- Hydrographischer Dienst Vorarlberg: Meteorological data for Tschagguns station, eHYD [data set], <https://ehyd.gv.at>, last access: 7 February 2023.
- Innes, J. L.: Lichenometric dating of debris-flow deposits in the Scottish Highlands, *Earth Surf. Proc. Land.*, 8, 579–588, <https://doi.org/10.1002/esp.3290080609>, 1983.
- Iverson, R. M.: Elementary theory of bed-sediment entrainment by debris flows and avalanches, *J. Geophys. Res.*, 117, F03006, <https://doi.org/10.1029/2011JF002189>, 2012.
- Jaboyedoff, M., Carrea, D., Derron, M.-H., Oppikofer, T., Penna, I. M., and Rudaz, B.: A review of methods used to estimate initial landslide failure surface depths and volumes, *Eng. Geol.*, 267, 105478, <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105478>, 2020.
- Jakob, M., Bovis, M., and Oden, M.: The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency, *Earth Surf. Proc. Land.*, 30, 755–766, <https://doi.org/10.1002/esp.1188>, 2005.
- Jakob, M., Mark, E., McDougall, S., Friele, P., Lau, C.-A., and Bale, S.: Regional debris-flow and debris-flood frequency-magnitude relationships, *Earth Surf. Proc. Land.*, 45, 2954–2964, <https://doi.org/10.1002/esp.4942>, 2020.
- Jomelli, V., Brunstein, D., Chochillon, C., and Pech, P.: Hillslope debris-flow frequency since the beginning of the 20th century in the Massif des Ecrins (French Alps), in: *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, edited by: Rickenmann, D. and Chen, C., Millpress, Rotterdam, 127–137, ISBN 978-90-77017-78-4, 2003.
- Jomelli, V., Grancher, D., Naveau, P., Cooley, D., and Brunstein, D.: Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces, *Geomorphology*, 86, 131–143, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.08.010>, 2007.
- Kiefer, C., Oswald, P., Moernaut, J., Fabbri, S. C., Mayr, C., Strasser, M., and Krautblatter, M.: A 4000-year debris flow record based on amphibious investigations of fan delta activity in Plansee (Austria, Eastern Alps), *Earth Surf. Dynam.*, 9, 1481–1503, <https://doi.org/10.5194/esurf-9-1481-2021>, 2021.
- Lane, S. N., Westaway, R. M., and Murray Hicks, D.: Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing, *Earth Surf. Proc. Land.*, 28, 249–271, <https://doi.org/10.1002/esp.483>, 2003.
- Larsen, I. J., Montgomery, D. R., and Korup, O.: Landslide erosion controlled by hillslope material, *Nat. Geosci.*, 3, 247–251, <https://doi.org/10.1038/ngeo776>, 2010.
- Li, L., Yu, B., Zhu, Y., Chu, S., and Wu, Y.: Topographical factors in the formation of gully-type debris flows in Longxi River catchment, Sichuan, China, *Environ. Earth Sci.*, 73, 4385–4398, <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3722-7>, 2015.
- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Gotteland, A., Berger, F., and Liébault, F.: Debris-flow activity in abandoned channels of the Manival torrent reconstructed with LiDAR and tree-ring data, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1247–1257, <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1247-2011>, 2011.
- Magirl, C. S., Griffiths, P. G., and Webb, R. H.: Analyzing debris flows with the statistically calibrated empirical model LAHARZ in southeastern Arizona, USA, *Geomorphology*, 119, 111–124, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.022>, 2010.
- Marchi, L. and Tecca, P. R.: Some Observations on the Use of Data from Historical Documents in Debris-Flow Studies, *Nat. Hazards*, 38, 301–320, <https://doi.org/10.1007/s11069-005-0264-z>, 2006.
- Marchi, L., Brunetti, M. T., Cavalli, M., and Crema, S.: Debris-flow volumes in northeastern Italy: Relationship with drainage area and size probability, *Earth Surf. Proc. Land.*, 44, 933–943, <https://doi.org/10.1002/esp.4546>, 2019.
- McGlone, J. C., Mikhail, E., and Bethel, J. (Eds.): *Manual of Photogrammetry*, 5th edn., ASPRS American Soc. for Photogrammetry and Remote Sensing, Bethesda, Md., ISBN 1570830711, 2004.
- Melton, M.: An analysis of the relations among elements of climate, surface properties, and geomorphology, Technical Report No. 11, Department of Geology, Columbia University, New York, <https://doi.org/10.21236/ad0148373>, 1957.
- Nogués-Bravo, D., Araújo, M. B., Errea, M. P., and Martínez-Rica, J. P.: Exposure of global mountain systems to climate warming during the 21st Century, *Global Environ. Chang.*, 17, 420–428, <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2006.11.007>, 2007.
- Nuth, C. and Kääh, A.: Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change, *The Cryosphere*, 5, 271–290, <https://doi.org/10.5194/te-5-271-2011>, 2011.
- Pelfini, M. and Santilli, M.: Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy, *Geomorphology*, 101, 721–730, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.04.002>, 2008.
- Petrini-Monteferrri, F., Wichmann, V., Georges, C., Mantovani, D., and Stötter, J.: Erweiterung der GIS Software SAGA zur Verarbeitung von Laserscanning-Daten der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol, in: *Angewandte Geoinformatik 2009: Beiträge zum 21. AGIT-Symposium Salzburg*, edited by: Strobl, J. and Blaschke, T., Wichmann, Heidelberg, 47–52, ISBN 3879074801, 2009.
- Pfeifer, N., Mandlbürger, G., Otepka, J., and Karel, W.: OPALS – A framework for Airborne Laser Scanning data analysis, *Comput. Environ. Urban*, 45, 125–136, <https://doi.org/10.1016/j.compenvurbsys.2013.11.002>, 2014.
- Rainato, R., Mao, L., García-Rama, A., Picco, L., Cesca, M., Vianello, A., Preciso, E., Scussel, G. R., and Lenzi, M. A.: Three decades of monitoring in the Rio Cordón instrumented basin: Sediment budget and temporal trend of sediment yield, *Geomorphology*, 291, 45–56, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.012>, 2017.

- Raveland, L. and Deline, P.: Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the "Little Ice Age", *Holocene*, 21, 357–365, <https://doi.org/10.1177/0959683610374887>, 2011.
- Rickenmann, D. and Zimmermann, M.: The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis, *Geomorphology*, 8, 175–189, [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(93\)90036-2](https://doi.org/10.1016/0169-555X(93)90036-2), 1993.
- Rieger, D.: Bewertung der naturräumlichen Rahmenbedingungen für die Entstehung von Hangmuren: Möglichkeiten zur Modellierung des Murpotentials; mit 21 Tabellen, Zugl.: München, Univ., Diss., 1998, Münchener Universitätschriften/Fakultät für Geowissenschaften, 51, Geobuch-Verl., München, 149 pp., ISBN 3925308733, 1999.
- Riley, K. L., Bendick, R., Hyde, K. D., and Gabet, E. J.: Frequency–magnitude distribution of debris flows compiled from global data, and comparison with post-fire debris flows in the western U.S., *Geomorphology*, 191, 118–128, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.03.008>, 2013.
- Rom, J., Haas, F., Stark, M., Dremel, F., Becht, M., Kopetzky, K., Schwall, C., Wimmer, M., Pfeifer, N., Mardini, M., and Genz, H.: Between Land and Sea: An Airborne LiDAR Field Survey to Detect Ancient Sites in the Chekka Region/Lebanon Using Spatial Analyses, *Open Archaeology*, 6, 248–268, <https://doi.org/10.1515/oper-2020-0113>, 2020.
- Sassa, K.: The mechanism to initiate debris flows as undrained shear of loose sediments, *Internationales Symposium Interpraevent – Villach Tagespublikation*, 2, 73–87, [http://www.interpraevent.at/palm-cms/upload\\_files/Publikationen/Tagungsbeitraege/1984\\_2\\_73.pdf](http://www.interpraevent.at/palm-cms/upload_files/Publikationen/Tagungsbeitraege/1984_2_73.pdf) (last access: 6 February 2023), 1984.
- Segoni, S., Piciullo, L., and Gariano, S. L.: A review of the recent literature on rainfall thresholds for landslide occurrence, *Landslides*, 15, 1483–1501, <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0966-4>, 2018.
- Shen, C.-W., Lo, W.-C., and Chen, C.-Y.: Evaluating Susceptibility of Debris Flow Hazard using Multivariate Statistical Analysis in Hualien County, *Disaster Advances*, vol. 5, <http://hdl.handle.net/11536/20889> (last access: 6 February 2023), 2012.
- Spieß, A.-N. and Neumeyer, N.: An evaluation of R2 as an inadequate measure for nonlinear models in pharmacological and biochemical research: a Monte Carlo approach, *BMC Pharmacol.*, 10, 6, <https://doi.org/10.1186/1471-2210-10-6>, 2010.
- Stoffel, M.: Magnitude–frequency relationships of debris flows – A case study based on field surveys and tree-ring records, *Geomorphology*, 116, 67–76, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.10.009>, 2010.
- Stoffel, M., Lièvre, I., Conus, D., Grichting, M. A., Raetzo, H., Gärtner, H. W., and Monbaron, M.: 400 Years of Debris-Flow Activity and Triggering Weather Conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 37, 387–395, [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2005\)037\[0387:YODAAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2005)037[0387:YODAAT]2.0.CO;2), 2005.
- Stoffel, M., Mendlik, T., Schneuwly-Bollschweiler, M., and Gobiet, A.: Possible impacts of climate change on debris-flow activity in the Swiss Alps, *Climatic Change*, 122, 141–155, <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0993-z>, 2014.
- Tanyaş, H., Westen, C. J., Allstadt, K. E., and Jibson, R. W.: Factors controlling landslide frequency–area distributions, *Earth Surf. Proc. Land.*, 44, 900–917, <https://doi.org/10.1002/esp.4543>, 2019.
- Theule, J. I., Liébault, F., Loye, A., Laigle, D., and Jaboyedoff, M.: Sediment budget monitoring of debris-flow and bedload transport in the Manival Torrent, SE France, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 731–749, <https://doi.org/10.5194/nhess-12-731-2012>, 2012.
- Thiel, M.: Quantifizierung der Konnektivität von Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen, PhD thesis, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt-Ingolstadt, 186 pp., URN urn:nbn:de:hbv:824-opus4-1081, 2013.
- Tropeano, D. and Turconi, L.: Using Historical Documents for Landslide, Debris Flow and Stream Flood Prevention. Applications in Northern Italy, *Nat. Hazards*, 31, 663–679, <https://doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000024897.71471.f2>, 2004.
- Turnbull, B., Bowman, E. T., and McElwaine, J. N.: Debris flows: Experiments and modelling, *C. R. Phys.*, 16, 86–96, <https://doi.org/10.1016/j.crhy.2014.11.006>, 2015.
- Underwood, S. J., Schultz, M. D., Berti, M., Gregoretta, C., Simoni, A., Mote, T. L., and Saylor, A. M.: Atmospheric circulation patterns, cloud-to-ground lightning, and locally intense convective rainfall associated with debris flow initiation in the Dolomite Alps of northeastern Italy, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 509–528, <https://doi.org/10.5194/nhess-16-509-2016>, 2016.
- Varnes, D. J.: Slope Movement Types and Processes, in: Landslides, analysis and control (Special report-Transportation Research Board), edited by: Schuster, R. L. and Krizek, R. J., National Academy of Sciences, Washington, DC, 11–33, ISBN 9780309028042, 1978.
- Wichmann, V.: Modellierung geomorphologischer Prozesse in einem alpinen Einzugsgebiet: Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS, Zugl.: Eichstätt, Katholische Univ., Diss., 2005 u.d.T.: Wichmann, Volker: Entwicklung von prozessorientierten Modellen zur flächenverteilten Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS – dargestellt am Einzugsgebiet des Lahnenwiesgrabens Ammergebirge, *Eichstätter Geographische Arbeiten*, 15, Profil-Verl., München, Wien, 231 pp., ISBN 3-89019-605-5, 2006.
- Wichmann, V.: The Gravitational Process Path (GPP) model (v1.0) – a GIS-based simulation framework for gravitational processes, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3309–3327, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3309-2017>, 2017.
- Wilford, D. J., Sakals, M. E., Innes, J. L., Sidle, R. C., and Bergerud, W. A.: Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics, *Landslides*, 1, 61–66, <https://doi.org/10.1007/s10346-003-0002-0>, 2004.
- Winter, M. G.: Debris flows, in: Geological hazards in the UK: Their occurrence, monitoring and mitigation Engineering Group working party report, edited by: Giles, D. P. and Griffiths, J. S., The Geological Society, London, 163–185, <https://doi.org/10.1144/EGSP29.5>, 2020.
- Wu, W.: Recent Advances in Modeling Landslides and Debris Flows, Springer International Publishing, Cham, Heidelberg, New York, Dordrecht, London, 318 pp., ISBN 978-3-319-11052-3, 2015.
- Zhao, Y., Meng, X., Qi, T., Qing, F., Xiong, M., Li, Y., Guo, P., and Chen, G.: AI-based identification of low-frequency debris flow catchments in the Bailong River basin, China, *Geomorphology*,

- 359, 107125, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107125>, 2020.
- Zhou, W., Tang, C., van Asch, T. W. J., and Chang, M.: A rapid method to identify the potential of debris flow development induced by rainfall in the catchments of the Wenchuan earthquake area, *Landslides*, 13, 1243–1259, <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0631-0>, 2016.
- Zimmermann, M.: Debris flows 1987 in Switzerland: geomorphological and meteorological aspects, *IAHS, Hydrol. Mountainous Regions*, 2, 387–393, [https://iahs.info/uploads/dms/iahs\\_194\\_0387.pdf](https://iahs.info/uploads/dms/iahs_194_0387.pdf) (last access: 6 February 2023), 1990.

### 4.3 Veröffentlichung II: Establishing a record of extreme debris flow events in a High Alpine catchment since the end of the Little Ice Age using lichenometric dating

Rom, J., Haas, F., Heckmann, T., Dremel, F., Fleischer, F., Altmann, M., Stark, M. & Becht, M. (2023): Establishing a record of extreme debris flow events in a high Alpine catchment since the end of the Little Ice Age using lichenometric dating. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 105(1), © copyright # 2023, reprinted by permission of Informa UK Limited, trading as Taylor & Taylor & Francis Group, <http://www.tandfonline.com>

GEOGRAFISKA ANNALER: SERIES A, PHYSICAL GEOGRAPHY  
2023, VOL. 105, NO. 1, 47–63  
<https://doi.org/10.1080/04353676.2023.2187531>



RESEARCH ARTICLE



## Establishing a record of extreme debris flow events in a high Alpine catchment since the end of the Little Ice Age using lichenometric dating

Jakob Rom <sup>a</sup>, Florian Haas<sup>a</sup>, Tobias Heckmann <sup>a</sup>, Fabian Dremel<sup>b</sup>, Fabian Fleischer<sup>a</sup>, Moritz Altmann<sup>a</sup>, Manuel Stark<sup>a</sup> and Michael Becht<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt, Germany; <sup>b</sup>Department of Environment and Biodiversity, Paris Lodron University of Salzburg, Salzburg, Austria

#### ABSTRACT

Establishing a record of large debris flow events in high Alpine areas prior to the availability of high resolution remote sensing data can be very challenging. In this study, we investigate the debris flow activity in two tributary valleys of the Horlachtal catchment in Tyrol, Austria between the end of the Little Ice Age at about 1850 and the first available area wide aerial images from 1947. To accomplish this, we calculated a local lichenometric calibration curve using the long axis diameters of the five largest *Rhizocarpon* lichen thalli at 51 different reference locations. Because of the interval-censored dating of most of the reference sites, we established a bootstrapping approach within the calibration curve calculation process. With the help of the lichenometric calibration data, we were able to date 47 old debris flow deposits in the study area. The results indicate no increasing or decreasing trends in frequencies of extreme debris flow events. In addition, the results point to a very local character of debris flow triggering precipitation events, as we can detect major differences in neighbouring valleys. Lichenometric derived datings also provide temporal informations about the ending of debris flow activity at some sites in the study area and thus can contribute to a better understanding of debris flow systems.

#### ARTICLE HISTORY

Received 13 November 2022  
Revised 8 February 2023  
Accepted 24 February 2023

#### KEYWORDS

Debris flows; lichenometry;  
central Alps; Horlachtal;  
extreme events

### 1. Introduction

In mountainous regions around the world, debris flows appear as natural hazards (Dowling and Santi 2014). In most cases triggered by intense rainfall events (Berti et al. 2020), they can have huge impacts on anthropogenic infrastructure as well as on the Alpine geosystems because of the large amount of transported material (Heckmann et al. 2012; Hilger 2017). Yet until today, relatively little is known about the future development of debris flow frequencies and magnitudes in a changing climate (Jomelli et al. 2007; Pelfini and Santilli 2008). Long-term and detailed records of extreme events in the past can help to improve our understanding of low frequency but high magnitude processes like debris flows and therefore are fundamental in order to predict such events in the future. Many studies, especially those that use high resolution remote sensing data like aerial images or LiDAR (light detection and ranging) data, investigate debris flow activity for the last decades or at least to the mid of the twentieth century (Bennett et al. 2012; Bernhardt et al. 2017; Dietrich and Krautblatter 2017). However, to get better insights in the process dynamics, longer records are needed. There are some studies on debris flow frequencies especially focusing on extended

**CONTACT** Jakob Rom ✉ [jrom@ku.de](mailto:jrom@ku.de) 📍 Ostenstraße 14, Eichstätt 85072, Germany

© 2023 Swedish Society for Anthropology and Geography

periods for example using dendrogeomorphology (Bollschweiler and Stoffel 2010) but these mostly cover channelized debris flows in lower altitudes or single debris flow systems (Kiefer et al. 2021).

In Horlachtal, area-wide slope-type debris flow frequencies and magnitudes in high altitudes since 1947 have been already analysed (Rom et al. 2023) using recent and historical aerial images. These analyses revealed no consistent trend in debris flow activity but short-term variabilities, as periods with high debris flow activity and high magnitudes (1954–1973, 1990–2009 and 2015–2018) alternate with periods of only few debris flows with less transported volumes. Dating debris flow events that occurred prior to the acquisition of the first aerial images in 1947 is not an easy task. Because of the remote region far from settlements, there are hardly any historic written records of slope-type debris flows or other information like, e.g. archived photographs prior to 1947. The high altitudes ranging above the treeline prohibit the usage of dendrogeomorphology in most parts of the study area. As a consequence, lichenometric dating provides the only way to gain information about the period before the acquisition of the first remote sensing datasets.

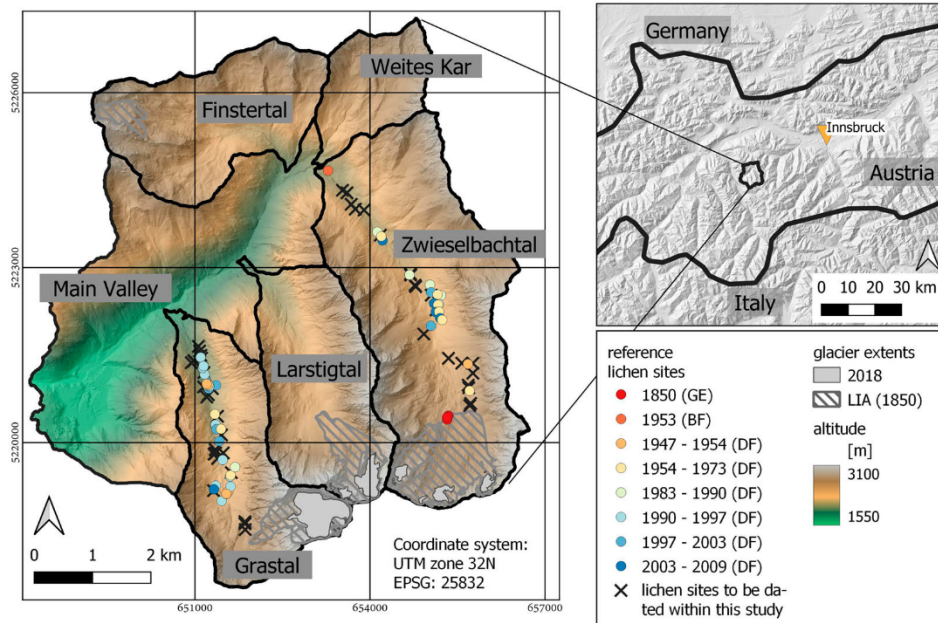
Lichenometric dating (widely called and thereafter referred to as ‘lichenometry’) was developed and introduced by Beschel (1950) and is based on the assumption that lichens colonize new surfaces and grow with a predictable rate; therefore surfaces with larger lichens are older than surfaces with smaller ones (Karlén 1973; Graber and Santi 2022). With the help of a calibration curve calculated based on measured lichens on surfaces with known age, lichen sizes can also be converted to absolute dates (Bradwell 2009). However, because of the huge impact of local climate variabilities on the growth rates of lichens, calibration curves should be created with local data (Beschel 1973; Graber and Santi 2022). Due to the many uncertainties that are involved in this method, lichenometry itself (Osborn et al. 2015) or parts of it (Bull 2018) has been criticized a few times recently. Yet lichenometry provides a simple and cheap opportunity to date surfaces in high alpine areas like the Horlachtal, where other dating methods are not applicable. However, a validation of the results is necessary as this method has to deal with different types of uncertainties. Lichenometry is widely used for dating moraines (Beschel 1950, 1957; Rodbell 1992; Solomina et al. 2007; Bull 2018) but debris flow deposits have been dated by this method as well (Rapp and Nyberg 1981; Innes 1983, 1985; Jonasson et al. 1991; Helsen et al. 2002; De Haas et al. 2018; Graber and Santi 2022).

In lichenometry, the use of *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC. is very common, as it is one of the first settlers of newly formed rock surfaces (Armstrong 2011). In addition, the slow and radial growth of the lichen thalli especially in alpine environments is another characteristic that is beneficial for dating purposes (Rapp and Nyberg 1981; Rodbell 1992; Armstrong 2011). Yet there are some biotic aspects that can have effects on the quality of lichenometric derived dates. These include for example the mortality rates of lichens, the uncertainties about the shape of the growth rate-size curve, competition effects or the merging of two lichen thalli (Loso and Doak 2006; Bradwell 2009; Armstrong 2011).

In this study, we used lichenometric analyses to extend the debris flow record in the Horlachtal especially to the timeframe between 1850 (end of the Little Ice Age – LIA) and 1947. Thus, we performed lichenometric analyses in order to generate a calibration curve for the growth of lichen thalli in Horlachtal. Using this reference model, we want to date old debris flow deposits in two side valleys of the Horlachtal (namely Grastal and Zwieselbachtal) in order to improve the understanding on the occurrence of extreme debris flow events since the end of the LIA. Comparing the debris flow activity of the two side valleys, we aim to analyse spatial differences of debris flow activity on a very local scale.

## 2. Study area

The Horlachtal is a side valley of the Ötztal in Tyrol, Austria. Located within the Stubai Alps, it is geologically part of the Ötztal Massif with predominant east–west striking gneisses and mica schists (Becht 1995; Geitner 1999). The Horlachtal can be divided into several tributary valleys (Grastal, Larstigtal, Zwieselbachtal, Weites Kar, and Finstertal) next to the main valley. The lichenometric



**Figure 1.** Location of the Horlachtal and its tributary valleys Grastal and Zwieselbachtal. LIA glacier extents are shown based on (Fischer et al. 2015). Lichenometric reference locations (location types: GE – glacier extent, BF – building foundation, DF – debris flow deposit) are depicted coloured by their respective ages. Lichen sites to be dated in this study are represented by crosses. The elevation model of the Horlachtal is based on airborne LiDAR data 2019 (own data acquisition; see Rom et al. 2023). Large-scale elevation data of Austria, Germany and Italy are based on ALOS Global Digital Surface Model ©JAXA.

analyses in this study concentrate on the Grastal and Zwieselbachtal (Figure 1) that show a huge activity in terms of slope-type debris flows (Becht 1995). These are mostly triggered by intense rainfall events that mainly occur during summer as convective thunderstorms.

The Grastal extends to an area of about 7.4 km<sup>2</sup>, in which the Grastalferner glacier covered about 13.1% at the end of the LIA and still covers about 6.5%. The Zwieselbachtal on the other hand is twice as large (15.1 km<sup>2</sup>) with the Zwieselbachferner glacier covering about 12.4% of the area in 1850. Today, only approximately 1% of the area is glaciated. The treeline in the study area ranges at about 2200–2300 m. However, most of the debris flows in Grastal and Zwieselbachtal occur at elevations between 2000 and 3000 m and thus above the treeline.

### 3. Materials and methods

#### 3.1. Debris flow data since 1947

By far the most common type of debris flow in the study area is the slope-type debris flow, which is further described in Zimmermann (1990) as well as in Wichmann (2006) and Rieger (1999). This type is characterized by a hydrological catchment in the bedrock section that is located above a talus fan.

The existing debris flow record for the whole Horlachtal between 1947 and 2020 was generated via a spatial and temporal mapping of 834 single debris flows based on recent and historical aerial images (Rom et al. 2023). The results revealed no consistent trend in debris flow frequencies but rather showed alternating periods of high and low activity. Based on the findings of the geomorphological mapping, every single detected debris flow in the Horlachtal could be dated to the period in

between the acquisition of two consecutive aerial images. In this way, the age of each debris flow is interval censored. In the Horlachtal, these intervals range from 19 to six years for the relevant periods. The mapping of slope-type debris flows with known ages provide the basis for the selection of reference locations for the creation of a local lichenometric calibration curve.

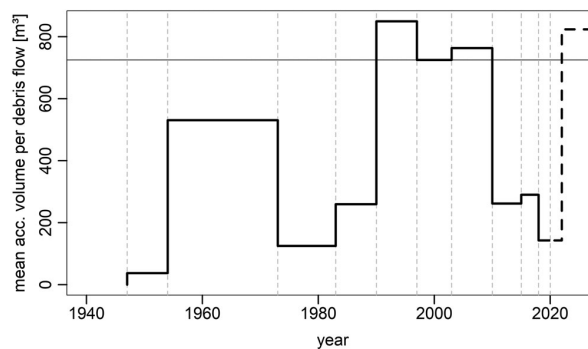
Not only are a large number of processes initiated during extreme precipitation events, but they are also of an exceptionally high magnitude and of a wide range. Becht (1995) reported such a large event in the Horlachtal in the 1990s. Another extreme event hit the Horlachtal in July 2022, which is currently being analysed in detail. In order to separate extreme events from medium or smaller ones, we calculated the mean debris accumulation volume per debris flow based on the data in Rom et al. (2023) in combination with the 2022 event (Figure 2). The confirmed extreme debris flow events in the 1990s and 2022 reach volumes greater than  $725 \text{ m}^3$  per debris flow. Therefore, we used this value as a threshold for defining an extreme event in Grastal and Zwieselbachtal.

### 3.2. Lichenometric data acquisition

The lichenometric data acquisition at the study area was done in several field campaigns in August and September 2021. We used *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC. lichens, which are very common on the silicate-rich rocks in the study areas (Armstrong 2002). However, we cannot completely rule out that other species of the genus *Rhizocarpon*, like *Rhizocarpon superficiale* or *Rhizocarpon frigidium*, were measured on few occasions as well, as it is very hard for non-lichenologists to differentiate between them in the field (Benedict 1988; Sass 2010).

#### 3.2.1. Lichen size measurements

Within the field of lichenometry, many different methods to measure and analyse lichen sizes have been developed (Rodbell 1992; Bradwell 2009; Armstrong 2015). Here, both the identified reference locations (Sect. 3.2.2) as well as the locations to be dated within this study (Sect. 3.2.3) were analysed in the exact same way: We searched for the largest lichens at each predefined site and measured the diameter of about the largest 10–15 lichen thalli on their largest axis using a flexible ruler with an accuracy of about 0.1 mm (Sass 2010). Thus, we assume that the largest lichen was the first to colonize the newly formed rock surface after the stabilization of a debris flow deposition. Multiple lichens of similar size support this hypothesis (Bull 2009) and therefore we calculated the mean diameter of the Five Largest Lichen (5LL) for each site. However, it cannot be ruled out that few



**Figure 2.** Mean accumulation volume per debris flow (combined for Grastal and Zwieselbachtal) based on the data in Rom et al. (2023) (solid line) and the 2022 event (dashed line). For the extreme events in the 1990s as well as the early 2000s and 2022, the volume value per debris flow always exceeded  $725 \text{ m}^3$ . The grey vertical lines represent the acquisition times of aerial images in Horlachtal.

lichens have been preserved and exposed after a debris flow event (Rapp and Nyberg 1981). To account for this, we rejected a lichen thallus with a diameter either twice as large or over 10 mm larger than the diameter of the second largest thallus (Helsen et al. 2002). On very few locations, single boulders with a large preserved lichen population were detected. If they clearly did not fit the lichen sizes of the surrounding area, these lichens were discarded. Compositated lichen thalli were rejected as well but elongated thalli were measured if they did not exceed a ratio of about 1.5:1, which is in accordance to Sass (2010).

### 3.2.2. Selection of reference locations

The lichen sizes at reference locations are used to calculate a local calibration curve in order to determine the age of the undated sites. These locations should have accurate known ages like for example tombstones (Jochimsen 1966; Innes 1983; Rosenwinkel et al. 2015) or the foundations of buildings (Jonasson et al. 1991; Sass 2010; Armstrong 2015). In other cases landforms dated by other dating methods have been used as for example by dendrochronology (Bull 2018) or by C14 dating (Rodbell 1992; Solomina et al. 2007; Rosenwinkel et al. 2015).

There are only few studies using debris flow deposits among other dated features as reference objects (Caseldine 1991; Rosenwinkel et al. 2015). However, in this study, we mostly had to use the interval censored dated debris flow deposits for the creation of the calibration curve because there are (with one exception) no better options like, e.g. tombstones or foundations within the investigated valleys.

The sites were carefully chosen on the lower accumulation zones of the mapped debris flow deposits in Rom et al. (2023). A suitable reference debris flow deposit must be dated and identified without doubt. This means that it must not have been reworked (e.g. by erosion or by human activity) or overlain by later debris flows.

In total, we measured the lichen sizes at 47 different debris flow deposits of known age. These reference locations were supplemented by lichens found on a foundation of an alpine hutt (built in 1953) as well as three different sites of lichen covered bedrock close to the maximum glacier extent at the end of the LIA mapped by Fischer et al. (2015). According to Heuberger (1967), these glacier extents belong to the year 1850 in the Horlachtal. We tried to find additional suitable reference sites on the end morains of the 1850 extent of the Grastalferner and Zwieselbachferner but large parts of those landforms have been affected by dead ice for a long time (Heuberger 1967) and therefore growth of lichens was probably disturbed. An overview of all reference locations with their mean altitudes for each period can be found in Table 1 and their respective location in the study area in Figure 1.

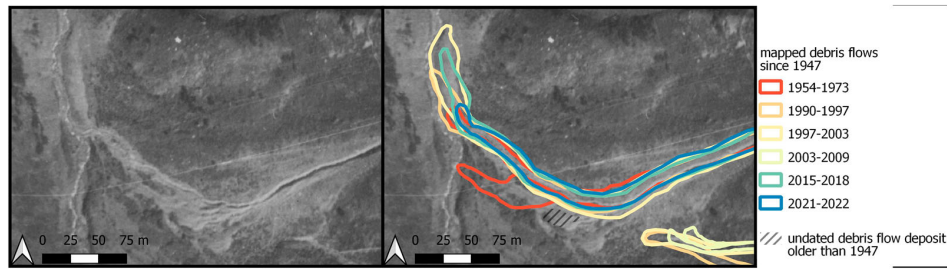
### 3.2.3. Selection of undated locations

Along with the reference sites, locations of undated debris flow deposits of old extreme events were selected as well. Those were chosen with the help of the mapped debris flows since 1947 (Rom et al. 2023) as well as an orthophoto of 1947 and a high resolution Digital Terrain Model (DTM) of 2019. In this way, we identified debris flow deposits older than 1947 but with

**Table 1.** Overview of reference locations for generating a lichenometric calibration curve sorted by age.

Date	Age range [years]	Number of different locations	Mean altitude [m]	Location type	Mean 5LL [mm]
2003–2009	12–18	5	2281	debris flow deposits	4.43
1997–2003	18–24	7	2160	debris flow deposits	8.09
1990–1997	24–31	12	2152	debris flow deposits	13.63
1983–1990	31–38	6	2275	debris flow deposits	10.27
1954–1973	48–67	11	2265	debris flow deposits	19.13
1947–1954	67–74	6	2287	debris flow deposits	26.33
1953	68	1	2090	building foundation	24.80
1850	171	3	2588	glacier extent	65.13





**Figure 3.** Example of the selection of an undated site. Left: excerpt of the orthophoto of 1947. Debris flow deposits are clearly visible. Right: mapped debris flows that happened after 1947 and reworked large parts of the deposits. Only small parts of the old debris flow is still visible today and can be used for lichenometric analyses. Source of the aerial images 1947: Province of Tyrol.

unknown age. **Figure 3** shows an example of a site selection of an undated debris flow deposit. The orthophoto of 1947 reveals large-scale debris depositions of a past extreme event. Using the mapped process zones of younger debris flows, we can see that large parts of the depositions have been reworked until today (van Steijn 1999). However, a small part of the old deposit is still visible and remained untouched. As extreme debris flow events produce large depositions (Papathoma-Köhle et al. 2012) and long ranges, it is most likely that the selected undated locations originate from extreme events prior to 1947. In total, we selected and measured 47 different locations of such sites.

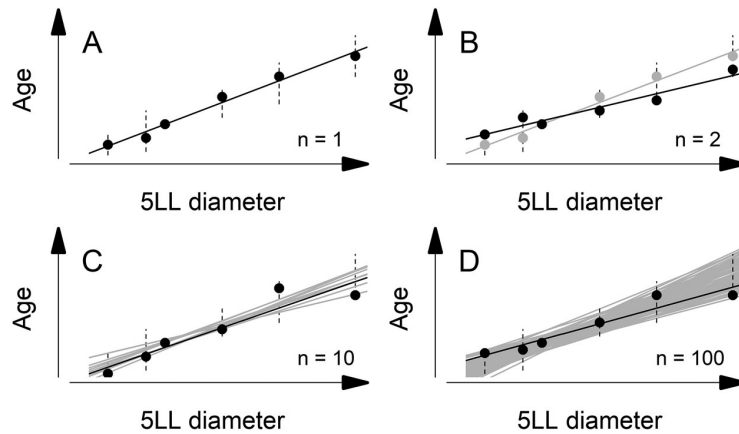
### 3.3. Generating the calibration curve

Lichenometric calibration curves have been calculated in numerous ways. Here, we used the 5LL diameter in order to calibrate the growth function. This method is well established and widely applied in lichenometry (Innes 1983; Bradwell 2009; McCarthy 2021) as it is more robust against outliers than for example the single largest lichen. Linear regression was used to determine the age based on the 5LL diameter (Beschel 1950; McCarthy 2021; Graber and Santi 2022), as this method best fits our data. As explained in Becht (1995), an extreme rainfall event usually triggers multiple debris flow processes. This in turn leads to the assumption that it is most likely for all debris flow reference locations dated within the same time interval to have occurred at the same time. Therefore, we use the mean 5LL lichen diameter of all debris flow sites of a specific time interval (1947–1954, 1954–1973, 1983–1990, 1990–1997, 1997–2003 and 2003–2009; see Table 1).

However, the problem of the interval-censored dates for the debris flow reference sites remains. There have been other lichenometric studies using interval-censored reference dates, for example those that use C14 dated landforms (Rodbell 1992; Solomina et al. 2007; Rosenwinkel et al. 2015) but the interval-censoring has not yet been addressed. In this study, we use a bootstrapping approach in order to take the censored dating into account and thus we are able to show the uncertainties of the derived calibration curves.

To clarify the generation of the calibration curve, **Figure 4** illustrates the schematic process using example data. Here, six different reference sites are shown. Five of them have interval censored age, the respective age ranges are depicted with dotted vertical lines. One reference site, however, is dated to the exact year.

In a first step (**Figure 4A**), all interval censored locations are assigned a random but possible age within their ranges. Now, a linear model can be calculated using the Ordinary Least Square method with the 5LL diameter as independent variable. **Figure 4B** shows the second iteration ( $n = 2$ ) of the procedure. Again, randomly selected ages are assumed for the interval censored sites and a linear model is defined. The light grey coloured results of the first step are still memorized. The more iterations are performed, the more possible linear regression lines can be created and saved. In **Figure**



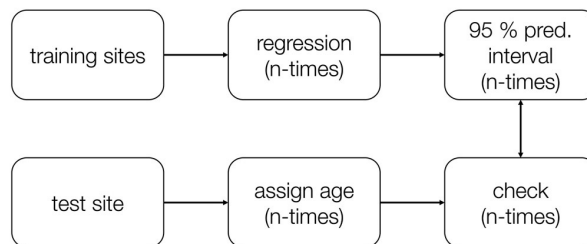
**Figure 4.** Schematic illustration of the generation of calibration curves using bootstrapping. More details about the calculations can be found in the text.

4C, the tenth model is created and it already shows the variability in different results. After 100 iterations (Figure 4D), the ensemble of calculated regression lines forms a kind of belt of possible reference curves.

In order to work with a sufficient enough sample size, we used 1000 iterations to calculate the lichenometric reference curves for our data.

### 3.4. Validation of the calibration curve

For validating the bundle of calibration curves, we used leave-one-out (LOO) cross validation. Therefore the folds equal the number of the 51 lichenometric reference locations (Webb et al. 2010). The interval-censored dates of the debris flow reference sites must be taken into account here as well. A schematic overview of one fold of the LOO cross validation process can be seen in Figure 5. One reference location acted as a test site and all other sites remained in the training data set. In a next step we calculated linear regression lines using the training dataset according to the approach explained in Section 3.3 with  $n = 1000$  iterations. For each of the regressions, the 95% prediction interval was computed as well. Finally, we checked if the assigned age of the test location falls within the corresponding prediction interval of the training sites. This procedure was repeated for each of the reference locations. As a result we can calculate how often (out of the 1000 iterations) the age of each reference site fits within the 95% prediction interval.



**Figure 5.** Schematic workflow for one fold of the LOO cross validation process, which was repeated for each of the reference locations. For more details please refer to the text.

### 3.5. Lichenometric dating of debris flow deposits

Using each of the 1000 regression lines from Section 3.3, the age of every undated location was predicted and the uncertainties were estimated according to the corresponding prediction intervals. In the end, the mean age of all 1000 iterations determined the estimated lichenometric age of the respective debris flow deposit. The lower and upper boundary of the uncertainty for each location was calculated by using the mean upper and lower limits of all 1000 prediction intervals.

## 4. Results

### 4.1. Lichenometric calibration curve

Using the bootstrapping approach with  $n = 1000$  iterations, we established the lichenometric calibration curve for the Grastal and Zwieselbachtal (Figure 6). The ensemble of the 1000 calculated models shows a relatively compact band with only a small variance. Using the median values of all iterations, the calibrated lichenometric model to estimate the age based on the 5LL lichen thalli diameter would be:

$$\text{Age} = 2.598 \cdot 5\text{LL} + 2.2663 \quad (1)$$

By repeating the bootstrapping approach but with swapped axes (age as independent and 5LL diameter as dependent variable), the median growth rate of the lichen thalli diameter in the study area could be calculated as 0.38 mm per year.

The LOO cross validation revealed that in 69% of the cases the age of a reference site falls within the 95% prediction interval. Which in turn leads to the assumption that the calibrated model is valid for about 70% of all cases. Because of the ages of the reference data sites, this lichenometric calibration curve is best valid for lichens located within the study area with an age range of 12–171 years BP. However, the reference sites are not evenly distributed over time, so that the validation may underestimate the uncertainties, especially for older periods where there are fewer reference locations.

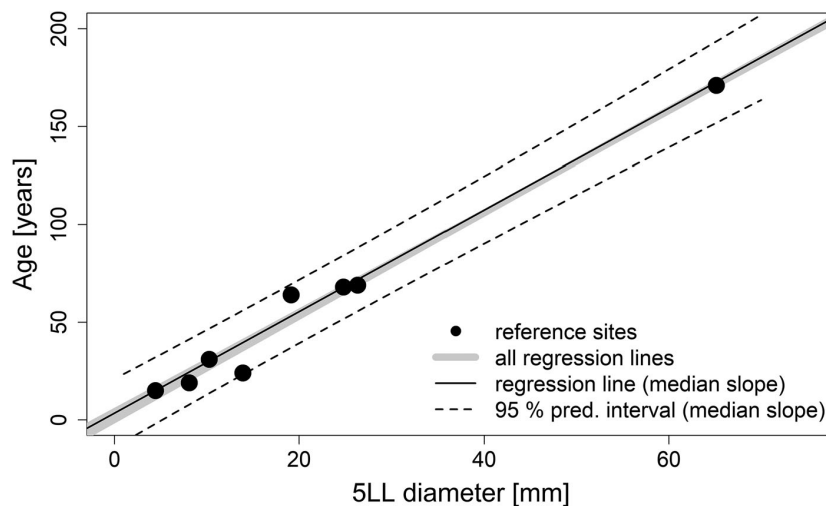
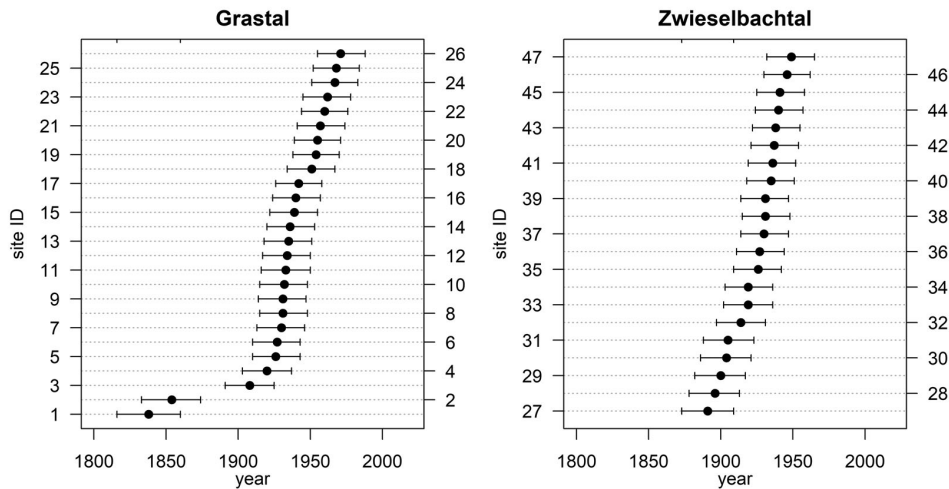


Figure 6. Lichenometric calibration curve established in Grastal and Zwieselbachtal using a bootstrapping approach.



**Figure 7.** Lichenometric ages of formerly undated debris flow deposits in Grastal and Zwieselbachtal. The uncertainty bars are defined by the 95% prediction intervals.

#### 4.2. Fitting the undated sites to the calibration curve

Based on the regression lines, a lichenometric age could be assigned for every formerly undated debris flow deposit with an uncertainty of about  $\pm 17$  years according to the LOO cross validation. Figure 7 shows each of these sites and their corresponding lichenometric age separated for the Grastal and Zwieselbachtal. The Figure reveals that many of the old debris flow deposits date back to the 1930s and 1940s and that there seems to be another group clustering around 1900 in Zwieselbachtal. In the Grastal, lichenometry indicates an age group of about 170 years BP and therefore date back to the end of the LIA. Noticeable is the lack of debris flow deposits between about 1860 and 1890. Because of the selection of the sites (see Section 3.2.3), most of the debris flow deposits should have an age older than 1947. Considering the uncertainty ranges of the lichenometric dates, an age younger than 1947 was assigned to (only) three deposits in Grastal. These dates might be the result of methodological uncertainties (see Section 5.2).

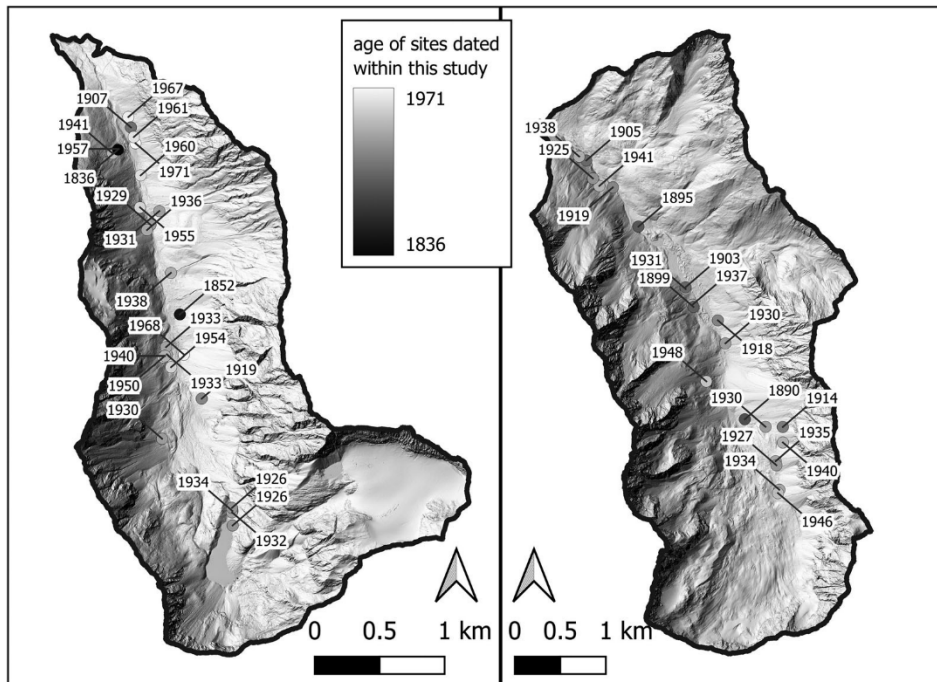
The spatial and temporal distribution of the formerly undated debris flow deposits and their lichenometric ages in Grastal and Zwieselbachtal can be seen in Figure 8.

## 5. Discussion

### 5.1. The lichenometric calibration curve

Because the lichen growth rates are highly dependent on environmental conditions (Beschel 1973; Sass 2010), the lichenometric calibration curve calculated in this study is best valid only for the Horlachtal. The variability of the mean altitudes of the reference locations (see Table 1) is quite small for most periods, especially for those that are based on lichens on debris flow deposits. Here, the maximum difference in elevation is only 135 m. However, the 1850 reference sites in particular have a greater vertical distance (maximum 498 m) to the other sites. This difference in climatic conditions could result in slower growth rates and therefore affect the uncertainties of the calibration curve (Kędzia 2015).

The calculated diametral growth rate of 0.38 mm per year is in good agreement with other growth rate measurements (Rodbell 1992; Armstrong 2015, 2016) and lies within the range of other Alpine studies with rates ranging from  $0.16 \text{ mm yr}^{-1}$  to  $0.5 \text{ mm yr}^{-1}$  (Orombelli and Porter 1983; Proctor 1983; Pech et al. 2003).



**Figure 8.** Location of the formerly undated debris flow deposits in Grastal (left) and Zwieselbachtal (right). The sites are shaded by their mean lichenometric age. The elevation model in the background is based on airborne LiDAR data from 2019.

Figure 9 shows the calibration curve established in this study in comparison with other lichenometric reference points in the near vicinity to the Horlachtal. The lichen locations in the Kaunertal (approximately 33 kilometres southwest of the study area) fit very well to the reference sites in this study. They also support the calibration curve between 1947 and 1850 and therefore in a period, in which there are no reference data in the Horlachtal. Sass (2010) measured 5LL lichen diameters near the Finstertal reservoir adjacent to the study area in the north. His reference data with an age up to about 70 years fit very well to our model. Only the lichens dated to the end of the LIA were slightly smaller in Finstertal.

## 5.2. Uncertainties

Validation of lichenometric models is not straightforward and is often neglected in some studies, as explained in Bull (2018). Here, the LOO cross validation confirms that our model is valid for about 70% of the locations. This validation rate can be explained because the lichen growth depends highly on the specific environmental condition at each location, like for example moisture availability (Bradwell 2009). In addition, the selection and measurement of the largest lichens at each site can introduce errors as well.

Some sources of uncertainties and possible errors include the correct and exact measurement of the largest lichen diameter or incorrect assumptions regarding the largest lichens. For example, it may occur that the first colonists already died or they could not grow unhindered due to competition (Armstrong 2015). As the boulders of debris flow deposits sometimes are quite small, the largest lichen might be a composition of several younger and smaller lichens (Beschel 1957; Clayden et al. 2004; McCarthy 2021). In some cases it has been observed that on surfaces of debris flow

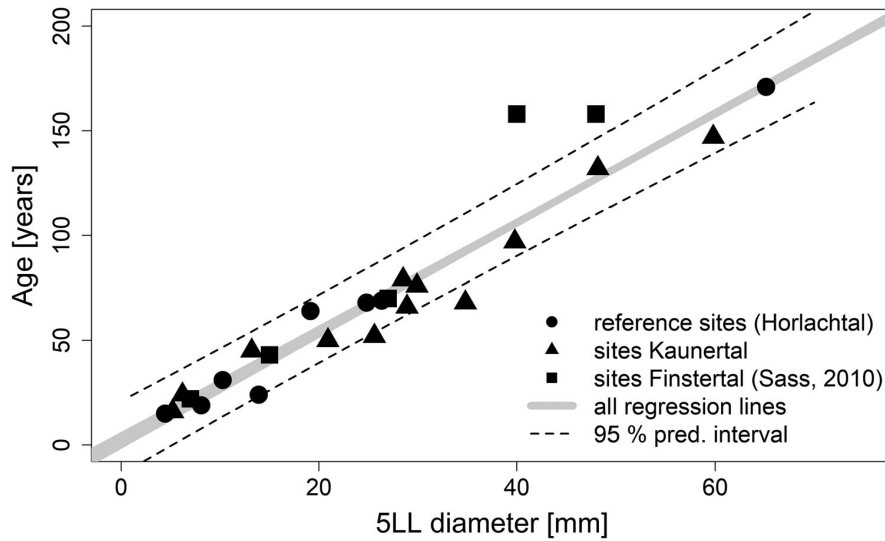


Figure 9. The bootstrapped calibration curves produced in this study compared to validation sites in Kaunertal and Finstertal.

deposits some lichen individuals did survive the mass movement (Rapp and Nyberg 1981; Rosenwinkel et al. 2015; Graber and Santi 2022). This can lead to an incorrect selection of the largest lichens and therefore to an overestimation of the age of the debris flow deposit. We tried to minimize this effect by using the 5LL method to eliminate bigger outliers.

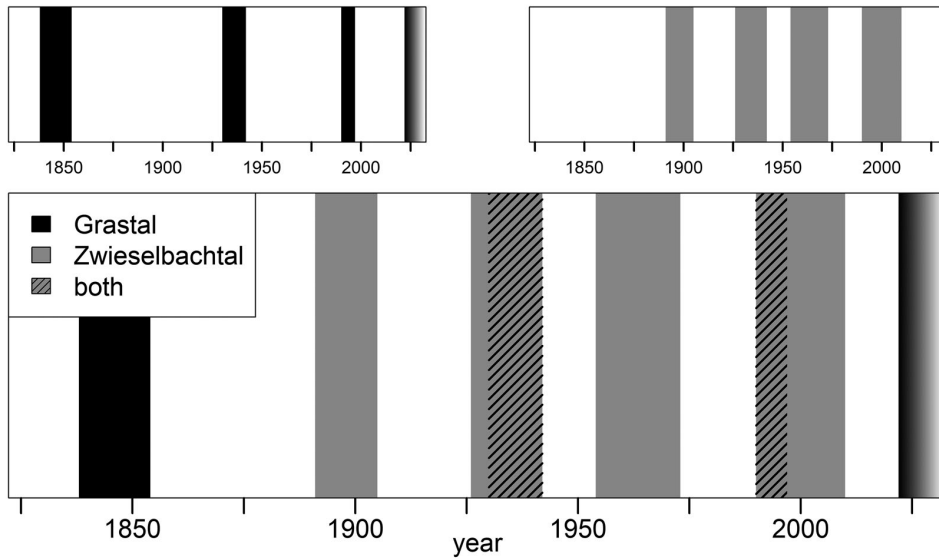
In particular, lichens of the genus *Rhizocarpon* are vulnerable to long annual snow cover. In his study within the Colorado Front Range, Benedict (1990) showed that after five to eight years with a snow cover of 40–43 weeks, all *Rhizocarpon geographicum* thalli died. In our study, however, most of the lichen sites are located on exposed debris flow accumulation zones in the lower parts of talus slopes. Snow cover at these locations does not usually last long into the summer, so the effect of snow kill is negligible. However, one factor that may cause minor inaccuracies in our study is the variable growth of lichens in relation to stone surface aspect, as described by Dąbski (2007) in his studies of lichen growth in Iceland.

These examples of uncertainties based on biotic and abiotic factors may result in a slightly off calculation of the age based on lichenometry. Certainly, however, the uncertainties lead to the fact that the dating cannot be year-specific, but the concentration of several datings can provide time periods with an enhanced debris flow activity. We know from studies of young debris flow events in the Alps and also from investigations in the Horlachtal that debris flow events are temporally clustered, as they are triggered by rare heavy rainfall events. Using lichenometric dating, it seems to be possible to identify such extreme events for the time period before 1947 with a less good data base.

### 5.3. Large-scale debris flow events in Grastal and Zwieselbachtal

In combination with the debris flow record based on remote sensing data in Rom et al. (2023), the lichenometric results provide information about large-scale debris flow events in Horlachtal since the end of the LIA. For the period from 1947 onwards, the threshold value of 725 m<sup>3</sup> per debris flow deposition was used to define such an extreme event (see Section 3.1). If we can detect a clustering of lichenometric dates with similar ages, we can identify such extreme events prior to 1947 as well.

The periods of extreme events determined by this approach are depicted in Figure 10. In Grastal, lichenometry points to large debris flow events around 1850 as well as between 1930 and 1942.



**Figure 10.** Record of phases with extreme debris flow events based on remote sensing data and lichenometric analyses. Topleft: Grastal data. Topright: Zwieselbachtal data. Bottom: combined record in Grastal and Zwieselbachtal.

Remote sensing data reveal such events between 1990 and 1997. Another large event could be detected in summer 2022 as well. In Zwieselbachtal on the other hand, we can identify large depositions around 1900 and again between 1930 and 1942. Since the second half of the 20th century, large debris flows have been triggered between 1954 and 1973 as well as between 1990 and 2009. The most recent event in 2022 is detectable in Zwieselbachtal, too, but at least some magnitudes lower compared with the Grastal.

Overall, some periods with extreme debris flow events can be detected in both study areas, whereas in some cases periods can only be detected in one of the two valleys. This in turn leads to the conclusion that heavy rainfall events that initiate large debris flows (Underwood et al. 2016; Berti et al. 2020) obviously occur on a very local scale.

The time intervals between extreme debris flow events in Grastal seem to be getting smaller, which might indicate increased activity due to climate change (Pelfini and Santilli 2008; Kapusta et al. 2010; Dietrich and Krautblatter 2017). However, it is still possible especially for the period covered with lichenometry that extreme debris flow events have been missed, e.g. due to overprinted accumulations (van Steijn 1999). This in turn might explain the long time span with no extreme event between 1860 and 1930 in Grastal.

In Zwieselbachtal, we cannot identify an increased debris flow activity for the investigated period. In fact, there is no hint for changing debris flow frequencies in the combined data set (lichenometry and remote sensing). This is comparable to other studies using mainly dendrogeomorphological methods, which also show no clear trend in debris flow frequency (Bollschweiler et al. 2008; Lopez Saez et al. 2011; Stoffel et al. 2014; Šilhán et al. 2015). Until now, we could not identify accumulations dating to the end of the LIA at around 1850 in Zwieselbachtal. Again, this might be due to overlapping depositions at the same location.

The synthesis of Grastal and Zwieselbachtal with respect to extreme debris flow events (Figure 10) does not show any visible pattern in frequency. The distribution of epochs with detected debris flow events within the time period studied could be attributed to randomness in hydrometeorological systems or other topographic and lithological parameters, which is consistent with the

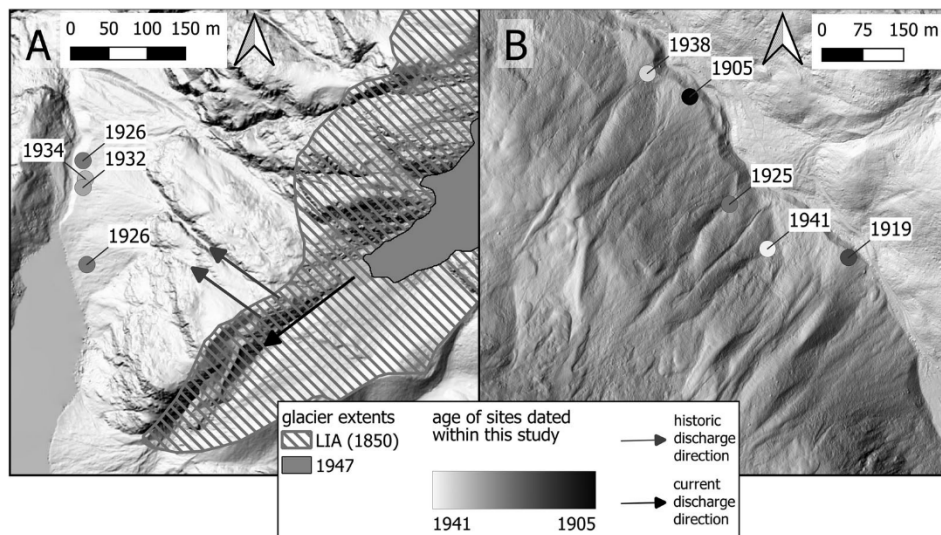
findings of Heiser et al. (2023) who were able to show that many alpine catchments have irregular debris flow repose time patterns. A relatively long time span with no evidence of debris flow deposition in our study area is between 1854 and 1891. This implies that either there were only few small-sized debris flows triggered in that period, or we just did not find large deposits from that time. Because of the overprinting of old debris flows by newer ones, it is more likely to miss debris flows in older periods due to the time past.

**5.4. Examples of the cessation of debris flow activity**

At some locations, debris flow deposits, which were dated by lichenometry, were the most recent ones we can identify there. This means that the lichenometric ages determine a temporary end of the debris flow activity at these places.

One of these sites is located in the Upper Grastal close to the historic glacier extents of the Grastalferner glacier (Figure 11A). The four dated deposits are situated on two relatively small talus cones adjacent to the Grastal lake with debris flow related landforms like levées, which are visible in the DTM of 2019. The dating information of the debris flow accumulations indicate a cessation of activity around 1930. Why the activity stopped at this point is not completely clear yet. One possibility could be that the hydrological regimes of the channel systems of the debris flow catchments changed over time as the Grastalferner retreated since the 1930s.

Another example for a similar phenomenon can be seen in the lower part of the Zwieselbachtal. Here, the five northernmost locations show lichenometric dates ranging from 1905 to 1941 (see Figure 11B). Similar to the beforementioned example, these now dated debris flow depositions are located on pretty much inactive debris flow cones. Thus, the lichenometric results show that we can date the last debris flow activity here to the first decades of the twentieth century. Possibly, the increasingly dense shrub vegetation in these relatively low altitudes prevent new debris flow events or the hydrological regimes or channel systems in the catchments changed over time like for the Grastal location.



**Figure 11.** Lichenometric dates at locations where debris flow activity stopped. A: location in the Upper Grastal. B: location in the Lower Zwieselbachtal.



## 6. Conclusion

The aim of this study was to extend the existing record of extreme debris flow events in the Horlachtal back to about 1850. Because other dating methods are not applicable in the study area, we used lichenometry to date *Rhizocarpon* lichens on old debris flow accumulations. Due to the interval-censored ages of the reference locations, we chose a unique bootstrapping approach to calculate calibration curves. The used statistical method worked well for our data set. With the help of LOO cross validation in combination with 95% prediction intervals, we could show that the resulting model provides dates with an accuracy of about  $\pm 17$  years and gives us the possibility to identify at least age clusters of debris flow deposits prior to 1947.

Using lichenometry, we are now able to get insights into the debris flow activity in Horlachtal prior to the first historical remote sensing data sets of that region. In combination with existing records of extreme events from 1947 to 2022, we can conclude the following main points:

- (1) There is no evidence for a change in the frequency of extreme debris flow events in the Grastal and Zwieselbachtal since the end of the LIA.
- (2) There are huge spatial differences in the detected extreme events. This implies that the heavy rainfall events that initiate debris flows can occur on a very local scale. Thus in order to investigate debris flow frequencies and triggering mechanisms in more detail, spatially and temporally high resolved precipitation data are required.
- (3) Lichenometry provides temporal information on the temporary cessation of debris flow activity at different locations in Grastal and Zwieselbachtal. However, it is still not completely clear as to why the activity stopped at these sites.

## Acknowledgements

This study is part of the SEHAG research group (Sensitivity of High Alpine Geosystems to climate change since 1850). We would like to thank the Federal Office of Meteorology and Surveying (BEV) as well as the Province of Tyrol (Land Tirol) for providing the historical aerial images. Furthermore, we would like to thank the Bezirkshauptmannschaft Imst and especially Mag. Eva Loidhold and Mag. Gudrun Hofmann, the municipality of Umhausen with Mayor Mag. Jakob Wolf as well as Mag. Johannes Kostenzer, Dr. Werner Schwarz, Mag. Kathrin Herzer and all residents of Niederthai and Umhausen for supporting the research in Horlachtal. In addition, we want to thank Anja Sauer and Christian Sender who supported us with the fieldwork. Special thanks to the reviewers Maciej Dąbski and Danny McCarroll as well as the Associate Editor Tom Bradwell for their help to improve our article.

## Disclosure statement

No potential conflict of interest was reported by the author(s).

## Funding

This research has been funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, German Research Foundation) – project number 394200609 and by the Austrian Science Fund.

## Notes on contributors

**Jakob Rom** is Research Associate at the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt with research interests in geomorphologic process dynamics, gravitational mass movements and alpine natural hazards.

**Florian Haas** is Research Associate at the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt and has a research focus on alpine process dynamics in the field of geomorphology, soil erosion and natural hazards.

**Tobias Heckmann** is Research Associate at the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt with focus on geomorphology in the Alps, hydrological processes as well as statistical analyses.

**Fabian Dremel** is Research Associate at the Paris Lodron University of Salzburg. He is researching on landscape evolution modelling, geomorphologic processes and their geological background.

*Fabian Fleischer* is Research Associate at the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt. His research interests are in geomorphologic alpine processes, permafrost landforms and natural hazards.

*Moritz Altmann* is Research Associate at the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt and has a research focus on fluvial dynamics in high alpine environments, soil erosion and natural hazards.

*Manuel Stark* is Research Associate at the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt. He is specialist in the acquisition, processing and evaluation of remote sensing data, especially for alpine environments.

*Michael Becht* is Professor for Physical Geography at the University of Eichstätt-Ingolstadt. His focus lies on climate impact research on high alpine geomorphologic systems, slope processes and mass movements, catchment hydrology and natural hazards.

## ORCID

*Jakob Rom*  <http://orcid.org/0000-0002-0305-0375>

*Tobias Heckmann*  <http://orcid.org/0000-0002-1495-4214>

## References

- Armstrong R. 2002. The effect of rock surface aspect on growth, size structure and competition in the lichen *Rhizocarpon geographicum*. *Environ Exp Bot*. 48:187–194. doi:10.1016/S0098-8472(02)00040-0.
- Armstrong RA. 2011. The biology of the crustose lichen *Rhizocarpon geographicum*. *Symbiosis*. 55:53–67. doi:10.1007/s13199-011-0147-x.
- Armstrong RA. 2015. Lichen growth and lichenometry. In: Upreti DK, Divakar PK, Shukla V, Bajpai R, editors. Recent advances in lichenology. New Delhi: Springer India; p. 213–227.
- Armstrong RA. 2016. Lichenometric dating (lichenometry) and the biology of the lichen genus *rhizocarpon*: challenges and future directions. *Geogr Ann A: Phys Geogr*. 98:183–206. doi:10.1111/geoa.12130.
- Becht M. 1995. Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten: Mit 40 Tabellen [Zugl.: München, Univ., Habil.-Schr]. München: Geobuch-Verl. 187 p. (Münchener Universitätschriften / Fakultät für Geowissenschaften; vol. 47). ISBN: 3-925308-69-5 . ger. <http://edoc.ku-eichstaett.de/9396/>.
- Benedict JB. 1988. Techniques in Lichenometry: identifying the yellow *Rhizocarpon*s. *Arct Alp Res*. 20:285–291. doi:10.2307/1551260.
- Benedict JB. 1990. Lichen mortality due to late-lying snow: results of a transplant study. *Arct Alp Res*. 22:81. doi:10.2307/1551722.
- Bennett GL, Molnar P, Eisenbeiss H, McArdeall BW. 2012. Erosional power in the Swiss Alps: characterization of slope failure in the Illgraben. *Earth Surf Process Landf*. 37:1627–1640. doi:10.1002/esp.3263.
- Bernhardt H, Reiss D, Hiesinger H, Hauber E, Johnsson A. 2017. Debris flow recurrence periods and multi-temporal observations of colluvial fan evolution in central Spitsbergen (Svalbard). *Geomorphology*. 296:132–141. doi:10.1016/j.geomorph.2017.08.049.
- Berti M, Bernard M, Gregoretto C, Simoni A. 2020. Physical interpretation of rainfall thresholds for runoff-generated debris flows. *J Geophys Res Earth Surf*. 125. doi:10.1029/2019JF005513.
- Beschel RE. 1950. Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. *Zeitschrift Gletscherkunde Glazialgeologie*. 1:152–161.
- Beschel RE. 1957. Lichenometrie im Gletschervorfeld. *Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -Tiere*. 22:164–185.
- Beschel RE. 1973. Lichens as a measure of the age of recent moraines. *Arct Alp Res*. 5:303–309. doi:10.1080/00040851.1973.12003739.
- Bollschweiler M, Stoffel M. 2010. Changes and trends in debris-flow frequency since AD 1850: results from the Swiss Alps. *The Holocene*. 20:907–916. doi:10.1177/0959683610365942.
- Bollschweiler M, Stoffel M, Schneuwly DM. 2008. Dynamics in debris-flow activity on a forested cone — a case study using different dendroecological approaches. *CATENA*. 72:67–78. doi:10.1016/j.catena.2007.04.004.
- Bradwell T. 2009. Lichenometric dating: a commentary, in the light of some recent statistical studies. *Geogr Ann A: Phys Geogr*. 91:61–69. doi:10.1111/j.1468-0459.2009.00354.x.
- Bull WB. 2009. Lichenometry dating of coseismic changes to a New Zealand landslide complex. *Ann Geophys*. 46. doi:10.4401/ag-3451.
- Bull WB. 2018. Accurate surface exposure dating with lichens. *Quat Res*. 90:1–9. doi:10.1017/qua.2018.7.
- Caseldine C. 1991. Lichenometric dating, lichen population studies and holocene glacial history in Tröllaskagi, Northern Iceland. In: Maizels JK, Caseldine C, editors. Environmental change in Iceland: past and present. Vol. 7. Dordrecht: Springer; p. 219–233 (Glaciology and Quaternary Geology; vol. 7).

- Clayden SR, Pentecost A, Dawson RJM. 2004. Growth of the lichen *Rhizocarpon lecanorinum*, with comments on Aplin-Hill and lichenometric curves. *Symbiosis*. 37:379–393.
- Dąbski M. 2007. Testing the size-frequency-based lichenometric dating curve on Fláajökull moraines (SE Iceland) and quantifying lichen population dynamics with respect to stone surface aspect. *Jökull*. 57:21–35.
- De Haas T, Densmore AL, Stoffel M, Suwa H, Imaizumi F, Ballesteros-Cánovas JA, Wasklewicz T. 2018. Avulsions and the spatio-temporal evolution of debris-flow fans. *Earth Sci Rev*. 177:53–75. doi:10.1016/j.earscirev.2017.11.007.
- Dietrich A, Krautblatter M. 2017. Evidence for enhanced debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps since the 1980s (Plansee, Austria). *Geomorphology*. 287:144–158. doi:10.1016/j.geomorph.2016.01.013.
- Dowling CA, Santi PM. 2014. Debris flows and their toll on human life: a global analysis of debris-flow fatalities from 1950 to 2011. *Nat Hazards*. 71:203–227. doi:10.1007/s11069-013-0907-4.
- Fischer A, Seiser B, Stocker Waldhuber M, Mitterer C, Abermann J. 2015. Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. *The Cryosphere*. 9:753–766. doi:10.5194/tc-9-753-2015.
- Geitner C. 1999. Sedimentologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an fluvialen Sedimenten in den Hochlagen des Hohe Tauern (Stubai Alpen/Tirol). München: Geobuch-Verlag (Münchener Geographische Abhandlungen).
- Graber A, Santi P. 2022. Inferring rockfall frequency-magnitude relationships and talus accumulation times from lichenometric study of talus deposits, Glenwood Canyon, CO, USA. *Geomorphology*. 108253. doi:10.1016/j.geomorph.2022.108253.
- Heckmann T, Haas F, Morche D, Schmidt K, Rohn J, Moser M, Leopold M, Kuhn M, Briese C, Pfeifer N, et al. 2012. Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. *IAHS Publ*. 356:438–447.
- Heiser M, Schlögl M, Spangl B, Fuchs S, Rickenmann D, Zimmermann M, Scheidl C. 2023. Repose time patterns of debris-flow events in alpine catchments. *Earth Surf Process Landf*. doi:10.1002/esp.5533.
- Helsen MM, Koop PJM, van Steijn H. 2002. Magnitude-frequency relationship for debris flows on the fan of the Chalance torrent, Valgaudemar (French Alps). *Earth Surf Process Landf*. 27:1299–1307. doi:10.1002/esp.412.
- Heuberger H. 1967. Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen Zwischen Sellrain- und Ötztal. *Geogr J*. 133:522. doi:10.2307/1794493.
- Hilger L. 2017. Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: A sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps [PhD thesis]. Eichstätt-Ingolstadt: Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt. urn://nbn:de:bvb:824-opus4-3814.
- Innes JL. 1983. Lichenometric dating of debris-flow deposits in the Scottish Highlands. *Earth Surf Process Landf*. 8:579–588. doi:10.1002/esp.3290080609.
- Innes JL. 1985. Lichenometric dating of debris-flow deposits on alpine colluvial fans in Southwest Norway. *Earth Surf Process Landf*. 10:519–524. doi:10.1002/esp.3290100510.
- Jochimsen M. 1966. Ist die Größe des Flechtenthallus wirklich ein brauchbarer Maßstab zur Datierung von glazial-morphologischen Relikten. *Geogr Ann A: Phys Geogr*. 48:157–164.
- Jomelli V, Brunstein D, Grancher D, Pech P. 2007. Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Clim Change*. 85:119–137. doi:10.1007/s10584-006-9209-0.
- Jonasson C, Kot M, Kotarba A. 1991. Lichenometrical studies and dating of debris flow deposits in the high Tatra Mountains, Poland. *Geogr Ann A: Phys Geogr*. 73:141–146. doi:10.1080/04353676.1991.11880339.
- Kapusta J, Stankoviansky M, Boltziar M. 2010. Changes in activity and geomorphic effectiveness of debris flows in the High Tatra Mts within the last six decades (on the example of the Velická Dolina and Dolina Zeleného Plesa valleys). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*. 44:5–34.
- Karlén W. 1973. Holocene glacier and climatic variations, Kebnekaise Mountains, Swedish Lapland. *Geogr Ann A: Phys Geogr*. 55:29–63. doi:10.1080/04353676.1973.11879879.
- Kędzia S. 2015. Lichenometric curves for the Polish part of the Karkonosze and Tatra Mountains established with a new method. *Zeitschrift Geomorphologie*. 59:103–118. doi:10.1127/0372-8854/2014/0141.
- Kiefer C, Oswald P, Moernaut J, Fabbri SC, Mayr C, Strasser M, Krautblatter M. 2021. A 4000-year debris flow record based on amphibious investigations of fan delta activity in Plansee (Austria, Eastern Alps). *Earth Surf Dynam*. 9:1481–1503. doi:10.5194/esurf-9-1481-2021.
- Lopez Saez J, Corona C, Stoffel M, Gotteland A, Berger F, Liébault F. 2011. Debris-flow activity in abandoned channels of the Manival torrent reconstructed with LiDAR and tree-ring data. *Nat Hazards Earth Syst Sci*. 11:1247–1257. doi:10.5194/nhess-11-1247-2011.
- Loso MG, Doak DF. 2006. The biology behind lichenometric dating curves. *Oecologia*. 147:223–229. Epub 2005 Oct 20. doi:10.1007/s00442-005-0265-3.
- McCarthy DP. 2021. A simple test of lichenometric dating using bidecadal growth of *rhizocarpon geographicum* agg. and structure-from-motion photogrammetry. *Geomorphology*. 385:107736. doi:10.1016/j.geomorph.2021.107736.

- Orombelli G, Porter SC. 1983. Lichen growth curves for the Southern Flank of the Mont Blanc Massif, Western Italian Alps. *Arct Alp Res.* 15:193–200.
- Osborn G, McCarthy D, LaBrie A, Burke R. 2015. Lichenometric dating: science or pseudo-science? *Quat Res.* 83:1–12. doi:10.1016/j.yqres.2014.09.006.
- Papathoma-Köhle M, Keiler M, Totschnig R, Glade T. 2012. Improvement of vulnerability curves using data from extreme events: debris flow event in South Tyrol. *Nat Hazards.* 64:2083–2105. doi:10.1007/s11069-012-0105-9.
- Pech P, Jomelli V, Baumgart-Kotarba M, Bravard JP, Chardon M, Jacob N, Kedzia S, Kotarba A, Raczkowska Z, Tsao C. 2003. A lichenometric growth curve in the French Alps: Ailefroide and Veneon valleys; Massif des Ecrins. *Geodinamica Acta.* 16:187–193. doi:10.1016/j.geoact.2003.07.001.
- Pelfini M, Santilli M. 2008. Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology.* 101:721–730. doi:10.1016/j.geomorph.2008.04.002.
- Proctor MCF. 1983. Sizes and growth-rates of thalli of the lichen *Rhizocarpon geographicum* on the moraines of the Glacier de Valsorey, Valais, Switzerland. *The Lichenologist.* 15:249–261. <https://www.cambridge.org/core/journals/lichenologist/article/sizes-and-growth-rates-of-thalli-of-the-lichen-rhizocarpon-geographicum-on-the-moraines-of-the-glacier-de-valsorey-valais-switzerland/ee72ae0afa94e56b3ccec6e869aa5a0>.
- Rapp A, Nyberg R. 1981. Alpine debris flows in northern scandinavia. *Geogr Ann A: Phys Geogr.* 63:183–196. doi:10.1080/04353676.1981.11880033.
- Rieger D. 1999. Bewertung der naturräumlichen Rahmenbedingungen für die Entstehung von Hangmuren: Möglichkeiten zur Modellierung des Murpotentials; mit 21 Tabellen [Zugl.: München, Univ., Diss., 1998]. München: Geobuch-Verl. 149 p. (Münchener Universitätschriften / Fakultät für Geowissenschaften; vol. 51). ISBN: 3925308733 . ger.
- Rodbell DT. 1992. Lichenometric and radiocarbon dating of holocene glaciation, Cordillera Blanca, Perú. *The Holocene.* 2:19–29. doi:10.1177/095968369200200103.
- Rom J, Haas F, Heckmann T, Altmann M, Fleischer F, Ressler C, Betz-Nutz S, Becht M. 2023. Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria based on orthophotos and LiDAR data since 1947. *Nat Hazards Earth Syst Sci.* 23:601–622. doi:10.5194/nhess-23-601-2023.
- Rosenwinkel S, Korup O, Landgraf A, Dzhumabaeva A. 2015. Limits to lichenometry. *Quat Sci Rev.* 129:229–238. doi:10.1016/j.quascirev.2015.10.031.
- Sass O. 2010. Spatial and temporal patterns of talus activity – a lichenometric approach in the stubaier Alps, Austria. *Geogr Ann A: Phys Geogr.* 92:375–391. doi:10.1111/j.1468-0459.2010.00402.x.
- Šilhán K, Pánek T, Hradecký J, Stoffel M. 2015. Tree-age control on reconstructed debris-flow frequencies: examples from a regional dendrogeomorphic reconstruction in the Crimean Mountains. *Earth Surf Process Landf.* 40:243–251. doi:10.1002/esp.3623.
- Solomina O, Jomelli V, Kaser G, Ames A, Berger B, Pouyaud B. 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: “Little Ice Age” moraine chronology. *Glob Planet Change.* 59:225–235. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.016.
- Stoffel M, Mendlik T, Schneuwly-Bollschweiler M, Gobiet A. 2014. Possible impacts of climate change on debris-flow activity in the Swiss Alps. *Clim Change.* 122:141–155. doi:10.1007/s10584-013-0993-z.
- Underwood SJ, Schultz MD, Berti M, Gregoretti C, Simoni A, Mote TL, Saylor AM. 2016. Atmospheric circulation patterns, cloud-to-ground lightning, and locally intense convective rainfall associated with debris flow initiation in the Dolomite Alps of northeastern Italy. *Nat Hazards Earth Syst Sci.* 16:509–528. doi:10.5194/nhess-16-509-2016.
- van Steijn H. 1999. Frequency of hillslope debris flows in the Bachelard valley (French Alps). In: Panizza M, Soldati M, Bertacchini M, van Asch W, Malmusi S, editors. *The Erasmus 96–97 programme in geomorphology: intensive course in the French Alps and student’s mobility*. Modena: Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia; p. 15–24.
- Webb GI, Sammut C, Perlich C, Horváth T, Wrobel S, Korb KB, Noble WS, Leslie C, Lagoudakis MG, Quadrianto N, et al. 2010. Leave-one-out cross-validation. In: Sammut C, Webb GI, editors. *Encyclopedia of machine learning*. Boston, MA: Springer US; p. 600–601. (SpringerLink Bücher).
- Wichmann V. 2006. Modellierung geomorphologischer Prozesse in einem alpinen Einzugsgebiet: Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS [Zugl.: Eichstätt, Katholische Univ., Diss., 2005 u.d.T.: Wichmann, Volker: Entwicklung von prozessorientierten Modellen zur flächenverteilten Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS - dargestellt am Einzugsgebiet des Lahnenwiesgrabens Ammergebirge]. München, Wien: Profil-Verl. 231 p. (Eichstätter Geographische Arbeiten; vol. 15). ISBN: 3-89019-605-5 . ger. <http://edoc.ku-eichstaett.de/10754/>.
- Zimmermann M. 1990. Debris flows 1987 in Switzerland: geomorphological and meteorological aspects. *IAHS. Hydrol Mountainous Reg.* 2:387–393. [https://hydrologie.org/redbooks/a194/iahs\\_194\\_0387.pdf](https://hydrologie.org/redbooks/a194/iahs_194_0387.pdf).

## 4.4 Veröffentlichung III: Analysing the Large-scale Debris Flow Event in July 2022 in Horlachtal, Austria Using Remote Sensing and Measurement Data



Article

### Analysing the Large-scale Debris Flow Event in July 2022 in Horlachtal, Austria Using Remote Sensing and Measurement Data

Jakob Rom <sup>1,\*</sup>, Florian Haas <sup>1</sup>, Florentin Hofmeister <sup>2</sup>, Fabian Fleischer <sup>1</sup>, Moritz Altmann <sup>1</sup>, Madlene Pfeiffer <sup>3</sup>, Tobias Heckmann <sup>1</sup> and Michael Becht <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, 85072 Eichstätt, Germany

<sup>2</sup> Hydrology and River Basin Management, Technical University of Munich, 80333 Munich, Germany

<sup>3</sup> Institute of Geography, University of Bremen, 28359 Bremen, Germany

\* Correspondence: jrom@ku.de

**Abstract:** High-quality in situ measurements are essential for hazard assessment of debris flow events. However, precise data on debris flow triggering thresholds, accumulation volumes and spatial characteristics of large-scale events on catchment scale are scarce due to the rare occurrence of debris flows and the challenges of acquiring accurate data for a larger area. In this study, we present quantitative analyses of a single extreme debris flow event in the Horlachtal, Austria, triggered by local high-intensity short-duration precipitation events on 20 and 23 July 2022. Pre- and post-event airborne LiDAR (light detection and ranging) data with a high spatial resolution reveal that 156 different debris flow processes were initiated during these events, with accumulation volumes of up to approximately 40,000 m<sup>3</sup>. The calculated debris flow deposition volumes also show a power-law relationship with the total amount of rainfall in the respective debris flow catchments. The spatial appearance of the debris flows shows a concentration of processes in a particular area rather than a uniform distribution, suggesting a local nature of the triggering event. This is further supported by the measurements from three meteorological stations and four discharge gauges within the study area. The gridded area-wide INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis) rainfall data further point to a local convective event on 20 July 2022, with a maximum rainfall intensity of 44 mm/h.

**Keywords:** debris flows; precipitation event; Austrian Alps; Horlachtal; LiDAR



**Citation:** Rom, J.; Haas, F.; Hofmeister, F.; Fleischer, F.; Altmann, M.; Pfeiffer, M.; Heckmann, T.; Becht, M. Analysing the Large-scale Debris Flow Event in July 2022 in Horlachtal, Austria Using Remote Sensing and Measurement Data. *Geosciences* **2023**, *13*, 100. <https://doi.org/10.3390/geosciences13040100>

Academic Editors: Saverio Rome, Francesco Mugnai, Mauro Bonasera, Roberta Boni, Ciro Perrone and Jesus Martinez-Frias

Received: 15 February 2023

Revised: 20 March 2023

Accepted: 24 March 2023

Published: 26 March 2023



**Copyright:** © 2023 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

#### 1. Introduction

In the summer of 2022, several thunderstorms with extreme rainfall intensities triggered a series of debris flows within the wider Stubai Alps region of Tyrol, Austria. These caused extensive damage to infrastructure and buildings, and even resulted in one fatality.

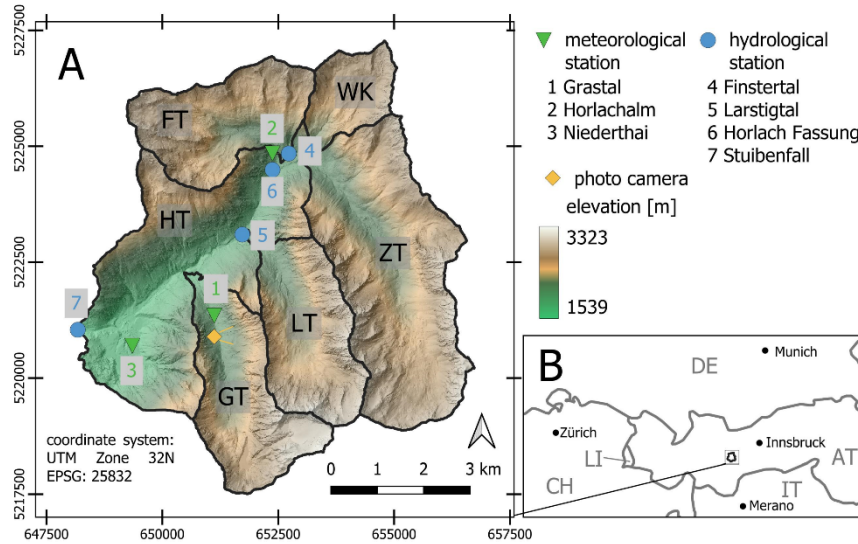
Especially during such heavy precipitation events, debris flows occur as a natural hazard in all mountainous regions around the world [1]. Due to the high-risk potential of debris flows, it is necessary to understand their triggering mechanisms as well as their flow dynamics. Thus, it is of great importance to acquire in situ field data of debris flow systems [2] especially after large-scale events. Because of the rare occurrence of debris flow events, there is a lack of direct observations of the process and its consequences. Permanently installed debris flow monitoring systems have been established in some parts of the Alps, such as Italy [3–5], France [6] and Switzerland [7,8], to gain observational data. In such systems, a wide range of precise instruments provide accurate data on e.g., rainfall conditions, flow dynamics and velocities [2]. However, these installations focus mainly on channelised debris flows at medium-to-low altitudes and provide detailed information only about a single torrent or debris flow system. Therefore, it is difficult to determine the spatial characteristics of a single large-scale debris flow event that triggers multiple debris

flows in the surrounding area. In addition, permanently installed monitoring systems often do not measure the deposition volumes, but use empirical relationships to calculate debris flow magnitudes as, e.g., in Comiti et al. [5]. However, accurate volume data are crucial for the calibration and validation of models [9,10]. Therefore, in recent years, debris flow transported volumes have increasingly been measured in more direct ways using highly-precision methods such as terrestrial laser scanning (TLS) [11,12] and airborne laser scanning (ALS) [13,14], or photogrammetric techniques using uncrewed aerial systems (UAS) [15,16]. In order to analyse the spatial effects and the accumulation volumes of a single debris flow event, pre- and post-event data acquisition is necessary (e.g., [17,18]). However, these data should not be collected at long intervals from the event, but must be carried out closely before and immediately afterwards. Otherwise, anthropogenic influences, as shown by Bull et al. [17], and erosion processes will confound the results. Due to these difficulties, there is a lack of studies analysing a single debris flow event in an alpine region with precise pre- and post-event data on catchment scale. In this study, we analyse the debris flows triggered by a heavy precipitation event in July 2022 in the Horlachtal catchment in the Stubai Alps. Despite the remote location and the high altitude of the valley, infrastructure such as hiking trails and hut supply roads were damaged and had to be rebuilt. For the study area, several high-resolution data sets are available for this event and for this catchment. Area-wide airborne LiDAR (light detection and ranging) topographic information based on our own ALS data acquisition 10 months prior to the event is available and can be compared with another LiDAR data set acquired only days after the debris flow initiations. These data allow us not only to investigate the event on the basis of individual debris flow channels, as in conventional monitoring systems, but also to conduct a unique spatial evaluation of the triggered debris flows, including their magnitude at catchment scale. Additional precipitation data from three different meteorological stations within the study area, as well as area-wide information from the gridded INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis) rainfall data [19], are also available. Together with discharge measurements from four different hydrological gauges, the spatial characteristics of the heavy rainfall events that led to the initiation of multiple debris flows can be further elaborated.

The results of this study are very useful for the calibration and validation of debris flow models [20], and thus for the establishment of spatial predictive models to identify potential future debris flow initiation sites. Such models include susceptibility models, as, e.g., those based on maximum entropy [21,22] or other machine learning methods [23], as well as logistic regression [24,25], to name a few.

## 2. Study Area

The Horlachtal is located within the Stubai Alps in Tyrol, Austria (Figure 1). It is a side valley of the Ötztal and extends from the village of Niederthai (about 1550 m) to elevations above 3300 m. Geologically, the Horlachtal belongs to the polymetamorphic Ötztal Crystalline of the Ötztal–Stubai Complex, with predominant paragneisses and orthogneisses, as well as mica schists [26,27], which strike in an east–west direction and thus are roughly parallel to the main valley [28]. The mean annual temperature at the meteorological station Horlachalm (1910 m) (Figure 1A) between 1991 and 2020 was 3.1 °C, while the mean annual precipitation total during this period was 820 mm [29]. The Horlachtal can be divided into six different sub-catchments. Besides the east–west striking main valley (HT), three parallel north–south oriented tributary valleys (Grastal GT, Larstigtal LT and Zwieselbachtal ZT), as well as the Weites Kar (WK) and the Finstertal (FT) in the northern part of the study area, can be distinguished. The main characteristics of each of these side valleys are listed in Table 1.



**Figure 1.** (A): The Horlachtal with its sub-catchments presented with a hillshade generated based on the 2022 LiDAR data. The locations of the stations mentioned are shown as well. (B): Location of the study area.

**Table 1.** The sub-catchments of the Horlachtal and their main properties.

Sub-Catchment	Area [km <sup>2</sup> ]	Elevation Range [m]	Mean Slope [degree]	Number of Debris Flows between 1947 and 2020 *
HT	15.407	1557–3001	33.8	88
GT	7.386	1702–3340	35.6	172
LT	7.046	1826–3340	36.5	197
ZT	15.06	2042–3241	33.1	304
WK	3.042	2050–3087	29.6	26
FT	6.95	1967–3061	31.5	47
Total	54.891	1557–3340	33.3	834

\* Number of debris flows according to Rom et al. [29].

The debris flows in the whole or parts of the Horlachtal have already been the subject of previous studies [24,28–33]. In the vast majority, the debris flows occur as transport-limited slope-type debris flows, as classified and further explained in Wichmann [34] or Rickenmann and Zimmermann [35], with a hydrological catchment in the bedrock sections. During local heavy precipitation events in the summer [36,37], rainwater accumulates in these catchments and reaches the contact zone between the bedrock section and the adjacent talus slopes with high velocities [24]. If a certain rainfall intensity is exceeded, debris flows are initiated by the so-called “fire-hose effect” (see, e.g., [38]). Based on observations of large-scale debris flow events in the 1990s, this initiation threshold was set to about 20 mm per 30 min by Becht [28] and Becht and Rieger [32]. This comparatively low triggering intensity was attributed to the relatively low annual precipitation totals in the study area [31].

The geomorphologic features of an alpine catchment influence the spatial differences in debris flow susceptibility [39,40]. The landforms in Horlachtal were largely influenced by far advancing glaciers in the Pleistocene [41]. Today, however, the glaciers in the study area only cover about 1.5% of the total area. Especially along the sub-catchments GT, LT

and ZT, large talus cones have formed, covered with rockfall debris, which are often cut by debris flow channels up to 10 m deep. These landforms testify to a high morphodynamic on the slopes, especially in GT, LT and ZT. As shown in Rom et al. [29], most debris flow activity of the past decades is concentrated in these sub-catchments, with the majority of debris flows occurring on the west-facing slopes. This difference may be explained by the now deglaciated cirques that have formed on the east-facing slopes, preventing the accumulation of high peak discharges during heavy precipitation events [28,29].

3. Materials and Methods

In order to analyse the debris flow event in the Horlachtal catchment in July 2022, we used different data sets and methods. Figure 2 shows a technical roadmap of how the data sets are connected and interlinked. In this section, we will explain the pre-processing and evaluation steps of each of these data.

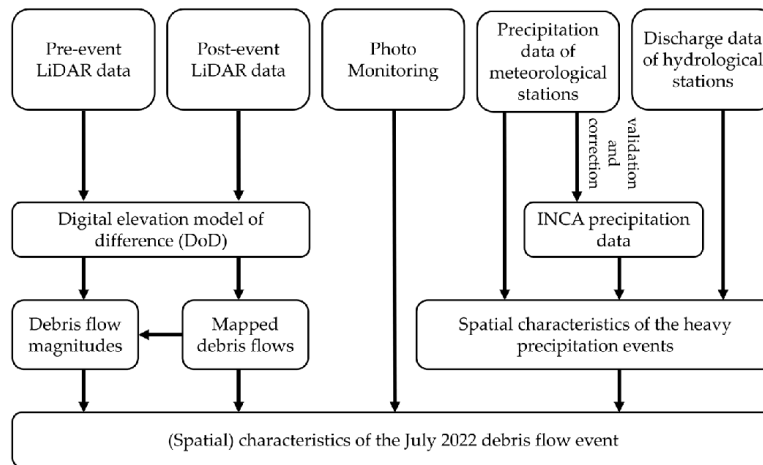


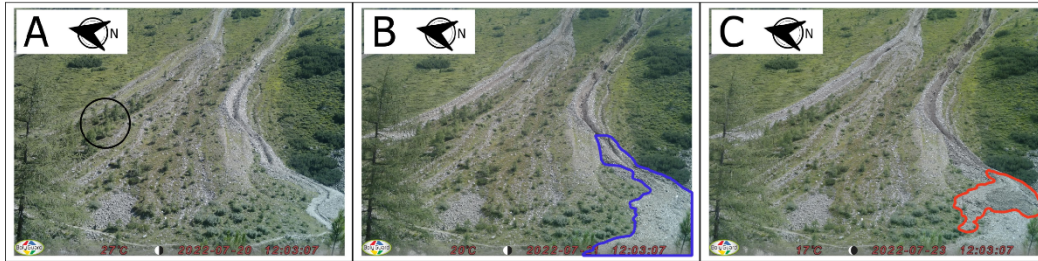
Figure 2. Technical roadmap of the study.

3.1. Photo Monitoring

To gain daily insights into the recent dynamics in the study area, we installed a Bolymedia MG983G-30M photo camera in GT in the summer of 2019 (see Figure 1A), overlooking one of the most active debris flow channels. This camera took a photo every day, which was sent to an online server in real time. Unlike in other debris flow monitoring systems with permanently installed field instruments [3,5,37,42], our camera could not switch to a high-frequency “event mode” [2], but was installed as a low-cost possibility to get daily impressions of the study area.

The July 2022 images showed newly accumulated debris flow material on two separate occasions (Figure 3). According to the images, a large debris flow event occurred between the photo acquisitions of 20 and 21 July (new debris flow deposition area outlined in blue), as well as a second, smaller debris flow event occurring between 22 and 23 July (debris flow deposition area outlined in red).



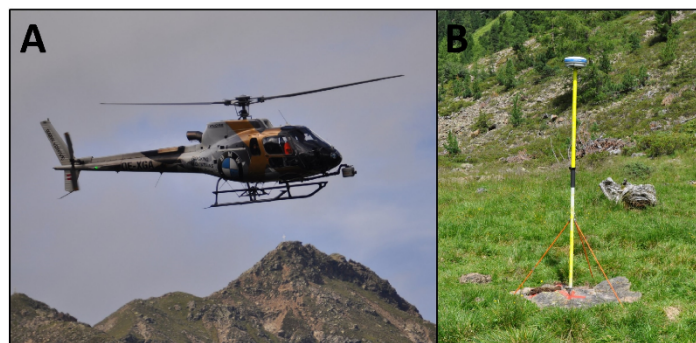


**Figure 3.** Photos taken by the camera in GT. (A): Pre-event photo from 20 July 2022. For scale: the encircled trees reach up to 10 m in height. (B): Photo after first event, dated 21 July 2022. (C): Photo after second event, taken on 23 July 2022.

### 3.2. Topographical Data

#### 3.2.1. Data Acquisition

Two airborne LiDAR datasets were used to analyse the topographic changes caused by the debris flow event. The pre-event LiDAR data were acquired for the entire study area on 22 September 2021 by the Chair of Physical Geography of the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt using a Riegl VUX 1LR sensor integrated in a Riegl VP-1 HeliCopter-Pod ([www.riegl.com](http://www.riegl.com); accessed on 13 February 2023), which was installed on an Airbus Helicopters H125 Ecureuil (Figure 4A). Due to the small and agile helicopter type, which is perfectly adapted to mountainous terrain, we were always able to maintain a constant height of about 100–150 m above ground. In addition to the airborne data acquisition, two different dGNSS ground stations were set up within the study area to record raw dGNSS data with a temporal resolution of 1 Hz (Figure 4B). These data were used in the post-processing steps in combination with an Inertial Measurement Unit (IMU) inside the VP-1 to reconstruct the flight trajectory accurately. The adjustment of the individual flight strips was done following Glira et al. [43] and Glira et al. [44] using the pointcloud processing software OPALS [45]. Subsequently, the GIS-software SAGA [46] with its extension LIS Pro 3D (Laserdata; [47]) was used to remove individual erroneous points and to classify the ground points, as described in Rom et al. [48]. The last step allowed us to generate a pre-event Digital Terrain Model (DTM) of the study area with a spatial resolution of  $1 \times 1$  m.



**Figure 4.** LiDAR data acquisition in Horlachtal. (A): VP1-HeliCopterPod mounted on an Airbus Helicopters H125 Ecureuil. (B): One of two dGNSS base stations on the ground.

The post-event LiDAR data acquisition was carried out on 3 August 2022 as a “special event-based data acquisition” and thus only two weeks after the main debris flow event

on 20 July 2022 in Horlachtal. Again, the entire study area was covered using the same acquisition setup as for the pre-event data (Table 2). All post-processing steps were carried out in the same way as described above. Finally, we were able to produce a high-resolution LiDAR-generated DTM before and after the debris flow event, covering all parts of the study area. Due to regular field surveys in between the two LiDAR data acquisitions and a monitoring system with a photo camera (see Section 3.1), we know that there was no major debris flow event in the Horlachtal between September 2021 and 20 July 2022.

**Table 2.** Setup parameters for the pre-event (2021) and post-event (2022) LiDAR data acquisitions.

Acquisition Date	Type	Platform	Scanner Model	Mean Point Density [pts/m <sup>2</sup> ]	Pulse Repetition Rate [kHz]
22 September 2021	ALS	Airbus Helicopters H125 Ecureuil	Riegl VUX 1LR	16.1	200
3 August 2022	ALS	Airbus Helicopters H125 Ecureuil	Riegl VUX 1LR	24.4	200

### 3.2.2. DTM of Difference and Debris Flow Volumes

By subtracting the DTM 2021 from that of 2022, we calculated the DTM of Difference (DoD), which shows the topographic changes between the two data acquisitions. As typical debris flow process landforms such as transport channels, levées or accumulation zones become visible in the DoD, we were able to map the debris flow process areas of the July 2022 event. In order to improve the spatial quality of the DoD, we performed co-registration steps before calculating the volumes of the debris flow accumulations. Due to the large amount of data, and therefore to reduce processing time, we defined 23 smaller areas surrounding the debris flow process areas (see Figure A1 in Appendix A). For each of these subsets, the two LiDAR-derived datasets could be registered at a local scale. First, we mapped stable areas with similar topographic characteristics (slope, aspect) as the process areas, in which no geomorphological changes between the two data acquisitions were to be expected. Here, Iterative Closest Point (ICP) algorithms integrated in LIS Pro 3D [49] were used for pointcloud-based co-registration. In addition, the raster-based approach of Nuth and Kääb [50], implemented in the Python package pybob, was used as a second co-registration method.

After co-registration, all debris flow process areas could be mapped in great detail based on the DoD. For each accumulation area, the DoD cell values were summed to calculate the deposited volume of the corresponding debris flows.

### 3.2.3. Error Assessment of the Debris Flow Volumes

To get a first idea of the errors contained in the DoD, the values in the mapped stable areas of each of the 23 different subset areas could be evaluated. Table A1 (in Appendix A) provides statistical measures of the quality of the calculated model, including precision (standard deviation) and accuracy (root mean square error – RMSE). For each DoD-derived accumulation volume, the error assessment was calculated according to Anderson [51]. This approach combines the uncorrelated random error, the spatially correlated random error as well as the systematic error.

### 3.3. Meteorological Data

Precipitation data were available from three different meteorological stations within the study area (Table 3; every coordinate information throughout this paper refers to UTM zone 32N – EPSG 25832). All of them recorded without issues during the intense rainfall events in July 2022. The Grastal station is operated and maintained by the SEHAG research group. The data from the meteorological stations Horlachalm and Niederthai were provided by the Tyrolean Hydropower Company (TIWAG). As the three stations are distributed within the study area (Figure 1A), we can evaluate possible spatial differences in rainfall intensities during the heavy precipitation events.

**Table 3.** Site parameters of the meteorological stations used within this study.

Station Name	Operator	Easting [m]	Northing [m]	Altitude [m]	Temporal Resolution [min]
Grastal	SEHAG	651,120	5,221,345	2000	10
Horlachalm	TIWAG	652,550	5,224,656	1968	15
Niederthai	TIWAG	649,354	5,220,696	1615	15

To understand the spatial differences in precipitation during the debris flow event better, we used INCA data provided by the Austrian Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG). This multivariable and nowcasting system uses measurements from meteorological stations as well as radar and satellite data in combination with topographic information to provide area-wide datasets for multiple parameters (including precipitation), and has been specifically developed for mountainous terrain [19]. The gridded INCA data are available with a temporal resolution of 1 h and a spatial resolution of  $1 \times 1$  km.

As INCA precipitation data are likely to overestimate peak rainfall values for extreme events [52], we used the recorded data from the meteorological stations in the study area to validate and correct the absolute values of the gridded INCA data. This was done by establishing a relationship through linear regression between the INCA cell values and the recorded precipitation values of the stations.

3.4. Hydrological Data

In addition to the meteorological stations, four different hydrological gauges provided discharge information for the July 2022 events (Figure 1A). The Finstertal and Larstigtal gauges are maintained by the SEHAG research group, while the gauges Horlach Fassung and Niederthai are operated by the TIWAG (Table 4). In contrast to the meteorological stations, the measurements of the hydrological gauges do not only refer to the exact location of the instrument, but also represent the entire hydrological catchment area of the installation. Thus, depending on their location, the gauges record the discharge of one or multiple sub-catchments (Table 4). However, most of the water at the Horlach Fassung gauge is diverted to the Finstertal reservoir in a neighbouring valley. These diversions in turn affect the measurements at the Stuibenfall gauge further down the valley.

**Table 4.** Site parameters of the hydrological gauges used within this study.

Station Name	Operator	Easting [m]	Northing [m]	Altitude [m]	Temporal Resolution [min]	Sub-Catchments Captured
Finstertal	SEHAG	652,558	5,224,720	1975	15	FT
Larstigtal	SEHAG	651,725	5,223,097	1828	15	LT
Horlach Fassung	TIWAG	652,550	5,224,656	1968	15	FT, WK, ZT
Stuibenfall	TIWAG	648,176	5,221,042	1533	15	all *

\* Influenced by the amount of water diverted at Horlach Fassung.

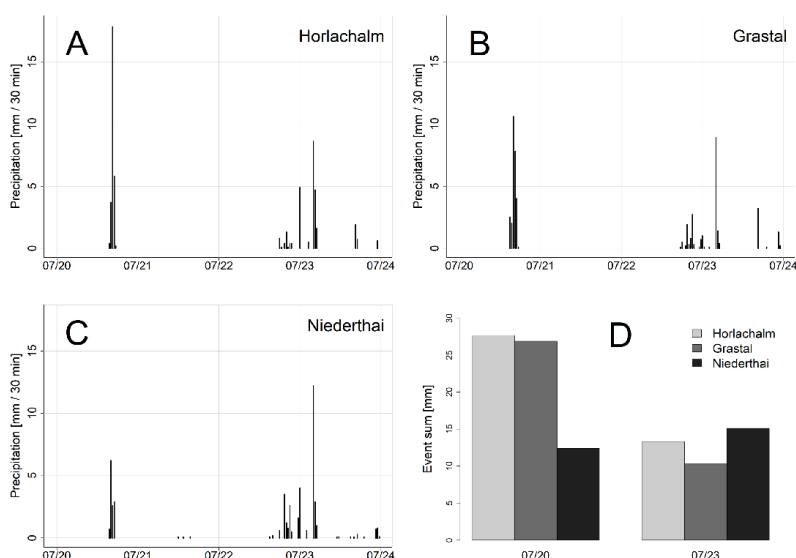
The hydrological stations operated by SEHAG (Finstertal and Larstigtal) consist of Ott CTP probes that record water levels with a resolution of 15 min. Water level is converted to discharge using a site-specific rating curve (i.e., second-degree polynomial function), which describes the non-linear stage–discharge relationship. Regular discharge measurements were carried out using the salt dilution method during the period 2019–2022. At Finstertal gauge, we used an automated salt injection system developed by Fathom Scientific (<https://www.fathomscientific.com/>; accessed on 13 February 2023) to collect event-based discharge measurements. The collection of infrequent discharge events allowed us to reduce the uncertainty in the extrapolation range of the rating curves. The highest discharge measured was  $3.04 \text{ m}^3/\text{s}$  at Larstigtal (water level 0.46 m) and  $1.94 \text{ m}^3/\text{s}$  at Finstertal (water level 0.41 m). The stream gauge at Larstigtal was destroyed by high debris load of the river

during the debris flow event on 20 July 2022 and had to be rebuilt after the event at another site further upstream.

#### 4. Results

##### 4.1. Meteorological Analyses

Precipitation data were recorded at three different meteorological stations in the study area (Horlachalm, Grastal, Niederthai). In Figure 5, the recordings are shown aggregated to 30 min sums. All stations recorded heavy rainfall at the time of the main debris flow event in the afternoon of 20 July 2022. Here the data show a short precipitation event lasting about 2 h, from 4 p.m. to 6 p.m. Expressed as a convective thunderstorm, this event appeared very sudden, as no antecedent rainfall could be registered in the hours (and even days) before and after. The last minor precipitation prior to the event was recorded on 7 July and therefore 13 days earlier. Another aspect that becomes apparent in Figure 5 is that the extreme rainfall event of 20 July shows spatial differences in the amount and intensity of precipitation data between the stations. The highest peak of the 30 min sum was recorded at the Horlachalm station (17.8 mm), but the total sum of the event was about the same compared with the Grastal station (27 mm). The Niederthai station, however, recorded significantly less precipitation for this event. With a total of 12.4 mm, it had only half the precipitation compared with the other two stations.



**Figure 5.** Precipitation intensities recorded by the meteorological stations Horlachalm (A), Grastal (B) and Niederthai (C). The barplots on the bottom right (D) display the total precipitation sums of the two events on 20 July (4 p.m. to 6 p.m.) and on 23 July (4 a.m. to 5 a.m.).

During the evening and night of 22 July, some smaller amounts of rainfall were recorded at the stations, but the second precipitation event that triggered some small debris flows occurred on Saturday, 23 July 2022. This was again a short but heavy rainfall event lasting from about 4 a.m. to 5 a.m. The Horlachalm and Grastal stations showed similar patterns, with a peak of about 8.5 mm/30 min and a total event sum of 10 to 13 mm. This time, the Niederthai station recorded the highest peak for 30 min (12.2 mm) and the total sum was the highest of all stations (15.1 mm).

Overall, a larger amount of rainfall could be detected for the event on 20 July over the whole study area. However, this picture was not uniform for the whole Horlachtal, as is shown by the Niederthai station.

The results from the meteorological stations already suggest some spatial differences of the precipitation events. In addition, the INCA data can provide an even higher spatial resolution picture of the extreme events. Figure 6 shows the INCA data of the main precipitation event on 20 July, together with the corresponding meteorological station measurements. These data show that the convective cell responsible for initiating the debris flows suddenly appeared at a local scale at 4 p.m., before disappearing again. Although this behaviour is also shown by the station measurements, the amount of precipitation differs between the two datasets.

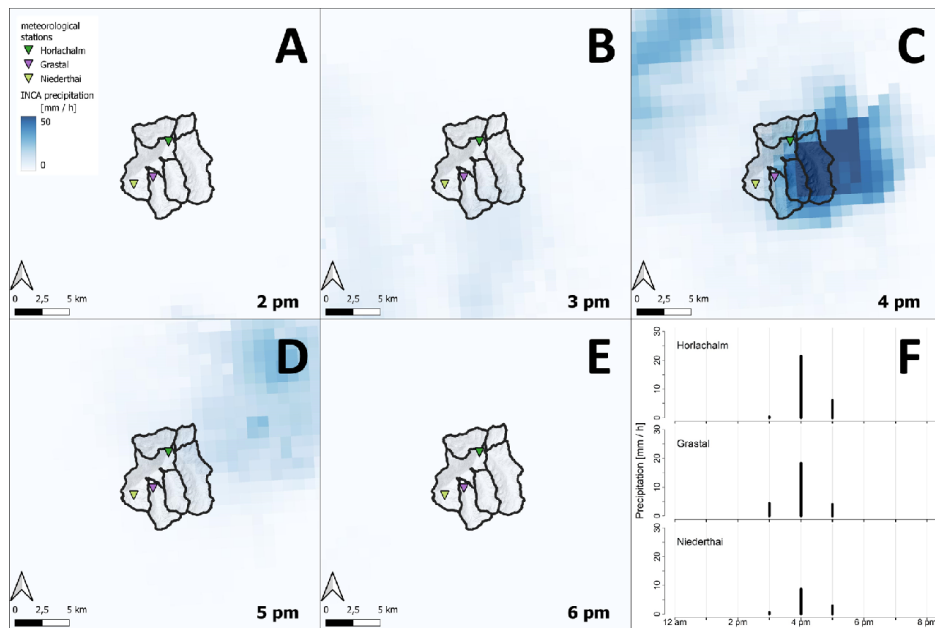
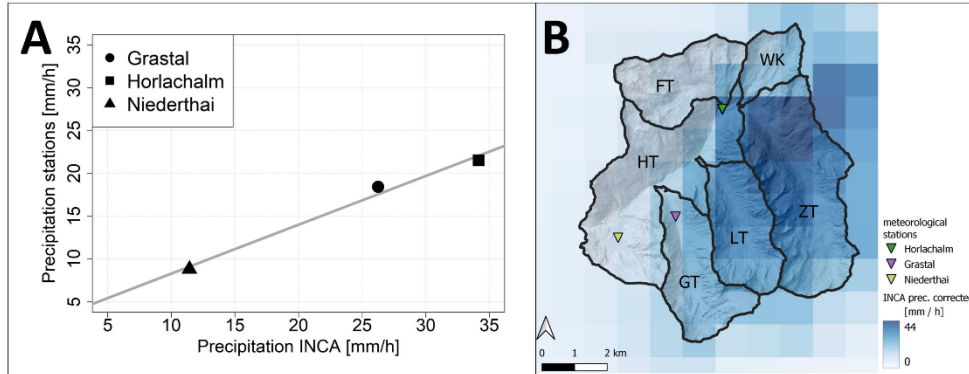


Figure 6. (A–E): The precipitation event on 20 July 2022 as detected by the INCA system. For comparison, the graphs in (F) represent the measurements of the meteorological stations in Horlachtal.

Although the number of meteorological stations in the study area is very limited for a linear regression and therefore prone to uncertainties, we detected a linear relationship between the INCA values and the rainfall measurements at the three stations, with the aforementioned and expected slight overestimation of the amount of rainfall by the INCA data [52]. Figure 7A shows the recorded precipitation of the three stations during the rainfall event on 20 July 2022 between 4 p.m. and 5 p.m., compared with the corresponding INCA cell values of the same timeframe. The calculated linear model showed a strong correlation between the two data sources ( $R^2 = 0.97$ ) and was therefore used to correct the INCA cell values during this precipitation event (Figure 7B).

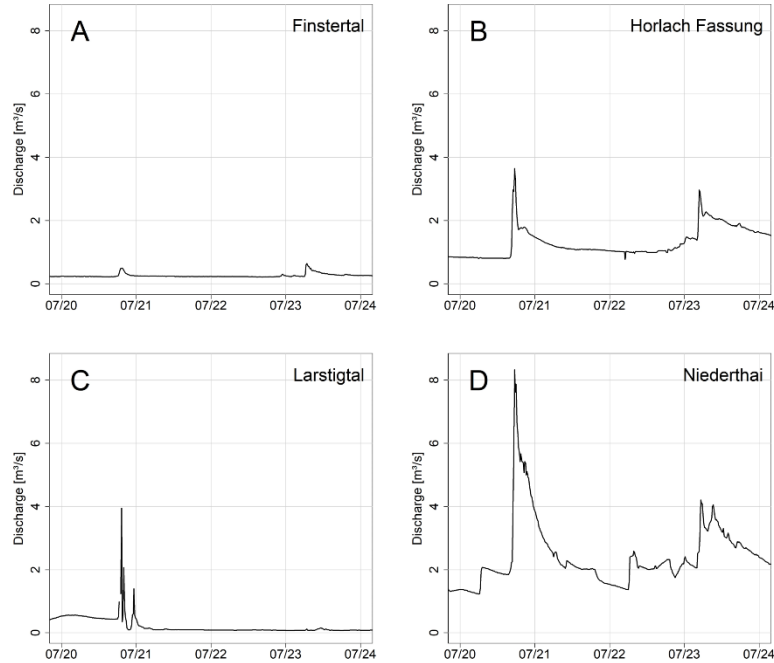


**Figure 7.** (A): Relationship between the precipitation measurements at the meteorological stations and the INCA rainfall data for the event on 20 July 2022, from 4 p.m. to 5 p.m. (B): Gridded INCA data with corrected absolute precipitation values for the same timeframe.

The area-wide precipitation map at the peak of the precipitation event between 4 p.m. and 5 p.m. now shows that the extreme rainfall event had the highest values in the lower ZT (up to 44 mm). Besides ZT, the sub-catchments LT and GT were also largely affected, with precipitation values ranging from 20 mm (west-GT) to 40 mm (east-LT). The intensities in WK showed a high variability, with medium-to-high values (13 mm to 24 mm), while FT and HT were rather less affected. In these valleys, the precipitation values mostly ranged between 8 mm and 20 mm.

#### 4.2. Discharge Measurements

Discharge was measured at four different locations in the study area during the July 2022 rainfall events (Figure 8). However, we cannot be sure that the maximum discharge was measured accurately because of the heavy bedload and the fact that the streams overflowed their beds in some places. In addition, the rating curves were not calibrated for such high water levels. Nevertheless, the two events of 20 and 23 July were recorded at each gauge, with a sudden increase in the discharge values within a very short time (~1 h) and a slower, but still rapid, decrease after the rainfall events. At the Finstertal gauge (Figure 8A); however, the peak discharge values for both events ( $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$  with 0.26 m water level and  $0.64 \text{ m}^3/\text{s}$  with 0.29 m water level) were not exceptionally high compared with the records of the previous three years. Since the establishment of this gauge in June 2019, these values have been exceeded on several occasions, e.g., on 20 June 2021 ( $2.5 \text{ m}^3/\text{s}$  with 0.48 m water level) or on 27 June 2020 ( $1.12 \text{ m}^3/\text{s}$  with 0.35 m water level). Discharge at Horlach Fassung (Figure 8B) showed larger amplitudes, especially for the event on 20 July, with values close to  $4 \text{ m}^3/\text{s}$ . The Larstigtal gauge (Figure 8C) also recorded a very sudden and strong increase during the first event, with an estimated peak discharge of  $3.95 \text{ m}^3/\text{s}$  (0.5 m water level). However, this strong increase was apparently associated with strong turbulence, as the gauge broke at this point, probably due to coarse bedload transport. Thus, all detected discharge values recorded at the Larstigtal gauge after the peak on 20 July (see Figure 8) are erroneous. The hydrological station in Niederthai (Figure 8D) drains the entire study area. Here, the discharge reached  $8.3 \text{ m}^3/\text{s}$  on 20 July, which was almost twice as high as the peak of the second event ( $4.2 \text{ m}^3/\text{s}$ ). The unsteady flow behaviour at the Niederthai gauge before and after the events was caused by the management of the diversion at Horlach Fassung.



**Figure 8.** Discharge measurements at the four gauges (A–D) in Horlachtal during the events in July 2022.

#### 4.3. Evaluation of Topographical Data

In the calculated DoD, the topographic changes due to the debris flows of July 2022 become visible. Figure 9 shows an example of a debris flow in LT. The starting point of the debris flow is at the contact zone between the talus cone and the steep bedrock section above (hydrological catchment). The red DoD cells in the transit zone indicate erosion and incision into the talus slope. Right before the transition into the accumulation area (blue), levées have formed on both sides of the transit channel. Typical landforms of past debris flows are also visible in the underlying hillshade.

##### 4.3.1. Spatial Patterns

In total, we were able to map 156 different debris flows associated with the July 2022 events with the help of the DoD. However, the spatial variability is very high (Figure 10). Most processes were initiated in GT (especially on the west-facing slopes), in LT and on the east-facing slopes of ZT. Only a few debris flows occurred in HT, on the east-exposed slopes in GT and on the west-facing slopes in ZT. No debris flows were triggered in FT and WK.

Figure 11 shows the total number of triggered debris flows in the respective sub-catchments. However, as the different sub-catchments vary in size, we have also normalised the number of debris flows for each square kilometre. Although the total number of detected processes was highest in ZT, more debris flows were initiated in LT when we related them to the area.

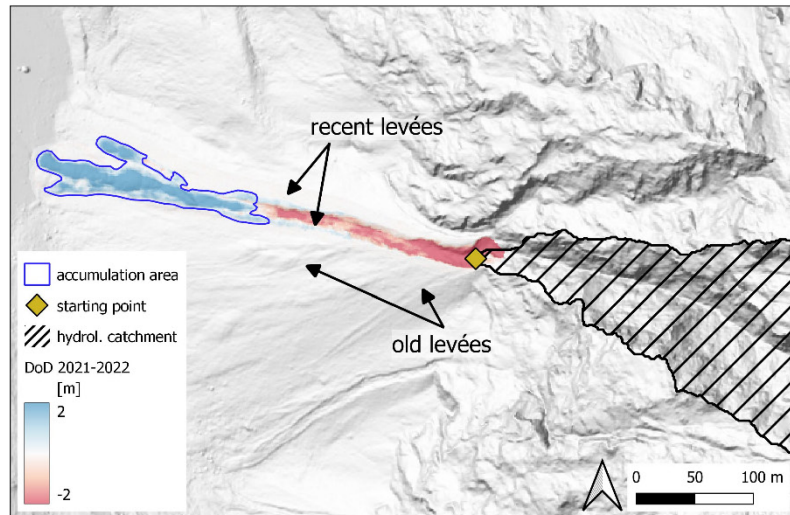


Figure 9. Example of a detected debris flow in LT (E: 653275, N: 5220945 (EPSG: 25832)) based on the DoD.

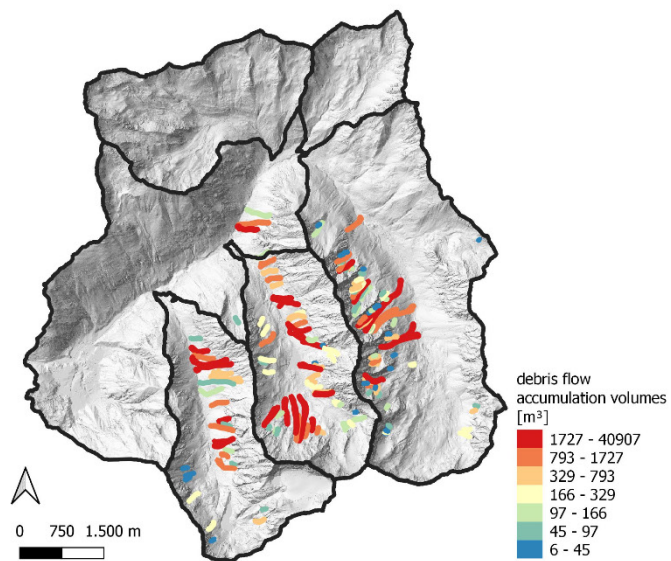


Figure 10. Spatial distribution of the 156 detected debris flows triggered in July 2022, classified by their accumulation volumes.



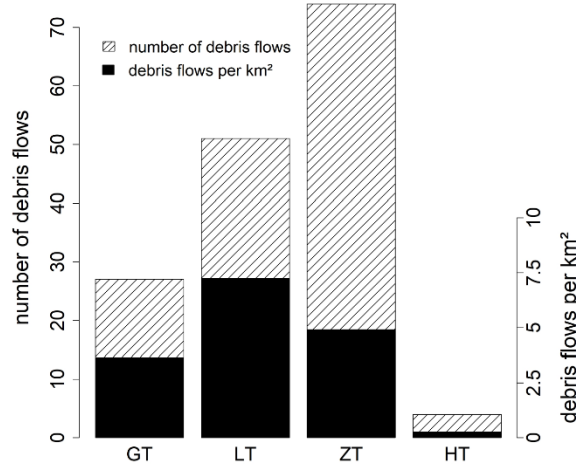


Figure 11. Number of debris flows per sub-catchment as well as the normalised debris flow count per square kilometre for the respective sub-catchments.

#### 4.3.2. Debris Flow Accumulation Volumes

The triggered debris flows were of very different magnitudes, with accumulation volumes ranging from 6.4 m<sup>3</sup> to almost 41,000 m<sup>3</sup> (see Figure 10). A total of 199,267 m<sup>3</sup> of debris flow material was deposited during the two events in July 2022 in Horlachtal. Figure 12 displays how the volumes were distributed among the sub-catchments. In each of the areas, debris flows of lower and higher magnitude occurred. However, there were many large volumes recorded in LT, including the largest one (40,907 m<sup>3</sup>), which alone deposited more debris than, for example, all GT debris flows together (37,869 m<sup>3</sup>). Another interesting point was the relatively low total volume in ZT compared with the very high number of debris flows initiated there. Thus, we can register many small accumulations for ZT.

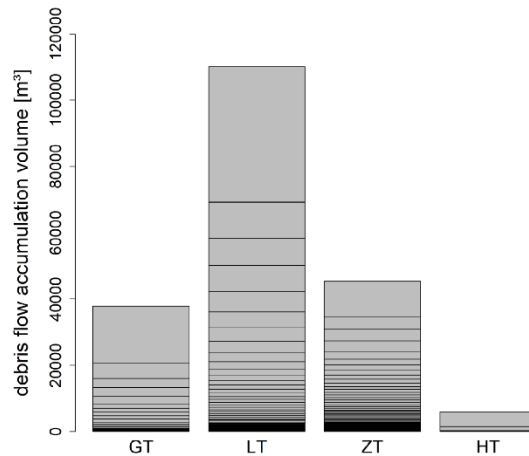


Figure 12. Debris flow accumulation volumes separated between the sub-catchments. Each single debris flow is represented by a rectangle with a size according to the accumulation volume.

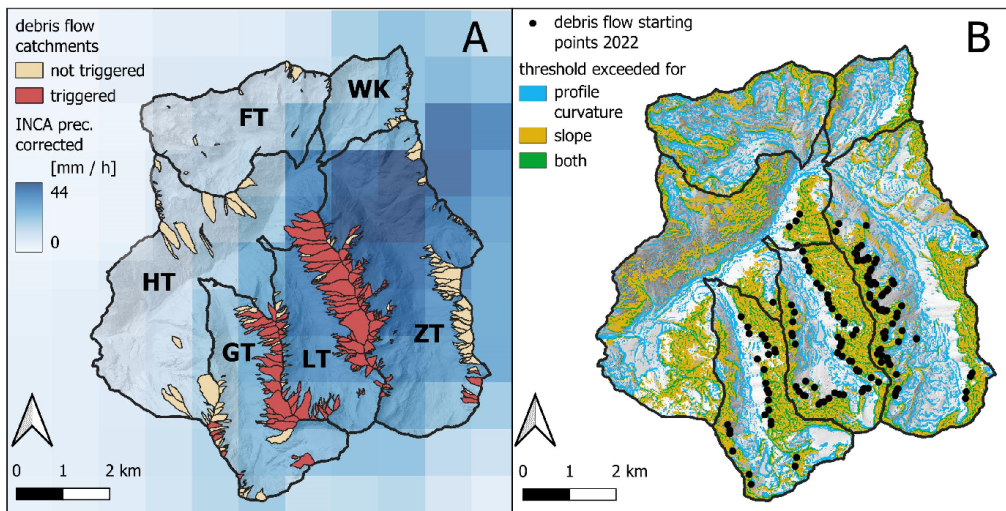
5. Discussion

5.1. The Dating of the Debris Flow Event

The images of the automatic camera show that the debris flows of July 2022 were triggered on two separate occasions. In combination with meteorological and hydrological data, the photos date the initiations to Wednesday, 20 and Saturday, 23 July. The recorded data from the hydrological gauge at Niederthai and the precipitation totals from the meteorological stations indicate a greater impact of the first event. This is consistent with the images of the photo camera, which clearly show the larger debris flow event on Wednesday. Therefore, from the available data, the main debris flow event is dated to the afternoon of Wednesday, 20 July 2022. The second, smaller event recorded by the camera on Saturday is less easy to interpret, as we only know of it from the one debris flow channel shown on the camera. Using the area-wide LiDAR data, we cannot distinguish between two debris flow lobes of the same precipitation event, or two successive triggering events for all other debris flow channels.

5.2. Spatial Differences of the Debris Flow Events

The most important factor influencing the spatial distribution of the debris flows that occurred in July 2022 in the Horlachtal was the spatial pattern of the extreme precipitation event on the 20 July, which served as the main debris flow triggering event. In addition to sufficient precipitation intensity, the presence of a hydrological catchment was also crucial for the initiation of slope-type debris flows in Horlachtal [28]. Figure 13A shows the Horlachtal with its side valleys. All debris flow catchments that were active at least once between 1947 (see [29]) and 2022 are integrated. Based on the analysed airborne LiDAR data, we can distinguish between catchments that initiated a debris flow in July 2022 and catchments that were not triggered during the 2022 event.



**Figure 13.** (A): The mapped debris flow catchments in Horlachtal, which have been active at least once since 1947. Catchments that did not trigger a debris flow in July 2022 (brown) can be distinguished from catchments that did (red). For discussing the spatial distribution of the initiated debris flows, the INCA rainfall data (with corrected absolute values) of the event on 20 July is depicted as well. (B): Areas for which the relief parameters slope and profile curvature exceeded a threshold value. These thresholds were set to the values of the 75th percentile of the starting points of the 156 debris flows in July 2022 for the respective parameter.

The spatial pattern of the INCA rainfall data can explain the absence of debris flows in FT, WK and large parts of HT. The results of the hydrological records further support the hypothesis that the spatial distribution of the precipitation intensities was the crucial factor for the spatial differences in triggered debris flows. This is supported by the comparatively small peak in discharge at the Finstertal gauge. Thus, all available datasets indicate a very local thunderstorm as the debris flow triggering event, as explained for example in Underwood et al. [36] or Berti et al. [37], which mainly affected the debris flow systems in GT, LT and ZT.

Figure 13 additionally shows that aspect was not a decisive factor for the spatial distribution of debris flows during the 2022 event. In GT, most processes were initiated on west-facing slopes. In contrast, almost all debris flow systems in LT were triggered, indicating a possible peak of rainfall intensity in LT. In ZT, debris flows were almost exclusively triggered on east-facing slopes.

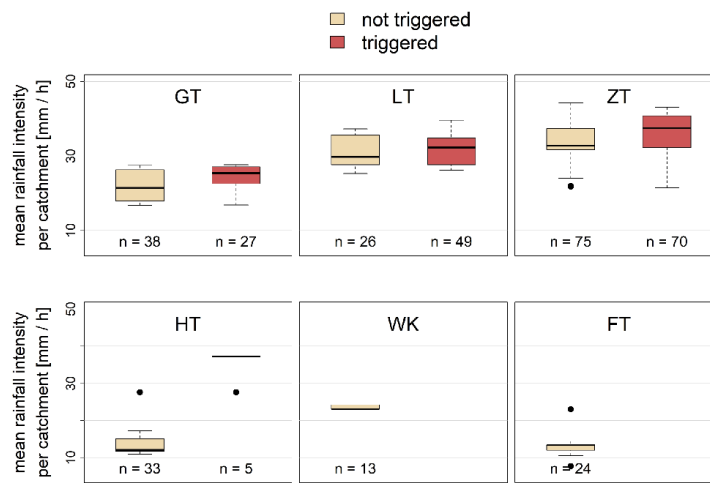
However, other relief parameters apart from aspect play an important role for debris flow initiation as well [24,39,53,54]. According to Becht [28], the slope angle is of particular importance for triggering debris flows in Horlachtal. For the type of debris flows that occurred in the study area, Rickenmann and Zimmermann [35] determined a minimum slope of  $27^\circ$  at the starting zone. For the processes triggered in July 2022, the slope at the mapped starting points ranges between  $28.4$  and  $55.4^\circ$  (calculated based on the DTM of 2022 resampled to a cell size of  $10 \times 10$  m) and is thus above the threshold in all cases. In addition, as explained in Heckmann et al. [24], a negative profile curvature (concavity in the long profile) increases the probability for the initiation of debris flows. In the case of the July 2022 event, a negative profile curvature (based on the  $10 \times 10$  m DTM) could be detected at 154 out of 156 starting points (98.7%). Due to the strong influence of slope and profile curvature on debris flows initiation, we calculated thresholds for both parameters based on the observations of the debris flows in July 2022. These thresholds were set at the 75th percentile of the respective parameter using the values of the 156 debris flows detected with the help of the DoD. Figure 13B shows where the thresholds were exceeded in the study area, e.g., large parts of GT, LT, ZT and HT. However, to gain more information on the spatial distribution of potential debris flow starting points, detailed geomorphological mapping can be included in further studies, e.g., to localise sediment source areas.

Due to the area-wide availability of precipitation values based on the relationship between station measurements and INCA data, we can also include the spatial distribution of absolute precipitation intensities into our analyses. However, as hail was involved in the extreme event (according to a local farmer), the event sum recorded at the meteorological station might be underestimated. On the other hand, hail does not produce immediate runoff in the catchments and is therefore less involved in debris flow initiation.

Considering the mean rainfall intensity at each individual catchment for the crucial hour of the July event (Figure 14), we can compare them by triggered and non-triggered catchments. In all sub-catchments, with both triggered and not-triggered debris flow systems, the median rainfall intensity of the triggered catchments was higher than that of the non-triggered catchments. This difference is most pronounced for HT. In FT, rainfall intensities at every debris flow catchment are likely to be well below the proposed threshold of  $20 \text{ mm}/30 \text{ min}$  [28,32].

Figures 13A and 14 show that the spatial pattern of the corrected INCA precipitation event can explain some of the differences in debris flow occurrence. However, some inaccuracies remain. The most striking are the west-facing slopes in ZT, where no debris flows were triggered despite high INCA rainfall intensities. A possible explanation could be that some debris flow systems temporally changed from transport-limited to material-limited systems, as explained in Rom et al. [29]. This would especially be the case at deeply incised and frequently triggered debris flow channels, and could occur as a result of channel recharge rates [55,56]. However, this is a rare phenomenon at individual locations and therefore cannot explain why all debris flow systems on the west-facing slopes in ZT were inactive during the 2022 event. A much more reasonable explanation is slight inaccuracies

in the INCA dataset. In general, the estimation of spatially high-resolution rainfall data can be very challenging [57]. Even the use of radar systems introduces uncertainties, e.g., due to beam blockage, especially in mountainous areas [58,59]. As shown by Ghaemi et al. [52], INCA rainfall datasets can also be inaccurate. In comparison with WegenerNet reference data, they prove that the peak of INCA precipitation intensities as well as the rainfall durations can show differences for extreme convective short-duration events. In addition, the spatial pattern may also differ from the reference data [52]. Therefore, it is possible that the spatial pattern of the INCA rainfall dataset is slightly shifted in the case of the extreme event on 20 July 2022. This is clearly illustrated by comparing the spatial patterns of the precipitation data and the active debris flows in Figure 13A. Another source of uncertainty in precipitation intensities is the hourly temporal resolution of the INCA data. For short-duration precipitation events, such as those discussed in this study, hourly time steps may be too coarse and introduce uncertainties into the rainfall intensities.



**Figure 14.** Comparison of the mean rainfall intensity for each debris flow catchment during the rainfall event on 20 July 2022 divided into the different sub-catchments.

The results of analyses on the spatial differences of individual debris flow events as presented here can be compared with predictive spatial models. Using multivariate logistic regression, Heckmann et al. [24] established a debris flow susceptibility model for LT, ZT and WK, which fits to the spatial characteristics of the July 2022 event for most parts. The main exceptions are the west-facing slopes of ZT and the eastern parts of WK. For these areas, the model in [24] predicts a high susceptibility, but no debris flows were triggered in July 2022. This indicates that predictive models (e.g., [21,22,60]) cannot fully explain the spatial effects of a single event.

### 5.3. Debris Flow Magnitudes

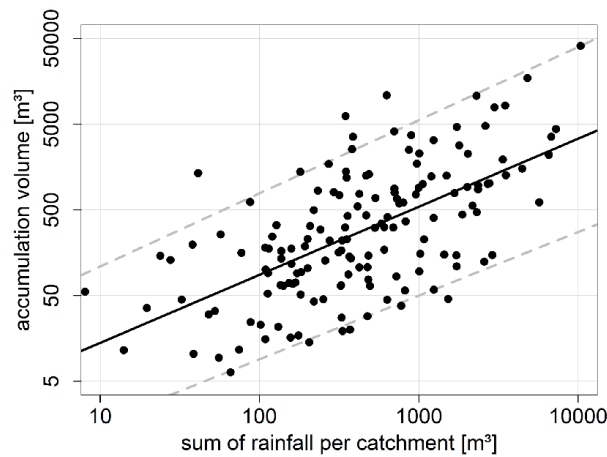
The debris flow catchments are not only an important factor for the spatial distribution of slope-type debris flows, but their morphometry is also known to influence the corresponding debris flow magnitudes [61–64]. This phenomenon has also been observed in the Horlachtal, where the size of the catchment is one of the most important parameters correlating with the debris flow volumes [29,32]. Since we have information on the spatial distribution of the precipitation event, we can use the total amount of rainfall for each of the debris flow catchments triggered during the 2022 event. Figure 15 shows the relationship between the amount of rainfall and the corresponding debris flow accumulation volumes

of the debris flows of July 2022 in Horlachtal. The calculated correlation coefficient Spearman's rho of 0.6 is slightly higher than the relationship between volume and catchment area in Rom et al. [29] (rho = 0.46) and in a similar range compared with De Haas and Densmore [65] (relationship between volume and catchment area: r = 0.63) and Franzi and Bianco [66] (rho = 0.639). A p-value lower than 0.001 indicates a highly significant relationship between the parameters. Using the 5% quantile regression line and the 95% quantile regression line (Figure 15) as lower and upper bounds, we can estimate the range of possible debris flow volumes for rainfall amounts. In the case of the 2022 Horlachtal event, the minimum accumulation volume is derived by

$$V_{\min} = 0.295 \times r^{0.742} \tag{1}$$

for the required amount of rainfall r. The upper bound and therefore the maximum accumulation volume can be calculated by

$$V_{\max} = 15.1 \times r^{0.854} \tag{2}$$



**Figure 15.** Relationship between the accumulation volume of triggered debris flows and the total sum of precipitation in the respective catchments during the event on 20 July 2022. The grey dashed lines represent the 5% and 95% quantile regressions.

Despite the rather large possible ranges of debris flow volumes (differences by a factor of 100 for the same amount of rainfall), this relationship may be useful for modelling future debris flow volumes in the Horlachtal. Furthermore, debris flow runout distances can be calculated from modelled volumes [67,68], which is, e.g., crucial for hazard modelling [69].

The remaining uncertainties in the simplified model between accumulation volume and precipitation totals for catchments may be due to the shift in the INCA data discussed above. In addition, there may be other parameters that play an important role in predicting debris flow volumes apart from the size of the catchment in combination with the precipitation event [66]. Other morphometric parameters of the catchment may play an accentuating role, as well as factors such as the availability of suitable debris flow material at the starting zone or hydrological properties.

## 6. Conclusions

In the summer of 2022, the Stubai Alps were affected by large-scale debris flow events. The installed photo camera in combination with hydrological and meteorological data showed that a local thunderstorm with high rainfall intensities (>20 mm/h) triggered

multiple debris flows in the Horlachtal on 20 July. A second, smaller event was recorded on 23 July.

Three different meteorological stations revealed great variability in the rainfall intensities recorded during the extreme event. This demonstrates the local character of such convective events, especially in alpine environments. From the gridded INCA rainfall data, we also know that it is likely that none of the three stations recorded the peak intensity of the event. It is therefore almost impossible to determine the rainfall intensities required to trigger debris flows based on precipitation data recorded at a certain distance from the process areas. However, using the recorded rainfall amounts to correct the INCA rainfall magnitudes, we can set the maximum intensity of the thunderstorm at 44 mm/h.

The DoD based on pre- and post-event LiDAR data reveals that the event initiated 156 different debris flow processes in the study area. However, there were large spatial differences throughout the Horlachtal, as most debris flows were triggered in the LT, as well as on the east-facing slopes in the ZT and the west-facing slopes in the GT. The INCA rainfall data as well as relief parameters can only partially explain this pattern.

Limitations include inaccuracies in the radar information, which indicate a slight spatial offset of the INCA data. A small spatial translation of the precipitation event (e.g., with the event centred over the LT) would fit the observed debris flow patterns much better. In addition, detailed geomorphological mappings in the study area would further improve the understanding of the spatial differences in the debris flow distribution.

The LiDAR data also show a large variability of different debris flow magnitudes, with accumulation volumes up to 40,000 m<sup>3</sup>. These magnitudes show a power-law relationship with the amount of rainfall within the respective debris flow catchments. Although the relationship reveals a large scatter of the possible accumulation volumes, it can be used to improve or validate debris flow prediction models.

This study shows that the combination of several data sets can provide valuable information about the spatial characteristics of a debris flow event. It thus contributes to a better understanding of the triggering mechanisms and magnitudes of such events, which is important for hazard assessment of future events.

**Author Contributions:** Conceptualization, J.R., F.H. (Florian Haas), T.H. and M.B.; methodology, J.R., F.H. (Florian Haas), F.F., M.A. and T.H.; formal analysis, J.R. and F.H. (Florentin Hofmeister); investigation, J.R., F.H. (Florian Haas), F.H. (Florentin Hofmeister) and M.P.; data curation, J.R., F.H. (Florentin Hofmeister) and M.P.; writing—original draft preparation, J.R. and F.H. (Florentin Hofmeister); writing—review and editing, J.R., F.H. (Florian Haas), F.H. (Florentin Hofmeister), F.F. and M.A.; visualization, J.R.; supervision, F.H. (Florian Haas), T.H. and M.B.; project administration, F.H. (Florian Haas), T.H. and M.B.; funding acquisition, F.H. (Florian Haas), T.H. and M.B. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

**Funding:** This research has been funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, German Research Foundation; project number 394200609 (FOR 2793)), the Austrian Science Fund, the autonomous province of South Tyrol and the Swiss National Science Foundation.

**Data Availability Statement:** The meteorological data from the stations Horlachalm and Niederthai, as well as the hydrological data from the stations Horlach Fassung and Stuibenthal, are provided by the Tyrolean Hydropower Company (TIWAG) and are not available due to commercial restrictions. INCA data are publicly available and can be found here: <https://data.hub.zamg.ac.at/dataset/inca-v1-1h-1km> (accessed on 13 February 2023). The meteorological data from Grastal station, the hydrological data from Finstertal and Larstigtal as well as the 2021 and 2022 LiDAR data will be publicly available after completion of the SEHAG research project and can be provided upon request.

**Acknowledgments:** We would like to thank TIWAG for the fast support with their data and the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) for their help with the INCA dataset. Special thanks to all the student assistants who supported our field work as well as all residents of Niederthai and Umhausen for supporting the research projects in Horlachtal. In addition, we want to thank the two anonymous reviewers for their help to improve our manuscript.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest.

Appendix A

Figure A1 shows the 23 areas surrounding the debris flow process areas that served as subsets for further co-registration of the two LiDAR datasets from 2021 and 2022. For each of these areas, an ICP as well as a raster-based registration was applied to the pointclouds.

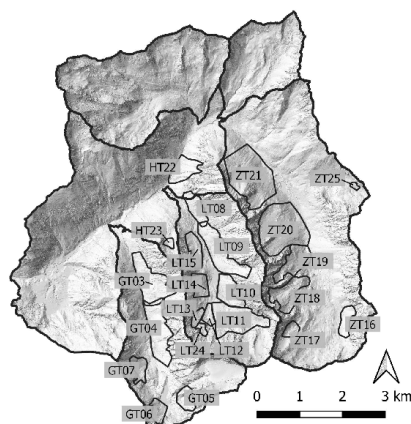


Figure A1. The location of the 23 subsets for pointcloud registration.

For the DoD in each of the subsets (see Figure A1), an error assessment was applied by using stable areas as a reference. Statistical measures of the respective calculations are shown in Table A1.

Table A1. Statistical measures of the DoD for the different subsets.

Subset Area ID	Mean Error [m]	Mean Absolute Error [m]	RMSE [m]	Standard Deviation [m]
GT03	-0.008	0.083	0.111	0.111
GT04	0.005	0.061	0.08	0.079
GT05	0.002	0.129	0.171	0.171
GT06	-0.036	0.196	0.257	0.255
GT07	-0.025	0.23	0.28	0.278
LT08	-0.008	0.072	0.097	0.096
LT09	0.033	0.113	0.199	0.196
LT10	-0.0001	0.072	0.098	0.098
LT11	0.013	0.154	0.197	0.197
LT12	-0.039	0.25	0.309	0.307
LT13	0.01	0.26	0.323	0.323
LT14	0.002	0.184	0.227	0.227
LT15	0.018	0.249	0.307	0.306
LT24	-0.053	0.159	0.211	0.205
ZT16	-0.015	0.119	0.173	0.173
ZT17	-0.006	0.074	0.099	0.099
ZT18	-0.003	0.09	0.121	0.121
ZT19	0.009	0.088	0.113	0.113
ZT20	-0.002	0.075	0.106	0.106
ZT21	-0.003	0.076	0.102	0.102
ZT25	-0.0001	0.044	0.055	0.055
HT22	0.001	0.096	0.124	0.124
HT23	0.001	0.132	0.169	0.169

## References

- Dowling, C.A.; Santi, P.M. Debris flows and their toll on human life: A global analysis of debris-flow fatalities from 1950 to 2011. *Nat. Hazards* **2014**, *71*, 203–227. [\[CrossRef\]](#)
- Hürlimann, M.; Coviello, V.; Bel, C.; Guo, X.; Berti, M.; Graf, C.; Hübl, J.; Miyata, S.; Smith, J.B.; Yin, H.-Y. Debris-flow monitoring and warning: Review and examples. *Earth-Sci. Rev.* **2019**, *199*, 102981. [\[CrossRef\]](#)
- Berti, M.; Genevois, R.; LaHusen, R.; Simoni, A.; Tecca, P.R. Debris flow monitoring in the acquabona watershed on the Dolomites (Italian alps). *Phys. Chem. Earth Part B* **2000**, *25*, 707–715. [\[CrossRef\]](#)
- Marchi, L.; Arattano, M.; Deganutti, A.M. Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology* **2002**, *46*, 1–17. [\[CrossRef\]](#)
- Comiti, F.; Marchi, L.; Macconi, P.; Arattano, M.; Bertoldi, G.; Borga, M.; Brardinoni, F.; Cavalli, M.; D’Agostino, V.; Penna, D.; et al. A new monitoring station for debris flows in the European Alps: First observations in the Gadria basin. *Nat. Hazards* **2014**, *73*, 1175–1198. [\[CrossRef\]](#)
- Navratil, O.; Liébault, F.; Bellot, H.; Travaglini, E.; Theule, J.; Chambon, G.; Laigle, D. High-frequency monitoring of debris-flow propagation along the Réal Torrent, Southern French Prealps. *Geomorphology* **2013**, *201*, 157–171. [\[CrossRef\]](#)
- Hürlimann, M.; Rickenmann, D.; Graf, C. Field and monitoring data of debris-flow events in the Swiss Alps. *Can. Geotech. J.* **2003**, *40*, 161–175. [\[CrossRef\]](#)
- Walter, F.; Burtin, A.; McARDell, B.W.; Hovius, N.; Weder, B.; Turowski, J.M. Testing seismic amplitude source location for fast debris-flow detection at Illgraben, Switzerland. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2017**, *17*, 939–955. [\[CrossRef\]](#)
- Berti, M.; Simoni, A. DFLOWZ: A free program to evaluate the area potentially inundated by a debris flow. *Comput. Geosci.* **2014**, *67*, 14–23. [\[CrossRef\]](#)
- Baggio, T.; Mergili, M.; D’Agostino, V. Advances in the simulation of debris flow erosion: The case study of the Rio Gere (Italy) event of the 4th August 2017. *Geomorphology* **2021**, *381*, 107664. [\[CrossRef\]](#)
- Theule, J.I.; Liébault, F.; Loye, A.; Laigle, D.; Jaboyedoff, M. Sediment budget monitoring of debris-flow and bedload transport in the Manival Torrent, SE France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2012**, *12*, 731–749. [\[CrossRef\]](#)
- Dietrich, A.; Krautblatter, M. Deciphering controls for debris-flow erosion derived from a LiDAR-recorded extreme event and a calibrated numerical model (Roßbichelbach, Germany). *Earth Surf. Proc. Landforms* **2019**, *44*, 1346–1361. [\[CrossRef\]](#)
- Bremer, M.; Sass, O. Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. *Geomorphology* **2012**, *138*, 49–60. [\[CrossRef\]](#)
- Cavalli, M.; Goldin, B.; Comiti, F.; Brardinoni, F.; Marchi, L. Assessment of erosion and deposition in steep mountain basins by differencing sequential digital terrain models. *Geomorphology* **2017**, *291*, 4–16. [\[CrossRef\]](#)
- Ellett, N.G.; Pierce, J.L.; Glenn, N.F. Partitioned by process: Measuring post-fire debris-flow and rill erosion with Structure from Motion photogrammetry. *Earth Surf. Proc. Landf.* **2019**, *44*, 3128–3146. [\[CrossRef\]](#)
- Adams, M.S.; Fromm, R.; Lechner, V. High-resolution debris flow volume mapping with unmanned aerial systems (UAS) and photogrammetric techniques. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.* **2016**, *41*, 749–755. [\[CrossRef\]](#)
- Bull, J.M.; Miller, H.; Gravley, D.M.; Costello, D.; Hikuroa, D.; Dix, J.K. Assessing debris flows using LIDAR differencing: 18 May 2005 Matata event, New Zealand. *Geomorphology* **2010**, *124*, 75–84. [\[CrossRef\]](#)
- Miura, H. Fusion Analysis of Optical Satellite Images and Digital Elevation Model for Quantifying Volume in Debris Flow Disaster. *Remote Sens.* **2019**, *11*, 1096. [\[CrossRef\]](#)
- Haiden, T.; Kann, A.; Wittmann, C.; Pistotnik, G.; Bica, B.; Gruber, C. The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) System and Its Validation over the Eastern Alpine Region. *Weather. Forecast.* **2011**, *26*, 166–183. [\[CrossRef\]](#)
- Berenguer, M.; Sempere-Torres, D.; Hürlimann, M. Debris-flow forecasting at regional scale by combining susceptibility mapping and radar rainfall. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2015**, *15*, 587–602. [\[CrossRef\]](#)
- Javidan, N.; Kaviani, A.; Pourghasemi, H.R.; Conoscenti, C.; Jafarian, Z.; Rodrigo-Comino, J. Evaluation of multi-hazard map produced using MaxEnt machine learning technique. *Sci. Rep.* **2021**, *11*, 6496. [\[CrossRef\]](#) [\[PubMed\]](#)
- Rahmati, O.; Golkarian, A.; Biggs, T.; Keesstra, S.; Mohammadi, F.; Daliakopoulos, I.N. Land subsidence hazard modeling: Machine learning to identify predictors and the role of human activities. *J. Environ. Manage.* **2019**, *236*, 466–480. [\[CrossRef\]](#)
- Li, Y.; Chen, W.; Rezaei, F.; Rahmati, O.; Davoudi Moghaddam, D.; Tiefenbacher, J.; Panahi, M.; Lee, M.-J.; Kulakowski, D.; Tien Bui, D.; et al. Debris flows modeling using geo-environmental factors: Developing hybridized deep-learning algorithms. *Geocarto Int.* **2022**, *37*, 5150–5173. [\[CrossRef\]](#)
- Heckmann, T.; Gegg, K.; Gegg, A.; Becht, M. Sample size matters: Investigating the effect of sample size on a logistic regression susceptibility model for debris flows. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2014**, *14*, 259–278. [\[CrossRef\]](#)
- Wu, S.; Chen, J.; Zhou, W.; Iqbal, J.; Yao, L. A modified Logit model for assessment and validation of debris-flow susceptibility. *Bull. Eng. Geol. Environ.* **2019**, *78*, 4421–4438. [\[CrossRef\]](#)
- Hoinkes, G.; Krainer, K.; Tropper, P. *Öztaler Alpen, Stubai Alpen und Texelgruppe*; Gebr. Borntraeger: Stuttgart, Germany, 2021; ISBN 9783443151003.
- Geitner, C. *Sedimentologische und Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an Fluvialen Sedimenten in den Hochlagen des Horlachtals (Stubai Alpen/Tirol)*; Geobuch-Verlag: München, Germany, 1999.
- Becht, M. *Untersuchungen zur Aktuellen Reliefentwicklung in Alpenin Einzugsgebieten: Mit 40 Tabellen*; Geobuch-Verl.: München, Germany, 1995; ISBN 3-925308-69-5.



29. Rom, J.; Haas, F.; Heckmann, T.; Altmann, M.; Fleischer, F.; Ressler, C.; Betz-Nutz, S.; Becht, M. Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, based on orthophotos and lidar data since 1947. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2023**, *23*, 601–622. [[CrossRef](#)]
30. Rieger, D. *Bewertung der Naturräumlichen Rahmenbedingungen für die Entstehung von Hangmuren: Möglichkeiten zur Modellierung des Murpotentials; mit 21 Tabellen*; Geobuch-Verl.: München, Germany, 1999; ISBN 3925308733.
31. Hagg, W.; Becht, M. Einflüsse von Niederschlag und Substrat auf die Auslösung von Hangmuren in Beispielgebieten der Ostalpen. *Z. Geomorphol. N.F.* **2000**, *123*, 79–92.
32. Becht, M.; Rieger, D. Debris flows on alpine slopes (eastern Alps)/Coulées de débris sur des versants des Alpes Orientales. *Morfo* **1997**, *3*, 33–41. [[CrossRef](#)]
33. Rom, J.; Haas, F.; Heckmann, T.; Dremel, F.; Fleischer, F.; Altmann, M.; Stark, M.; Becht, M. Establishing a record of extreme debris flow events in a high Alpine catchment since the end of the Little Ice Age using lichenometric dating. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* **2023**, 1–17. [[CrossRef](#)]
34. Wichmann, V. *Modellierung Geomorphologischer Prozesse in Einem Alpenen Einzugsgebiet: Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit Einem GIS*; Profil-Verl.: München, Germany; Wien, Austria, 2006; ISBN 3-89019-605-5.
35. Rickenmann, D.; Zimmermann, M. The 1987 debris flows in Switzerland: Documentation and analysis. *Geomorphology* **1993**, *8*, 175–189. [[CrossRef](#)]
36. Underwood, S.J.; Schultz, M.D.; Berti, M.; Gregoretti, C.; Simoni, A.; Mote, T.L.; Saylor, A.M. Atmospheric circulation patterns, cloud-to-ground lightning, and locally intense convective rainfall associated with debris flow initiation in the Dolomite Alps of northeastern Italy. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2016**, *16*, 509–528. [[CrossRef](#)]
37. Berti, M.; Bernard, M.; Gregoretti, C.; Simoni, A. Physical Interpretation of Rainfall Thresholds for Runoff-Generated Debris Flows. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2020**, *125*, e2019JF005513. [[CrossRef](#)]
38. Morino, C.; Conway, S.J.; Balme, M.R.; Hillier, J.; Jordan, C.; Saemundsson, P.; Argles, T. Debris-flow release processes investigated through the analysis of multi-temporal LiDAR datasets in north-western Iceland. *Earth Surf. Proc. Landf.* **2019**, *44*, 144–159. [[CrossRef](#)]
39. Calista, M.; Menna, V.; Mancinelli, V.; Sciarra, N.; Miccadei, E. Rockfall and Debris Flow Hazard Assessment in the SW Escarpment of Montagna del Morrone Ridge (Abruzzo, Central Italy). *Water* **2020**, *12*, 1206. [[CrossRef](#)]
40. Tiranti, D.; Crema, S.; Cavalli, M.; Deangeli, C. An Integrated Study to Evaluate Debris Flow Hazard in Alpine Environment. *Front. Earth Sci.* **2018**, *6*, 60. [[CrossRef](#)]
41. Heuberger, H. Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen Zwischen Sellrain- und Otztal. *Geogr. J.* **1967**, *133*, 522. [[CrossRef](#)]
42. McCoy, S.W.; Coe, J.A.; Kean, J.W.; Tucker, G.E.; Staley, D.M.; Wasklewicz, T.A. Observations of debris flows at chalk cliffs, Colorado, USA: Part 1, in situ measurements of flow dynamics, tracer particle movement and video imagery from the summer of 2009. *Ital. J. Eng. Geol. Environ.* **2011**, *1*, 67–75.
43. Glira, P.; Pfeifer, N.; Briese, C.; Ressler, C. Rigorous Strip Adjustment of Airborne Laserscanning Data based on the ICP Algorithm. *ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.* **2015**, *II-3/W5*, 73–80. [[CrossRef](#)]
44. Glira, P.; Pfeifer, N.; Mandlbürger, G. Rigorous Strip Adjustment of UAV-based Laserscanning Data Including Time-Dependent Correction of Trajectory Errors. *Photogram. Eng. Rem. Sens.* **2016**, *82*, 945–954. [[CrossRef](#)]
45. Pfeifer, N.; Mandlbürger, G.; Otepka, J.; Karel, W. OPALS—A framework for Airborne Laser Scanning data analysis. *Comput. Environ. Urban Syst.* **2014**, *45*, 125–136. [[CrossRef](#)]
46. Conrad, O.; Bechtel, B.; Bock, M.; Dietrich, H.; Fischer, E.; Gerlitz, L.; Wehberg, J.; Wichmann, V.; Böhner, J. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geosci. Model Dev.* **2015**, *8*, 1991–2007. [[CrossRef](#)]
47. Petrini-Monteferrri, F.; Wichmann, V.; Georges, C.; Mantovani, D.; Stötter, J. Erweiterung der GIS Software SAGA zur Verarbeitung von Laserscanning-Daten der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol. In *Angewandte Geoinformatik 2009: Beiträge zum 21. AGIT-Symposium Salzburg*; Strobl, J., Blaschke, T., Eds.; Wichmann: Heidelberg, Germany, 2009; pp. 47–52, ISBN 3879074801.
48. Rom, J.; Haas, F.; Stark, M.; Dremel, F.; Becht, M.; Kopetzky, K.; Schwall, C.; Wimmer, M.; Pfeifer, N.; Mardini, M.; et al. Between Land and Sea: An Airborne LiDAR Field Survey to Detect Ancient Sites in the Chekka Region/Lebanon Using Spatial Analyses. *Open Archaeol.* **2020**, *6*, 248–268. [[CrossRef](#)]
49. Besl, P.J.; McKay, N.D. Method for registration of 3-D shapes. *IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell.* **1992**, *14*, 586–606. [[CrossRef](#)]
50. Nuth, C.; Käab, A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *Cryosphere* **2011**, *5*, 271–290. [[CrossRef](#)]
51. Anderson, S.W. Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: Error propagation and the role of thresholding. *Earth Surf. Proc. Landf.* **2019**, *44*, 1015–1033. [[CrossRef](#)]
52. Ghaemi, E.; Foelsche, U.; Kann, A.; Fuchsberger, J. Evaluation of Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) precipitation analysis using a dense rain-gauge network in southeastern Austria. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2021**, *25*, 4335–4356. [[CrossRef](#)]
53. Palamakumbura, R.; Finlayson, A.; Ciurean, R.; Nedumpallile-Vasu, N.; Freeborough, K.; Dashwood, C. Geological and geomorphological influences on a recent debris flow event in the Ice-scoured Mountain Quaternary domain, western Scotland. *Proc. Geol. Assoc.* **2021**, *132*, 456–468. [[CrossRef](#)]

54. Carrara, A.; Crosta, G.; Frattini, P. Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. *Geomorphology* **2008**, *94*, 353–378. [[CrossRef](#)]
55. Jakob, M.; Bovis, M.; Oden, M. The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency. *Earth Surf. Proc. Landf.* **2005**, *30*, 755–766. [[CrossRef](#)]
56. Jakob, M.; Mark, E.; McDougall, S.; Friele, P.; Lau, C.-A.; Bale, S. Regional debris-flow and debris-flood frequency–magnitude relationships. *Earth Surf. Proc. Landf.* **2020**, *45*, 2954–2964. [[CrossRef](#)]
57. Sungmin, O.; Foelsche, U. Assessment of spatial uncertainty of heavy rainfall at catchment scale using a dense gauge network. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2019**, *23*, 2863–2875. [[CrossRef](#)]
58. Villarini, G.; Krajewski, W.F. Review of the Different Sources of Uncertainty in Single Polarization Radar-Based Estimates of Rainfall. *Surv. Geophys.* **2010**, *31*, 107–129. [[CrossRef](#)]
59. Germann, U.; Galli, G.; Boscacci, M.; Bolliger, M. Radar precipitation measurement in a mountainous region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2006**, *132*, 1669–1692. [[CrossRef](#)]
60. Bertrand, M.; Liébault, F.; Piégay, H. Regional Scale Mapping of Debris-Flow Susceptibility in the Southern French Alps. *RGA* **2017**, *105*, 4. [[CrossRef](#)]
61. Marchi, L.; Brunetti, M.T.; Cavalli, M.; Crema, S. Debris-flow volumes in northeastern Italy: Relationship with drainage area and size probability. *Earth Surf. Proc. Landf.* **2019**, *44*, 933–943. [[CrossRef](#)]
62. Shen, C.-W.; Lo, W.-C.; Chen, C.-Y. Evaluating Susceptibility of Debris Flow Hazard using Multivariate Statistical Analysis in Hualien County. *Disaster Adv.* **2012**, *5*, 743–755.
63. Wilford, D.J.; Sakals, M.E.; Innes, J.L.; Sidle, R.C.; Bergerud, W.A. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides* **2004**, *1*, 61–66. [[CrossRef](#)]
64. Marchi, L.; D’Agostino, V. Estimation of debris-flow magnitude in the Eastern Italian Alps. *Earth Surf. Proc. Landf.* **2004**, *29*, 207–220. [[CrossRef](#)]
65. De Haas, T.; Densmore, A.L. Debris-flow volume quantile prediction from catchment morphometry. *Geology* **2019**, *47*, 791–794. [[CrossRef](#)]
66. Franzl, L.; Bianco, G. A statistical method to predict debris flow deposited volumes on a debris fan. *Phys. Chem. Earth Part C* **2001**, *26*, 683–688. [[CrossRef](#)]
67. Prochaska, A.B.; Santi, P.M.; Higgins, J.D.; Cannon, S.H. Debris-flow runout predictions based on the average channel slope (ACS). *Eng. Geol.* **2008**, *98*, 29–40. [[CrossRef](#)]
68. Hürlimann, M.; Rickenmann, D.; Medina, V.; Bateman, A. Evaluation of approaches to calculate debris-flow parameters for hazard assessment. *Eng. Geol.* **2008**, *102*, 152–163. [[CrossRef](#)]
69. Blahut, J.; Horton, P.; Sterlacchini, S.; Jaboyedoff, M. Debris flow hazard modelling on medium scale: Valtellina di Tirano, Italy. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2010**, *10*, 2379–2390. [[CrossRef](#)]

**Disclaimer/Publisher’s Note:** The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.

## 5 Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

In den jeweiligen Publikationen erfolgte bereits eine eingehende Diskussion der Ergebnisse der Einzelstudien. In diesem Kapitel werden die Resultate aller drei Studien in Beziehung zueinander gestellt und zur Beantwortung der übergeordneten, in Kapitel 2 eingeführten Fragestellungen zusammengeführt.

### 5.1 Zeitliche Veränderungen der Muraktivität

Die Ergebnisse aller drei Veröffentlichungen ermöglichen die Erstellung einer detaillierten und flächendeckenden Chronik der Hangmuren im Horlachtal seit dem Ende der Kleinen Eiszeit um ca. 1850 bis einschließlich 2022. Die zusammenfassende Abbildung 7 zeigt alle detektierten Muren in allen drei Veröffentlichungen.

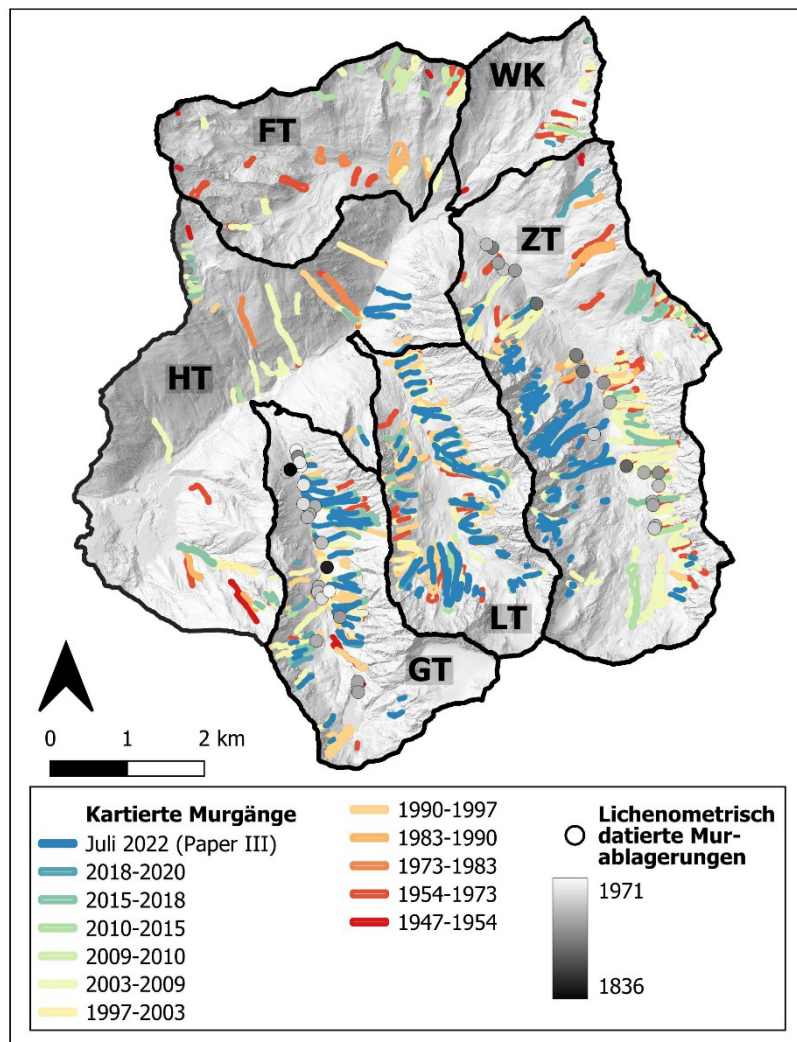


Abbildung 7: Kartierung der detektierten Murgänge aus allen drei Veröffentlichungen.

Aufgrund der methodischen Limitationen der lichenometrischen Datierung (Bull 2018; van Steijn 1999; Bradwell 2009) kann die Anzahl der detektierten Muren des durch die

## Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

Lichenometrie abgedeckte Zeitraums unvollständig sein. Aber zeitliche und räumliche Cluster an datierten Murablagerungen deuten in Veröffentlichung II auf große Murereignisse hin, sodass in jedem Fall großskalige Ereignisse mit hoher Wahrscheinlichkeit detektiert und datiert werden konnten. Somit belegt die Lichenometrie eine hohe Muraktivität im Horlachtal mindestens seit dem Ende der Kleinen Eiszeit. Die 47 lichenometrisch datierten Murablagerungen im GT und ZT verweisen dabei auf aktive Phasen mit Muren großer Magnituden um 1850, um 1900 und zwischen 1930 und 1942.

Ab 1947 ist die Datengrundlage aufgrund von Luftbildüberflügen in regelmäßigen Zeitabständen deutlich besser. Anhand der multitemporalen Kartierung in Veröffentlichung I können zwischen 1947 und 2020 insgesamt 834 Murgänge identifiziert werden. Von dieser Anzahl an detektierten Muren erfüllen 93 die in Veröffentlichung II festgesetzte Anforderung an ein großes Ereignis (Ablagerungsvolumen  $> 725 \text{ m}^3$ ). Insgesamt 62 davon befinden sich im Untersuchungsgebiet der lichenometrischen Analysen (GT und ZT). Allerdings kann die Anzahl an detektierten Muren der Zeiträume aus den Veröffentlichungen I und II quantitativ nur schwer miteinander verglichen werden. Dabei spielt nicht nur die unterschiedliche Methodik eine entscheidende Rolle, auch die oben genannten Einschränkungen der Lichenometrie begrenzen die Aussagekraft eines solchen Vergleiches.

In Veröffentlichung III konnten 156 Einzelmurgänge detektiert werden, die mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit alle während der Starkregenereignisse im Juli 2022 ausgelöst wurden. Somit können seit 1947 (Veröffentlichung I + Veröffentlichung III) insgesamt 991 individuelle Murgänge im Horlachtal identifiziert werden.

Für einen Großteil dieser Muren können Ablagerungsvolumina bestimmt werden. Dazu wurden in den Veröffentlichungen I und III DoDs aus digitalen Geländemodellen basierend auf ALS Daten verwendet. Zusätzlich erlaubt in Veröffentlichung I eine abgeleitete Flächen-Volumen Beziehung der Murablagerungen auch anhand der in den Orthophotos kartierten Murablagerungsräumen Volumina abzuschätzen. Selbst über die Murablagerungen, die mittels Lichenometrie datiert wurden (Veröffentlichung II), lassen sich Aussagen zur Magnitude treffen. Da kleinere Murablagerungen von folgenden Ereignissen schnell wieder überformt werden (van Steijn 1999), ist es wahrscheinlich, dass die heute noch sichtbaren Ablagerungen von Murgängen hoher Magnitude stammen. Quantitative Aussagen über Murmagnituden vor 1947 können allerdings nicht getroffen werden.

Die Lichenometrie anhand der in Veröffentlichung II weiterentwickelten Methode zur Kalibrierung der Referenzkurve bietet eine gute Möglichkeit in einem alpinen Hochtal

historische Murablagerungen zu datieren. Andere Methoden wie die etablierte Dendrogeomorphologie (Stoffel 2010; Šilhán & Tichavský 2017) sind aufgrund der Höhenlage über der Baumgrenze nicht anwendbar. Möglicherweise bietet die noch junge Methode der dendrogeomorphologischen Datierung von Zwergsträuchern (Fontana et al. 2021) zukünftig noch weitere Optionen.

### **Murfrequenz**

Über den gesamten Untersuchungszeitraum (1850 – 2022) lassen sich weder zu- noch abnehmende Trends in der Murfrequenz erkennen. In allen drei Veröffentlichungen sind Phasen hoher Murfrequenz zu detektieren (um 1850, um 1900, 1930-1942, 1954-1973, 1990-2009, 2015-2018, 2022), wobei Muren aufgrund der qualitativ und quantitativ schlechteren Datengrundlage in älteren Abschnitten eher unterschätzt werden. So wird etwa in Veröffentlichung I die Verzerrung untersucht, die durch die unterschiedlich langen Zeiträume zwischen zwei aufeinanderfolgenden Luftbildüberflügen entstehen. Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass in langen Zeiträumen (z.B. zwischen 1954 und 1973) die Anzahl an Muren um etwa 25% unterschätzt wird.

### **Murmagnitude**

Die zeitliche Variabilität der Magnituden verläuft ähnlich zur Frequenz, deckt sich aber nicht immer. So zeigen beispielsweise die vielen Muren zwischen 2015 und 2018 nur geringe Magnituden (Veröffentlichung I). Eine visuelle Darstellung der Zeiträume, in denen mindestens ein großes Murereignis mit Murgängen hoher Magnituden stattgefunden haben muss, wird in Veröffentlichung II gezeigt (Veröffentlichung II, Abbildung 10).

Auf Basis der LiDAR-Datensätze und der Beziehung zwischen Ablagerungsfläche und Ablagerungsvolumen können für die detektierten Muren zwischen 1947 und 2020 (Veröffentlichung I) Magnitude-Frequenz Beziehungen berechnet werden. Diese zeigen, dass sich während der letzten 70 Jahre nichts Grundlegendes am Hangmursystem des Horlachtals verändert haben kann. Beim Vergleich der Perioden, in denen mindestens ein großes Murereignis stattgefunden haben muss (1954-1973; 1990-2010; 2022), zeigt sich, dass die Wahrscheinlichkeit von sehr großen Muren mit über 1000 m<sup>3</sup> Ablagerungsvolumen mit jedem Ereignis etwas zugenommen hat (Abbildung 8). Allerdings ist es bei einer Stichprobe von n=3 etwas verfrüht von einem Trend zu sprechen. Jedoch wird deutlich, dass vor allem die großen Mursysteme bis zum jetzigen Zeitpunkt keine Probleme in der Verfügbarkeit von murfähigem Material zeigen, anders als etwa Hirschberg et al. (2021) für die großen Mursysteme des Illgrabens (Schweiz) für die Zukunft prognostiziert haben.

In der Zusammenfassung der Beobachtungen aus Frequenz und Magnitude der Muren im Horlachtal ergeben sich keine klaren Hinweise auf Veränderungen in der Murdynamik im Horlachtal seit dem Ende der Kleinen Eiszeit um 1850. Dahingehend decken sich die Ergebnisse dieser Arbeit mit anderen, vorwiegend dendrogeomorphologischen Studien, die über lange Zeit ebenfalls keine signifikanten Veränderungen, sondern lediglich kurzzeitige Schwankungen in

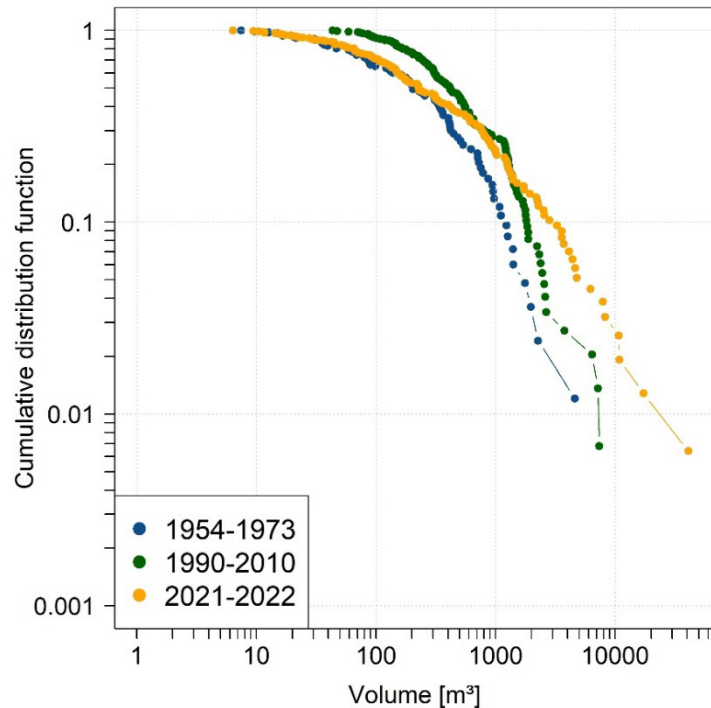


Abbildung 8: Frequenz-Magnitude Beziehungen der drei Perioden mit hohen Murmagnituden seit 1947.

der Muraktivität feststellen können (Stoffel et al. 2014; Stoffel et al. 2005; Bollschweiler et al. 2008; Lopez Saez et al. 2011; Turkington et al. 2016). Auch Heiser et al. (2023) zeigen für transport-limitierte Systeme vorwiegend irreguläre Muster an Murereignissen. Ein Anstieg der Muraktivität, wie in anderen Fallstudien (Dietrich & Krautblatter 2017; Kapusta et al. 2010) dargestellt, kann hingegen für das Horlachtal nicht festgestellt werden.

Die Frequenz der Murgänge im Horlachtal ist in erster Linie abhängig vom Auftreten von Starkregenereignissen (Becht 1995), wie sie in Veröffentlichung III beschrieben werden. Das bedeutet, dass eine mögliche Änderung der Anzahl solcher meteorologischen Ereignisse mit einer veränderten Murfrequenz einhergehen müsste. Die statistische Auswertung solcher murauslösenden Ereignisse erfolgt in Kapitel 5.3.

## 5.2 Räumliche Unterschiede in der Muraktivität

Anhaltspunkte bezüglich der räumlichen Unterschiede in der Muraktivität finden sich in jedem der drei vorgestellten Veröffentlichungen. Die flächendeckenden Daten in Veröffentlichung I zur Betrachtung der Murdynamik zwischen 1947 und 2020 ermöglichen ein sehr genaues räumliches Bild der Muren im Untersuchungsgebiet. Auch die Muren aus dem Sommer 2022 (Veröffentlichung III), können aufgrund der luftgestützten LiDAR Daten in hoher räumlicher Auflösung ausgewertet werden. Insgesamt können somit sehr detailliert die räumlichen

## Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

Unterschiede in der Murdynamik betrachtet werden (siehe Abbildung 7). Deutlich am meisten Murgänge fanden im LT (35,2 Muren pro km<sup>2</sup>), GT (26,9 Muren pro km<sup>2</sup>) und ZT (25,2 Muren pro km<sup>2</sup>) statt, während im HT (6,0 Muren pro km<sup>2</sup>), FT (6,8 Muren pro km<sup>2</sup>) und WK (8,5 Muren pro km<sup>2</sup>) nur vereinzelt Muren detektiert werden konnten (Tabelle 3). Die Ursache dieser Unterschiede könnte in der Morphometrie und Lage der Sub-Einzugsgebiete zu finden sein. Die Enge der Täler GT, LT und ZT verbunden mit ihrer Lage führt dazu, dass mehr Niederschlagszellen in den engen Kammern dieser Täler festgesetzt werden (etwa bei einer Anströmung aus Westen, wie das Beispiel in Veröffentlichung III zeigt). Daraus folgt, anders als in Rieger (1999) angenommen, eine ungleiche räumliche Verteilung von murauslösenden Niederschlagsereignissen im Horlachtal.

**Tabelle 3: Ergebnisse der multitemporalen Murkartierung in den einzelnen Sub-Einzugsgebieten.**

<b>Sub-EZG</b>	<b>Murgänge 1947-2020</b> [Absolutzahl/Anzahl pro km <sup>2</sup> ]	<b>Murgänge Juli 2022</b> [Absolutzahl/Anzahl pro km <sup>2</sup> ]	<b>Murgänge insgesamt</b> [Absolutzahl/Anzahl pro km <sup>2</sup> ]
HT	88/5,7	4/0,3	92/6,0
GT	172/23,3	27/3,7	199/26,9
LT	197/28,0	51/7,2	248/35,2
ZT	305/20,3	74/4,9	379/25,2
WK	26/8,5	0/0	26/8,5
FT	47/6,8	0/0	47/6,8
Insgesamt	835/15,2	156/2,8	991/18,1

Innerhalb der sehr aktiven, Nord-Süd ausgerichteten, Sub-EZG GT, LT und ZT konnten, über den gesamten Untersuchungszeitraum betrachtet, mehr Muren auf westexponierten Hängen detektiert werden. Dass weniger Murgänge auf den ostexponierten Hängen stattfinden, erklärt Becht (1995) mit der Genese von Karen. Heuberger (1967) gibt eine Vereisung der ostexponierten Hänge im Spätglazial (v.a. Egesen- und Larstigstadium) an. Die so entstandenen Karformen sorgen heute für ein gestuftes Längsprofil der ostexponierten Hänge, das die Entstehung hoher Abflussspitzen während eines Starkregenereignisses verhindert. Je nach Menge an Schutt in den Karformen können diese Puffereffekte zu unterschiedlich langen Verzögerungen des Abflusses führen und damit die Intensität der Abflussspitze abschwächen. Des Weiteren fehlen große Sturzschuttkegel auf den Hängen unterhalb der Kare, deren Material bei einem hohen Oberflächenabfluss mobilisiert werden könnte. Die Resultate aus Veröffentlichung III zeigen jedoch, dass der Unterschied zwischen ost- und westexponierten Hängen nur im Mittel über einen langen Betrachtungszeitraum gilt. Wo Murgänge bei einem Einzelereignis ausgelöst werden, hängt demnach primär davon ab, wo die nötigen Niederschlagsintensitäten erreicht werden und damit von der Niederschlagsverteilung. Diese

## Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

murauslösenden Starkregenereignisse können sehr lokal auftreten (Berti et al. 2020; Underwood et al. 2016; Bernard et al. 2020) und es ist daher schwer Intensitäten solcher Ereignisse aufgrund von stationären Niederschlagsmessungen im Untersuchungsgebiet anzugeben. Deshalb ist auch ein empirischer Grenzwert der Niederschlagsintensität zur Auslösung von Murgängen schwierig zu ermitteln (für das Horlachtal geben Becht (1995), Rieger (1999) und Becht & Rieger (1997) einen Grenzwert von ca. 20 mm/30 min an). Bei dem Niederschlagsereignis im Juli 2022 wurden Muren in den meisten Fällen ab etwa einer Intensität von 22 mm/h ausgelöst (Veröffentlichung III).

Es gibt nicht nur räumliche Unterschiede in der Auslösung von Muren, sondern auch die Ablagerungsmagnituden zeigen räumliche Muster. Wie bereits aus anderen Studien bekannt ist, haben die morphometrischen Eigenschaften der hydrologischen Einzugsgebiete einen Einfluss auf die Murmagnitude (Wilford et al. 2004; Marchi et al. 2019; Li et al. 2015; De Haas & Densmore 2019; Zhou et al. 2016). Auch für die Hangmuren des Horlachtals wurde dies, bezogen auf die Einzugsgebietsfläche, bereits untersucht (Becht & Rieger 1997; Rieger 1999). In dieser Arbeit konnte ebenfalls ein positiver Zusammenhang zwischen der Fläche des Einzugsgebietes und den entsprechenden Murmagnituden festgestellt werden. Zudem korrelieren noch weitere morphometrische Parameter mit dem Ablagerungsvolumen: Länge, Umfang, Relieffaktor, Formfaktor und Streckungsverhältnis (positive Korrelation), sowie Flussnetzdicke und Schnittdicke (negative Korrelation). Auch das Murereignis im Sommer 2022 zeigt einen direkten Zusammenhang zwischen Einzugsgebietsgröße und Murmagnitude, da eine Korrelation zwischen dem abgelagerten Murvolumen und der Menge an Niederschlag, die innerhalb einer Stunde auf das Einzugsgebiet gefallen ist, festgestellt werden konnte. Allerdings grenzt die jeweilige Einzugsgebietsfläche die möglichen Murvolumina nur bis zu einem gewissen Maße ein. Trotzdem können die in Veröffentlichung III berechneten Regressionen als Ausgangspunkte für die Kalibrierung von Murmodellen verwendet werden, welche Magnituden und Reichweiten von Muren für zukünftige Ereignisse vorhersagen sollen.

Die Untersuchungen in Veröffentlichung II konzentrieren sich zwar auf das GT und das ZT, aber auch hier sind räumliche Unterschiede feststellbar. So konnten im ZT, anders als im GT, keine Hinweise auf eine erhöhte Muraktivität um 1850 festgestellt werden. Andererseits findet man im ZT gehäuft Murablagerungen aus der Zeit um 1900, die im GT deutlich seltener vorkommen. Diese Resultate sprechen erneut für sehr lokale Niederschlagsereignisse, die Muren sehr lokal begrenzt auslösen (Bernard et al. 2020; Underwood et al. 2016).



### 5.3 Klimatische Einflüsse auf die Murentwicklung

Für die Murgänge im Untersuchungsgebiet sind Starkregeneignisse mit hohen Niederschlagsintensitäten als Ursache entscheidend. Solche kurzen, intensiven Niederschläge zählen nicht nur generell zu den häufigsten murauslösenden Ereignissen (Mostbauer et al. 2018), sondern vor allem bei dem Typus der Hangmure, der im Horlachtal am weitesten verbreitet ist (Becht 1995). Eine Veränderung in der Häufigkeit solcher Ereignisse bedeutet also zwangsweise auch eine Veränderung in der Muraktivität. Im Folgenden werden Niederschlagszeitreihen betrachtet, um daraus Rückschlüsse auf die vergangene und zukünftige Murdynamik im Horlachtal ziehen zu können.

#### *Stationsdaten*

Drei fest installierte Messstationen zeichnen den Niederschlag im Horlachtal auf (Horlachalm, Grastal und Niederthai; siehe Abbildung 6). Für die Station Niederthai (betrieben von der TIWAG) sind tägliche Summen der Niederschläge seit 1976 verfügbar. Tägliche Summen sind jedoch für Analysen von Starkniederschlagsereignissen nicht geeignet, was unter anderem auch in Pelfini & Santilli (2008), Jomelli et al. (2007) oder Ballesteros Cánovas et al. (2016) erwähnt wird. So zeigen etwa die Niederschlagsauswertungen in Altmann et al. (2020), dass die zeitlichen Trends von Tagessummen und die Trends von Starkniederschlagsereignissen in den vergangenen Jahrzehnten gegenläufig sein können. Trotzdem werden in vielen Studien Tagessummen herangezogen, um die Entwicklung von Murfrequenzen zu erklären (Dietrich & Krautblatter 2017). Grund ist der Mangel an Niederschlagsmessstationen im Alpenraum, die vor ca. 1990 in höherer zeitlicher Auflösung aufgezeichnet haben (Frank et al. 2019).

Die Station Grastal wurde zu Beginn der Arbeiten der SEHAG Forschungsgruppe installiert und misst daher erst seit Sommer 2019 Niederschlagsdaten in 10-minütiger Auflösung. Für die Station Horlachalm (betrieben durch die TIWAG) sind Niederschlagsinformationen seit 1989 in 15-minütiger Auflösung vorhanden. Die Messstelle Tschagguns in Vorarlberg ist zwar etwa 80 km vom Horlachtal entfernt, zeichnet jedoch schon seit 1953 minütlich Niederschläge auf. Natürlich können diese Daten aufgrund der großen Entfernung nicht direkt auf die Murdynamik im Horlachtal übertragen werden. Allerdings könnte ein Trend in der zeitlichen Entwicklung der Anzahl von Starkniederschlagsereignissen auch Aussagen über die mögliche Entwicklung der Muraktivität im Untersuchungsgebiet zulassen.

Die Zeitreihen der Stationen Horlachalm sowie Tschagguns wurden in Veröffentlichung I ausgewertet. Dabei zeigt sich, dass die Frequenz von Starkniederschlagsereignissen ( $> 10$  mm/30 min) weder eine signifikante Zunahme noch Abnahme zeigt. Dem entgegen stehen die

## Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

Resultate aus Scherrer et al. (2016), die einen signifikant ansteigenden Trend in der Frequenz von Starkniederschlagsereignissen in der Schweiz zwischen 1901 und 2014 beobachten. Allerdings basiert deren Studie auf Tagessummen, was, wie oben beschrieben, große Unsicherheiten beinhaltet und für die Anwendung in der Murforschung problematisch erscheint.

In Veröffentlichung I zeigen sich allerdings auch Unterschiede zwischen den Stationen Horlachalm und Tschagguns: Während in Tschagguns im Durchschnitt 1,093 Starkniederschlagsereignisse pro Jahr detektiert werden konnten, ist dieser Wert an der Horlachalm etwas geringer (0,831). Dies weist auf kleinräumige Unterschiede der Niederschlagsmuster innerhalb der Zentralalpen hin.

Um Rückschlüsse auf die langfristige Entwicklung der Muraktivität zu ziehen, zeigen Niederschlagsmessungen von standortgebundenen Stationen noch einige Schwachstellen auf:

- 1) Starkniederschlagsereignisse treten kleinräumig auf. Das Messnetz der Niederschlagsstationen ist nicht fein genug, um solche Ereignisse räumlich gut aufzulösen.
- 2) Niederschlagszeitreihen mit ausreichend hoher zeitlicher Auflösung (< Stundensummen) sind im Alpenraum kaum vor den 1990er Jahren verfügbar.
- 3) Aufgrund der starken kleinräumigen Unterschiede in der Topographie der Alpen können Stationsdaten nicht ohne weiteres auf andere alpinen Regionen übertragen werden (Zängl et al. 2008).

Um von Punktmessungen zu einer räumlichen Verteilung der Niederschlagsintensitäten innerhalb eines Starkregenerereignisses zu gelangen, können Satelliten- oder Radardaten verwendet werden. In Veröffentlichung III werden hierfür INCA Niederschlagsdaten verwendet, die unter anderem auf Radarmessungen beruhen (Haiden et al. 2011). Jedoch ist es möglich, dass bei Radardaten die berechneten Magnituden ungenau sind. Zudem können Abschattungseffekte besonders im Hochgebirge zu räumlichen Ungenauigkeiten führen (Ghaemi et al. 2021; Sokol et al. 2021). Obwohl die räumlichen Auflösungen von Radarmessungen zum Teil relativ hoch sind, ist die zeitliche Abdeckung eher gering. Niederschlagszeitreihen, die ausschließlich auf Radardaten beruhen, gehen häufig nur bis zum Anfang der 2000er Jahre oder in die 1990er Jahre zurück (Baeck & Smith 1998; Thorndahl et al. 2014a; Thorndahl et al. 2014b; Ghebreyesus & Sharif 2021). Ähnliche zeitlichen Limitationen gelten für Satellitendaten. Frühe Messungen gehen bis 1979 zurück (zunächst nur

monatliche Niederschlagssummen) (Adler et al. 2017) und haben zudem nur grobe räumliche Auflösungen.

### *Modelldaten*

Um den Nachteilen der Niederschlagsanalyse von Beobachtungsdaten etwas entgegenzukommen, können auch Niederschlagszeitreihen aus Modelldaten verwendet werden. Im Rahmen der Forschungsgruppe SEHAG wurde zu diesem Zweck ein Regional Climate Model verwendet, das von dem Teilprojekt *Klima* an der Universität Bremen durch dynamisches Downscaling aus dem Advanced Research WRF (Weather Research and Forecasting) Modell Version 4.3 berechnet wurde. Als Ausgangsdaten gelten dabei die Informationen aus der 20th Century Reanalysis Version 3 (20CRv3) (Compo et al. 2011; Slivinski et al. 2021). Nach dem letzten Downscaling Prozess hat der Modelldatensatz eine räumliche Auflösung von 2 x 2 km, sowie eine zeitliche Auflösung von 15 Minuten für modellierte Niederschlagssummen für den Zeitraum 1850 bis 2015. Für weitere Informationen zu dem Modelldatensatz sei an dieser Stelle auf Altmann et al. (2023a) verwiesen.

Die Abbildung 9 zeigt die 2 x 2 km großen Kacheln des Wettermodells mit den jeweiligen Kachel-IDs, die das Horlachtal abdecken. Zudem sind die Kacheln entsprechend ihrer mittleren Geländehöhe eingefärbt. Das WRF Modell verwendet Reliefdaten aus dem GMTED2010 (Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010) Datensatz, in welchem auf das EGM96 Geoid Bezug genommen wird. Damit beziehen sich die Kachelhöhen in dieser Auswertung auf orthometrische Angaben. Für jede der Kacheln können die modellierten Niederschlagszeitreihen analysiert und Starkregenereignisse detektiert werden. Wie oben beschrieben handelt es sich bei diesen Ereignissen oft um sommerliche konvektive Gewitterzellen, die sehr kleinräumig auftreten. Diese Kleinräumigkeit kann im Modell nicht exakt wiedergegeben werden. Das bedeutet beispielsweise, dass eine Gewitterzelle nicht zwingend genau am modellierten Ort entstanden sein muss. Darum können Murgänge innerhalb einer Kachel nicht exakt auf Niederschlagsmuster zurückgeführt werden, die in der gleichen Kachel modelliert wurden. Zwar ist es somit nicht möglich Einzelereignisse anhand der Modelldaten zu rekonstruieren, jedoch bleibt die Möglichkeit langfristige Trends in Frequenz und Magnitude von Starkniederschlagsereignissen über Jahre / Jahrzehnte zu analysieren und mit der beobachteten Murgangdynamik im Untersuchungsgebiet zu vergleichen. Neben den räumlichen Unsicherheiten des modellierten Niederschlags sind also auch kurzfristige zeitliche Aussagen stark limitiert.

## Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

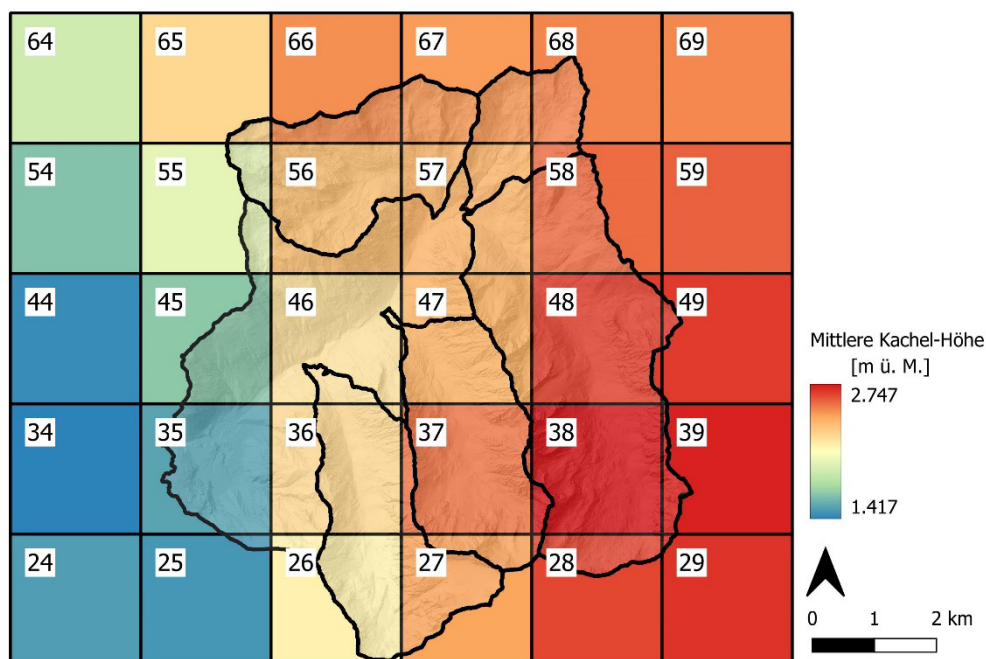


Abbildung 9: Kacheln des Klimamodells für das Untersuchungsgebiet. Die Nummern entsprechen den jeweiligen Kachel-IDs.

In dieser Auswertung wird die Anzahl der Tage betrachtet, an denen ein Niederschlagsschwellenwert von 15 mm/30 min überschritten wurde. Abbildung 10 zeigt eine beispielhafte Auswertung solcher Niederschlagsereignisse für die Kachel ID 69. In Abbildung 10A wird die Anzahl der Tage mit Ereignissen über 15 mm/30 min pro Jahrzehnt zusammen mit dem berechneten negativen Trend dargestellt. Der Wert der Steigung der Trendlinie gibt dabei an, dass pro Jahrzehnt die Anzahl der Ereignisse (zwischen 1850 und 2015) im Durchschnitt um 0,024 Events abnimmt. Jedoch ist der p-Wert dieses Trends mit 0,17 über dem Signifikanzlevel von 5% und somit nicht statistisch signifikant. Entsprechende Analysen können auch mit der Anzahl der Tage mit Starkregenereignissen pro Jahr durchgeführt werden (Abbildung 10B).

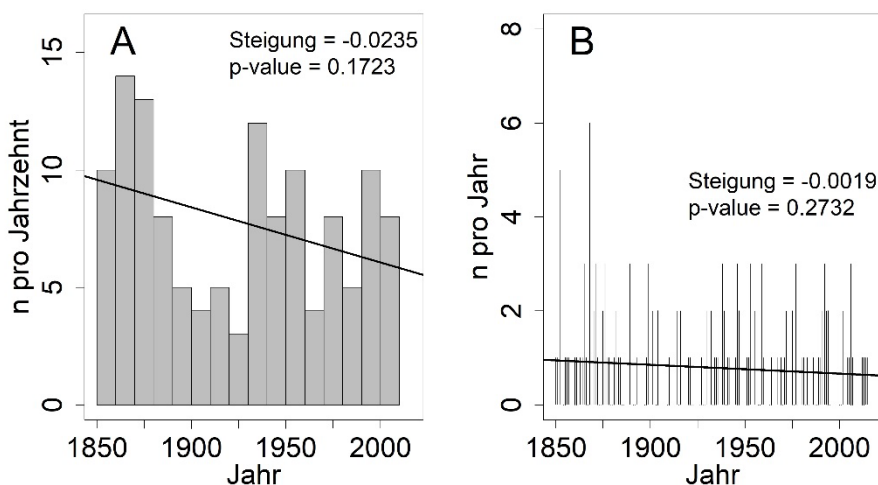


Abbildung 10: Anzahl an Starkregenereignissen der Kachel ID 69 pro Jahrzehnt (A) und pro Jahr (B).

## Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

Auch hier zeigt sich eine leicht abnehmende Tendenz von 0,002 Events pro Jahr, die jedoch ebenfalls keine statistische Signifikanz vorweist.

Ähnliche Auswertungen lassen sich für jede der 30 Kacheln des Untersuchungsgebietes durchführen (Abbildung 11). Der Niederschlag lässt sich somit nicht nur hinsichtlich der zeitlichen, sondern auch der räumlichen Varianz untersuchen. Der große Unterschied zwischen den vielen detektierten Ereignissen in den nordöstlichen Kacheln (ID 68, 69, 58, 59) und den wenigen Ereignissen im Südwesten (ID 44, 45, 34, 35, 24, 25) zeigt eine hohe räumliche Varianz innerhalb des Datensatzes auf. Als eine Ursache dieser Differenzen kann das Relief identifiziert werden. So ist ein leichter Zusammenhang zwischen der mittleren Kachel-Höhe und der Anzahl an detektierten Starkregenereignissen erkennbar (Pearson's Korrelationskoeffizient ist 0,42).

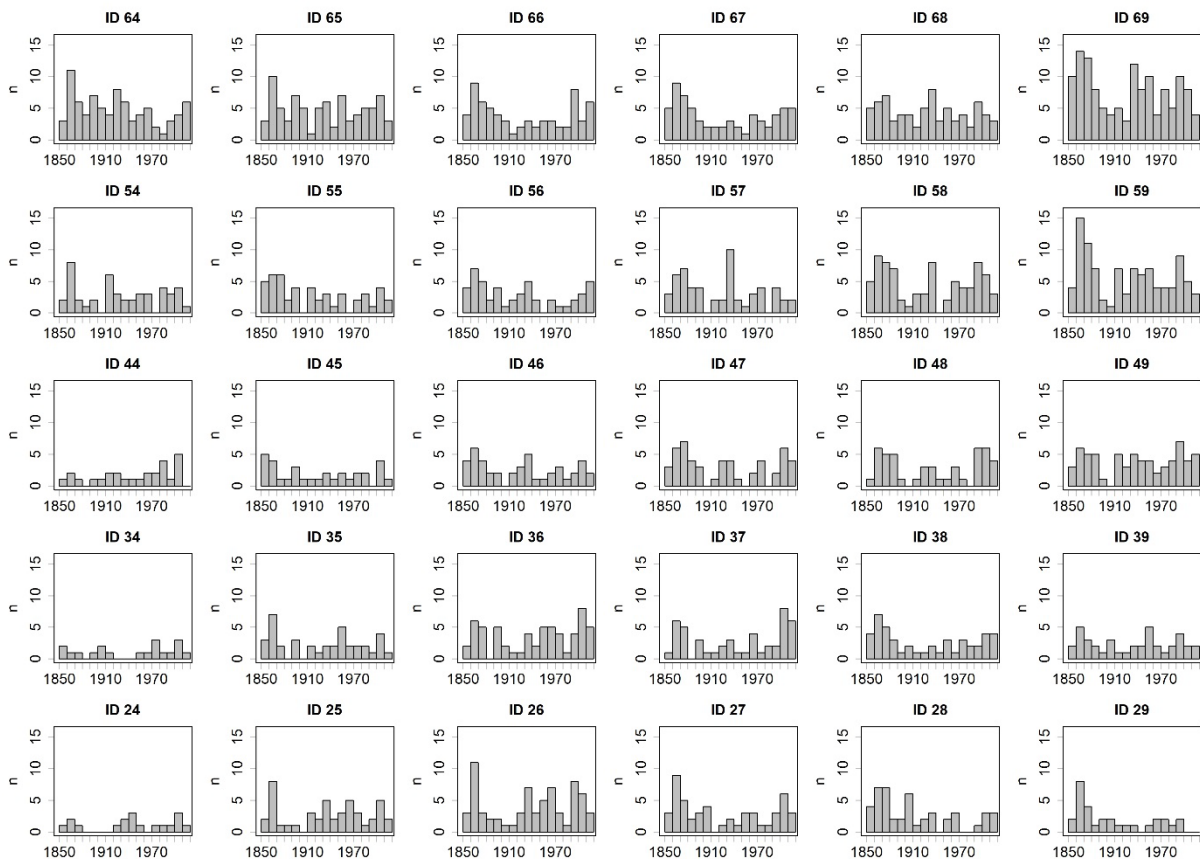


Abbildung 11: Anzahl an Starkregenereignissen der Klimamodellierung für alle Kacheln im Horlachtal.

Betrachtet man diese Zusammenhänge genauer (Abbildung 12), fällt auf, dass diejenigen Kacheln, die zum großen Teil im Haupttal (Ötztal) liegen (ID 24, 25, 34, 35, 44, 45, 54) und somit auch eine relativ niedrige mittlere Höhe aufweisen, nur wenige Starkregenereignisse zeigen. Die restlichen Kacheln liegen höher und haben stärkere Reliefunterschiede. In diesen Kacheln ist die Variabilität der Anzahl an Ereignissen sehr hoch (bis maximal 131 in Kachel ID 69), wobei sie nur in einer einzigen Ausnahme (ID 29) unter 40 Ereignisse fällt. Die

## Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

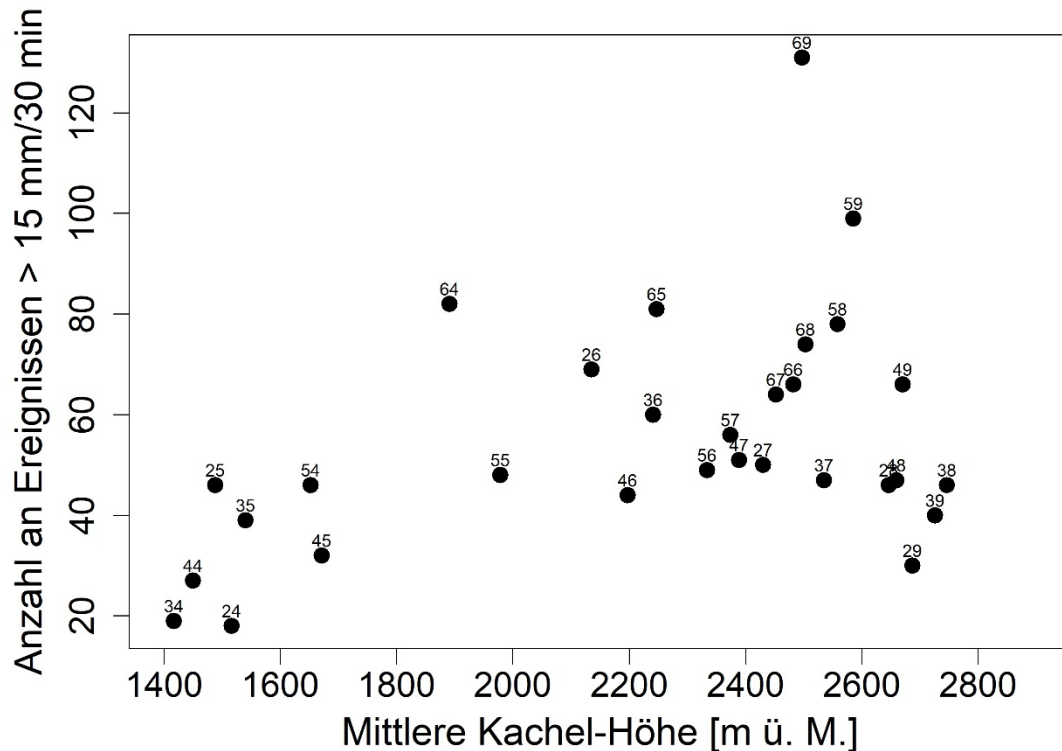


Abbildung 12: Zusammenhang zwischen der Anzahl an Starkregenereignissen und der mittleren Kachel-Höhe. Die Punkte sind mit ihrer jeweiligen Kachel-ID beschriftet.

Auswirkungen und Ursachen der räumlichen Unterschiede sollten in zukünftigen Arbeiten näher untersucht werden. Bei einem besseren Verständnis der räumlichen Variabilität könnten dann auch punktuelle Niederschlagsmessungen besser eingeordnet werden.

Trotz der höhenbedingten räumlichen Variabilität der Niederschlagsdaten können langfristige zeitliche Analysen dennoch Aufschluss über die Entwicklung von potentiell murauslösenden Niederschlagsereignissen geben. Für jede der 30 Kacheln wurde hier der Trend der Anzahl an Tagen mit Starkregenereignissen pro Jahrzehnt und pro Jahr ermittelt (Tabelle 4).

Die meisten Trends (in 21 von 30 Fällen) zeigen eine abnehmende Tendenz der Anzahl der Ereignisse seit 1850 an. Jedoch sind die p-Werte nur in 3 (pro Jahrzehnt; ID 28, 29, 55) beziehungsweise 2 (pro Jahr; ID 28, 29) Fällen unterhalb des Signifikanzlevels von 5%. Diese ausgesprochen wenigen signifikanten Trends zeigen, dass aus den Modelldaten grundsätzlich keine zeitlichen Veränderungen hervorgehen. Nur für wenige Einzelkacheln ist ein leicht negativer Trend der Anzahl an Starkregenereignissen erkennbar.

## Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

**Tabelle 4: Trendanalysen der Anzahl an Starkregenereignissen für jede Kachel.**

<b>Kachel-ID</b>	<b>Steigung (pro Jahrzehnt)</b>	<b>p-value (Jahrzehnt)</b>	<b>Steigung (pro Jahr)</b>	<b>p-value (Jahr)</b>
64	-0.0203	0.0871	-0.0017	0.1268
65	-0.0049	0.6705	-0.0001	0.9061
66	-0.0081	0.4822	-0.0005	0.6205
67	-0.0140	0.1824	-0.0012	0.3297
68	-0.0098	0.2548	-0.0007	0.5545
69	-0.0235	0.1723	-0.0019	0.2732
54	-0.0051	0.6233	-0.0003	0.7227
55	-0.0181	0.0427	-0.0017	0.0511
56	-0.0140	0.1348	-0.0013	0.1527
57	-0.0164	0.2016	-0.0015	0.1407
58	-0.0091	0.5179	-0.0006	0.5927
59	-0.0208	0.2392	-0.0017	0.2407
44	0.0091	0.1577	0.0010	0.0964
45	-0.0086	0.2141	-0.0008	0.2588
46	-0.0100	0.2098	-0.0009	0.2769
47	-0.0091	0.4183	-0.0007	0.4992
48	0.0029	0.7963	0.0005	0.5207
49	0.0054	0.5541	0.0009	0.4466
34	0.0039	0.4106	0.0005	0.3254
35	-0.0059	0.5171	-0.0004	0.5869
36	0.0125	0.2603	0.0016	0.0986
37	0.0113	0.3334	0.0014	0.1259
38	-0.0086	0.3197	-0.0007	0.4106
39	-0.0022	0.7382	-0.0001	0.9352
24	0.0049	0.3210	0.0006	0.2136
25	0.0020	0.8521	0.0005	0.6237
26	0.0049	0.7393	0.0009	0.4540
27	-0.0105	0.3480	-0.0009	0.3750
28	-0.0243	0.0223	-0.0024	0.0089
29	-0.0208	0.0202	-0.0021	0.0060

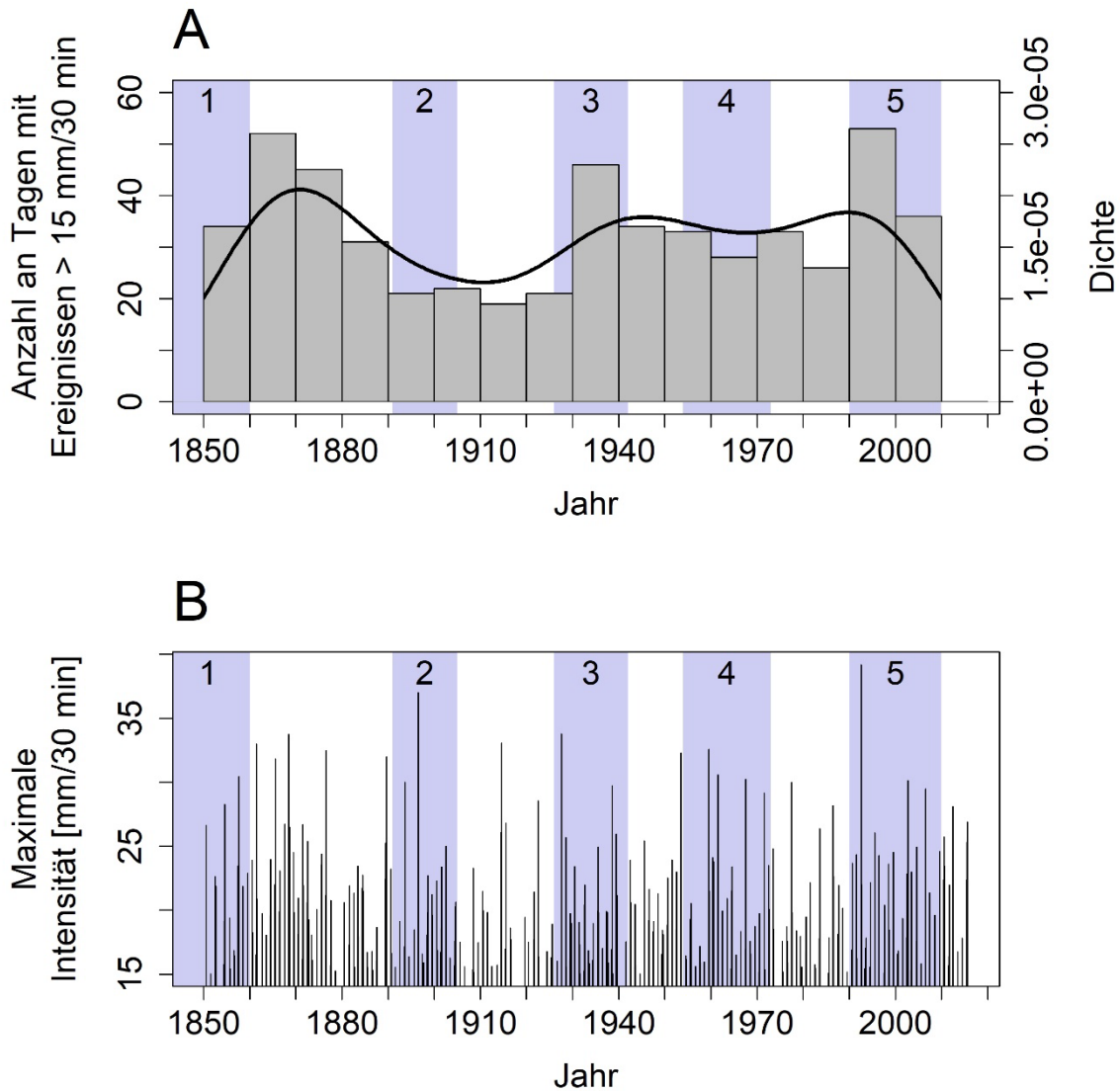
Auch in Ménégot et al. (2020) wurde ein Regional Climate Model (7 x 7 km räumliche Auflösung) verwendet, um klimatische Veränderungen im Alpenraum zwischen 1903 und 2010 zu ermitteln. Zwar erfolgte in dieser Studie keine Analyse von Starkniederschlagsereignissen, jedoch konnte für weite Teile der Alpen ein positiver Trend von maximalen Tagessummen des Niederschlags pro Jahreszeit ermittelt werden. Allerdings zeigen sich auch in Ménégot et al. (2020), ähnlich wie in der hier vorgestellten Auswertungen zum Horlachtal, große räumliche Unterschiede.

In Kaitna et al. (2023) werden ebenfalls Downscaling-Modelldaten verwendet, um murauslösende Niederschlagsereignisse auszuwerten. Die Studie von Kaitna et al. (2023) betrachtet dabei allerdings zukünftige Ereignisse bis zum Jahr 2100. Ähnlich zur Auswertung

## Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

zum Horlachtal zeigen sich keine starken Trends für Niederschlagsereignisse mit hohen Intensitäten, aber lokal (für das Paltental und Defereggental) eine leichte Abnahme solcher Ereignisse.

Um diese meteorologische Auswertungen auf die zeitliche Entwicklung der Murdynamik im Horlachtal, dargestellt in den Veröffentlichungen I, II und III zu beziehen, wurden in Abbildung 13 die Anzahl der Ereignisse aller Kacheln zusammengefasst. Sollte ein Ereignis mehrere



**Abbildung 13: Zeitliche Entwicklung der Starkregenereignisse für das gesamte Horlachtal. Die detektierten muraktiven Phasen sind blau hinterlegt. A: Zeitreihe der Anzahl der Ereignisse. Auch die Dichtefunktion wird dargestellt. B: Zeitreihe der maximalen Niederschlagsintensitäten für das gesamte Horlachtal.**

Kacheln betroffen haben, ging es hier nur einfach in die Auswertung mit ein. Die Abbildung 13A zeigt demnach die Anzahl der Tage, an denen ein Starkregenereignis mit mehr als 15 mm/30 min für mindestens eine der 30 Kacheln modelliert wurde. Wie in den meisten Einzelkacheln zeigt sich auch hier kein signifikanter Trend seit 1850, allerdings ergeben sich



## Zusammenfassende Diskussion der Ergebnisse

aber Perioden mit deutlich höherer Frequenz von Starkregen als im Durchschnitt (1860-1880, 1930-1940, 1990-2000). Für jedes detektierte Starkregenevent ist zudem in Abbildung 13B die maximal modellierte Intensität dargestellt. Wie in der Veröffentlichung III gezeigt, kann sich die maximale Intensität auf die Magnitude von Murgängen auswirken. Zusätzlich sind in Abbildung 13 die fünf Phasen mit erhöhter Muraktivität im Horlachtal zwischen 1850 und 2015 eingezeichnet, die in den Veröffentlichungen I und II ermittelt werden konnten.

### *Phase 1*

Die erste Phase wurde mithilfe der Lichenometrie ermittelt (Veröffentlichung II). Insbesondere im GT konnten Murablagerungen auf die Zeit um 1850 datiert werden. Das Klimamodell zeigt für diesen Zeitraum jedoch lediglich eine durchschnittliche Anzahl an Starkregenereignissen. Allerdings folgt daran anschließend (1860-1880) eine Häufung solcher Ereignisse. Es ist daher wahrscheinlich, dass die mittels Lichenometrie datierten Murablagerungen aufgrund der großen Unsicherheiten bei lichenometrischen Datierungsverfahren (Bull 2018) eher dieser Periode zuzuordnen sind. Unter Berücksichtigung der in Veröffentlichung II angegebenen Unsicherheit von 17 Jahren kann dieser Unterschied zwischen Datierung und Niederschlagsmodell erklärt werden.

### *Phase 2*

Auch die zweite Phase erhöhter Muraktivität wurde mithilfe der Lichenometrie auf den Zeitraum um 1900 datiert. Hier zeigt Abbildung 13A jedoch eine Periode mit vergleichsweise wenigen Starkregenereignissen im Horlachtal. Aus Abbildung 13B indes geht hervor, dass für den 28.07.1896 das zweitstärkste Niederschlagsereignis des gesamten Zeitraumes mit einer maximalen Intensität von über 37 mm/30 min modelliert wurde. Wie das Beispiel aus Veröffentlichung III zeigt, kann auch ein Einzelereignis eine Vielzahl an Muren mit großen Magnituden auslösen. Es ist daher anzunehmen, dass die hohe Muraktivität um 1900 von nur wenigen, dafür aber starken, Niederschlagsereignissen verursacht wurde. Diese Vermutung wird dadurch bekräftigt, als dass vor allem im ZT (und weniger im GT) Murablagerungen um 1900 identifiziert werden konnten (Veröffentlichung II), was wiederum für die lokalen Auswirkungen von wenigen Einzelereignissen spricht.

### *Phase 3*

Die dritte Phase erhöhter Muraktivität kann durch die lichenometrischen Messungen in Veröffentlichung II auf den Zeitraum zwischen 1930 und 1942 festgelegt werden. Aus dieser Zeit konnten sowohl im GT als auch im ZT vermehrt Murablagerungen erfasst werden.

Zugleich zeigt sich auch eine hohe Anzahl an Starkregenereignissen in dieser Periode (Abbildung 13A), die im gesamten Untersuchungsgebiet Murgänge ausgelöst haben können.

### *Phase 4*

Anhand der Orthophotoauswertungen in Veröffentlichung I wird eine Phase hoher Muraktivität zwischen 1954 und 1973 erkennbar. Diese Periode ist zwar nicht durch eine außergewöhnlich hohe Anzahl an Starkregenereignissen gekennzeichnet, aber auch hier gab es immer wieder Einzelereignisse mit hohen Intensitäten, die durchaus Muren mit großen Magnituden verursacht haben könnten.

### *Phase 5*

Die letzte Phase erhöhter Muraktivität im betrachteten Zeitraum konnte zwischen 1990 und 2010 verzeichnet werden (Veröffentlichung I). Mureignisse mit großen Magnituden im Horlachtal für diese Periode sind auch in Becht (1995) dokumentiert. In dieser Zeit werden nicht nur außergewöhnlich viele Starkregenereignisse modelliert (Abbildung 13A), sondern zudem auch das stärkste Einzelereignis mit einer maximalen Intensität von 39,2 mm/30 min für den 24.07.1992 (Abbildung 13B).

Es zeigt sich, dass die Auswertung der modellierten Niederschläge an vielen Stellen mit den detektierten Phasen erhöhter Muraktivität in Verbindung gebracht werden können. Insbesondere aus den Phasen 2 und 4 geht hervor, dass seltene Extremniederschlagsereignisse mit sehr hohen Intensitäten stärkere Auswirkungen auf die Muraktivität zeigen als eine hohe Frequenz an Starkregenereignissen geringerer Intensität. Auch wenn bei Modelldaten einige Unsicherheiten bestehen bleiben (z.B. räumliche Unsicherheiten; abweichende Absolutwerte), bieten diese Daten eine gute Möglichkeit die klimatischen Verhältnisse seit dem Ende der Kleinen Eiszeit, und damit deutlich weiter in die Vergangenheit als es mit Beobachtungsdaten möglich ist, zu analysieren.

## **5.4 Zukünftige Entwicklung der Muraktivität**

Die Ergebnisse der Veröffentlichungen I, II und III geben ein detailliertes Bild der vergangenen Muraktivität im Horlachtal seit 1850 ab. Zusammen mit der oben ausgeführten Analyse der modellierten Niederschlagsdaten lassen sich folglich nicht nur Aussagen über die vergangene Murdynamik, sondern auch über deren zukünftige Entwicklung treffen:

- 1) Sommerliche Starkregenereignisse mit hohen Intensitäten sind die Hauptursache für die Auslösung von Murgängen im Horlachtal. Verändern sich diese Triggerevents in der Zukunft, dann verändert sich auch die Muraktivität.
- 2) Die modellierten Niederschlagsdaten zeigen keine langfristigen signifikanten Trends in der Anzahl von Starkregenereignissen. Auch wenn es lokale Unterschiede gibt, kann für die nähere Zukunft angenommen werden, dass es keine systematischen Änderungen in der Frequenz solcher Ereignisse geben wird. Allerdings zeigen die historischen Daten auch Phasen erhöhter beziehungsweise geringer Murereignisse. Das große Event im Juli 2022 aus Veröffentlichung III könnte ein Hinweis sein, dass wieder eine Periode hoher Murdynamik folgt.
- 3) Ähnlich zu den Niederschlagsereignissen zeigen auch die detektierten Murgänge im Horlachtal keinen eindeutigen Anstieg oder Abnahme der Muraktivität seit 1850, sodass sich für die nahe Zukunft ebenfalls keine großen Veränderungen erwarten lassen.
- 4) Murmagnituden sind abhängig von den Eigenschaften der hydrologischen Einzugsgebiete und der lokalen Niederschlagsintensität (Veröffentlichungen I und III). In Verbindung mit Niederschlagsmodellierungen für zukünftige Zeitspannen kann man mithilfe dieser Resultate Murmagnituden modellieren. Werden in einer Niederschlagssimulation hohe Intensitäten erreicht, können Murmodelle (z.B. Gravitational Process Path model (Wichmann 2017; Calista et al. 2020; Goetz et al. 2021) oder r.avaflow (Mergili et al. 2017; Cheng et al. 2023)) passend zum Regenereignis und den lokalen Gegebenheiten Murgänge modellieren.

## 6 Ausblick

Viele Fragen zur Muraktivität im Horlachtal konnten in der vorangegangenen Diskussion beantwortet werden. Dennoch ergeben sich daraus auch Ansatzpunkte für die weitere Forschung, von denen in diesem Kapitel beispielhaft einige näher aufgeführt werden.

### 6.1 Modellierung der zukünftigen Entwicklung der Muraktivität im Horlachtal

Wie bereits in Kapitel 5.4 angesprochen, liefern die Ergebnisse dieser Arbeit Grundlagen für eine Kalibrierung von Murmodellen, die zukünftige Murereignisse in Ort, Reichweite und Magnitude simulieren können. Mithilfe der multitemporalen und flächenhaften Murkartierung in Veröffentlichung I zusammen mit den Resultaten über den Zusammenhang von Niederschlag

und Murmagnitude (Veröffentlichung III) können Modelle für unterschiedlich starke Triggerevents angepasst werden.

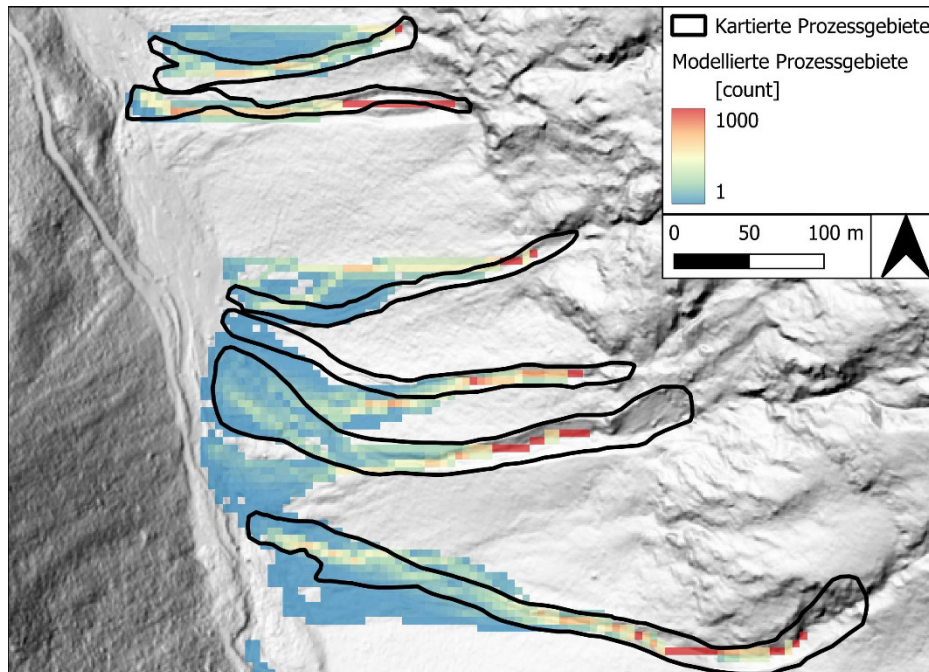


Abbildung 14: Kalibrierung des Gravitational Process Path models anhand der kartierten Murprozessgebiete zwischen 1990 und 1997 im unteren GT.

Einen ersten Modellierungsansatz zeigt Abbildung 14. Hier wurden die Parameter des Gravitational Process Path models (Wichmann 2017) für die Prozesskartierung der Murreignisse zwischen 1990 und 1997 im unteren GT kalibriert.

## 6.2 Vergleich der Muraktivität des Horlachtals mit anderen Gebieten

Ob die vorgestellten Ergebnisse aus dem Horlachtal auch auf andere Gebiete in den (Ost-) Alpen übertragbar sind, kann der Vergleich mit anderen Untersuchungsgebieten zeigen. Wie bereits in Kapitel 1.1 erwähnt, werden in der Forschungsgruppe SEHAG auch das Kaunertal (Tirol) und Martelltal (Südtirol) betrachtet. Diese befinden sich in den zentralen Ostalpen auf einer Nord-Süd-Achse (siehe Abbildung 1) und weisen vergleichbare geologische Bedingungen zum Horlachtal auf. Mithilfe von aktuellen und historischen Orthophotos der Gebiete können, analog zu der in Veröffentlichung I beschriebenen Methodik, auch für Kaunertal und Martelltal Murprozessgebiete multitemporal kartiert und zeitlich eingegrenzt werden. Aus den Ergebnissen (Abbildung 15) lässt sich die historische Murdynamik der drei Täler vergleichen. Wie in der vorliegenden Arbeit ausführlich beschrieben, konnten im Horlachtal im Zeitraum zwischen 1947 und 2022 insgesamt 991 Muren detektiert werden. Das entspricht circa 0,24 Murgänge pro Jahr und km<sup>2</sup>. Damit ist die Frequenz von Muren im Horlachtal im Vergleich zum Kaunertal doppelt so hoch und sogar 8-mal höher als im Martelltal (Tabelle 5).

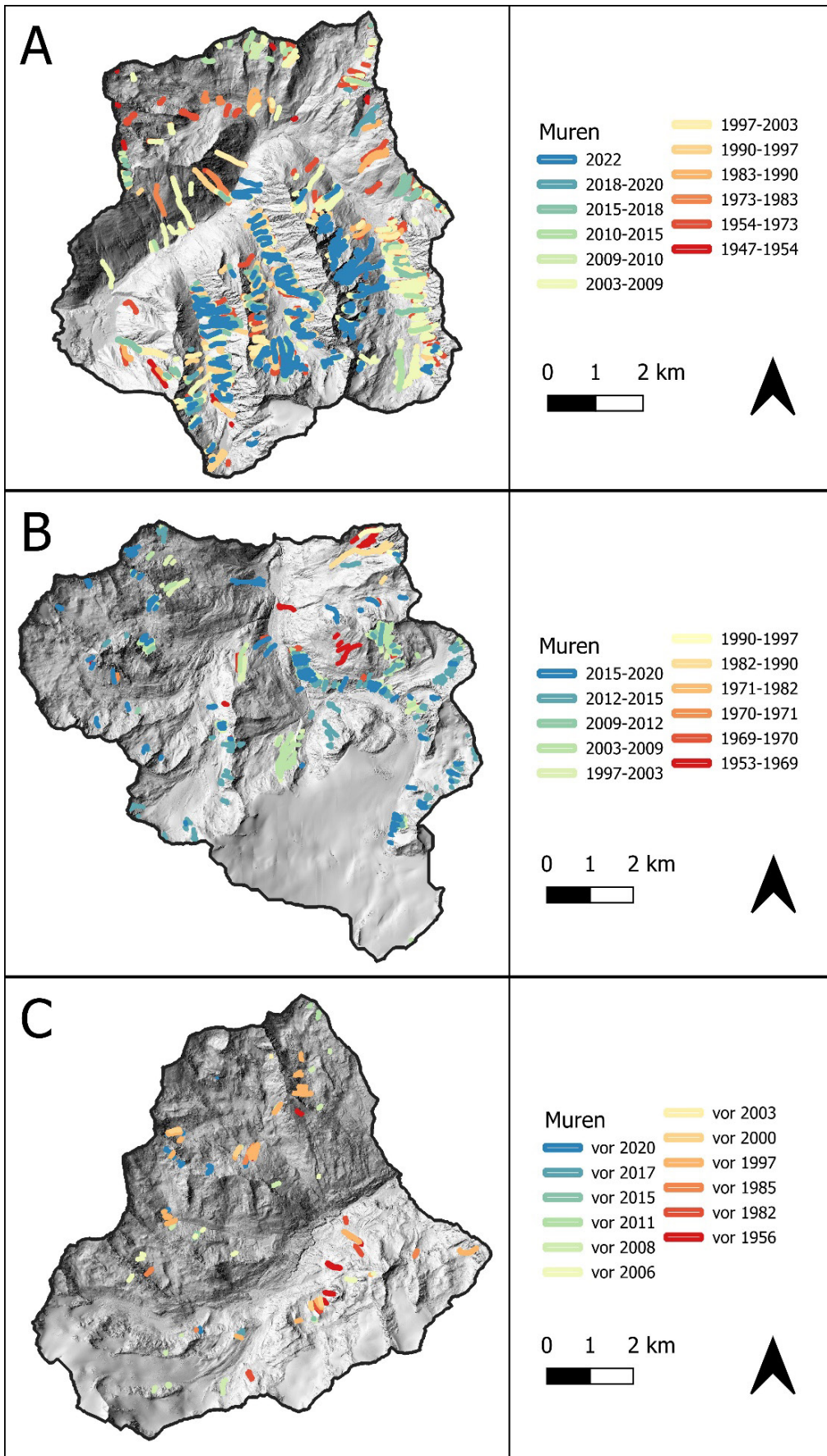


Abbildung 15: Vergleich der multitemporalen Murkartierungen auf Basis von Orthophotos im Horlachtal (A), Kaunertal (B) und Martelltal (C).

Wie in Veröffentlichung I aufgezeigt und basierend auf den Untersuchungen von Hilger (2017) im Kaunertal, ist nicht nur die Murfrequenz im Horlachtal höher, sondern auch die Magnituden großer Murereignisse sind um den Faktor 10 erhöht.

Diese großen Unterschiede zwischen den Untersuchungsgebieten können verschiedene Ursachen haben, die als Grundlage für aufbauende Studien gelten sollten. Neben unterschiedlichen Niederschlagsmustern ist es denkbar, dass beispielsweise auch unterschiedliche geomorphologische Gegebenheiten ausschlaggebend sind (Calista et al. 2020; Tiranti et al. 2018; Palamakumbura et al. 2021; Carrara et al. 2008). Aufgrund der deutlich großflächigeren Vergletscherung von Kaunertal und Martelltal (sowohl aktuell als auch zum Höchststand der Kleinen Eiszeit), sind dort deutlich größere proglaziale Bereiche seit 1850 (Kaunertal: ca. 15,8 km<sup>2</sup>; Martelltal: ca. 20,8 km<sup>2</sup>) im Vergleich zum Horlachtal (ca. 3,2 km<sup>2</sup>) entstanden. Dadurch wurde auch großflächig Moränenmaterial eisfrei, auf denen wiederum eine hohe Morphodynamik stattfindet (Altmann et al. 2020; Altmann et al. 2023b; Betz-Nutz et al. 2023; Hilger 2017). Das führt dazu, dass in Kaunertal im untersuchten Zeitraum prozentual viele Muren auf Seiten- oder Ufermoränen ausgelöst wurden (33,4%), ähnliches gilt für die Muren im Martelltal (20%). Dagegen sind im Horlachtal lediglich 0,8% der detektierten Muren seit 1947 auf kleineiszeitlichen Moränen abgegangen. Die Murgänge in Bereichen der Moränen der Kleinen Eiszeit zeichnen sich in den Untersuchungsgebieten oft durch relativ geringe Magnituden aus. So kann ein Teil der Magnitudenunterschiede zwischen Horlachtal und Kaunertal erklärt werden.

**Tabelle 5: Unterschiede der Muraktivität in Horlachtal, Kaunertal und Martelltal.**

<b>Untersuchungsgebiet</b>	<b>Anzahl an Muren (Zeitraum)</b>	<b>Muren pro Jahr</b>	<b>Muren pro Jahr und km<sup>2</sup></b>
Horlachtal	991 (1947-2022)	13,2	0,24
Kaunertal	488 (1953-2020)	7,3	0,12
Martelltal	112 (1956-2020)	1,8	0,03

Die unterschiedlich starke Vergletscherung während der Kleinen Eiszeit kann auch dafür gesorgt haben, dass die großen Gletscher in Kaunertal und Martelltal Hangschutt großflächig ausgeräumt haben. Im Gegensatz zum Horlachtal, das in geringerem Ausmaß vergletschert war, ist damit weniger murfähiges Material auf den Hängen verfügbar und folglich das Auftreten von großen Murereignissen erschwert. Auch die topographischen Voraussetzungen der drei Täler können ursächlich für die unterschiedlichen Murdynamiken sein. So zeigt das Horlachtal eine deutlich stärker ausgeprägte Kammerung in tief eingeschnittene Seitentäler, deren Hänge entsprechend hohe Hangneigungen aufweisen (die mittlere Hangneigung im Horlachtal beträgt

33,3°). Sowohl Kaunertal als auch Martelltal sind weniger stark gekammert und dadurch weiter mit weniger steilen Hängen. Für das Kaunertal beläuft sich die mittlere Hangneigung auf 26,0° und im Martelltal auf 27,1°. Die flacheren Hänge dieser beiden Täler erschweren die Auslösung von Muren. Des Weiteren können auch unterschiedliche Niederschlagsmuster die Unterschiede in der Murdynamik erklären. Die Nähe zum Alpenhauptkamm und die unterschiedliche Ausrichtung der Täler verringern möglicherweise die Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen in Kaunertal und Martelltal. Auch die weniger stark ausgeprägte Kammerung kann dafür sorgen, dass weniger sommerliche Gewitterzellen in diesen Tälern, verglichen mit dem Horlachtal, abregnen. Eine ausführliche Auswertung von zeitlich hochaufgelösten Niederschlagszeitreihen aus den drei Tälern könnte Aufschluss über Unterschiede in der Frequenz und Magnitude von potentiell murauslösenden Niederschlagsereignissen liefern.

Bereits in Kapitel 5.3 wurden einige klimatische Analysen auf Basis der Modelldaten vorgestellt. Diese haben gezeigt, wie räumlich und zeitlich variabel murauslösende Starkniederschlagsereignisse sind. Analysen der Starkregenereignisse könnten dabei noch weiter vertieft werden. Beispielsweise ist zu untersuchen, ob sich der angedeutete Zusammenhang zwischen Relief und der Anzahl an Starkniederschlagsereignissen bei einer Betrachtung über das Horlachtal hinaus bestätigt. Generell kann eine überregionale Analyse noch weitere offene Fragen beantworten, die aus den regionalen Untersuchungen in dieser Arbeit hervorgegangen sind. Dazu zählen beispielsweise:

- Gibt es systematische Unterschiede in Frequenz und Magnitude von Starkniederschlagsereignissen zwischen Untersuchungsgebieten in den zentralalpinen Lagen nördlich beziehungsweise südlich des Alpenhauptkammes?
- Wie wirken sich Tallagen (und deren Orientierung, z.B. Nord-Süd Ausrichtung gegenüber Ost-West Ausrichtung) auf die Anzahl an Starkniederschlagsereignisse aus?

## **7 Zusammenfassung**

In dieser Arbeit wurde die Murdynamik in einem hochalpinen Tal in den zentralen Ostalpen seit dem Ende der Kleinen Eiszeit um ca. 1850 im Detail untersucht. Durch aktuelle und historische Fernerkundungsdatensätze (luftgestütztes LiDAR, digitale Orthophotos) konnte die Muraktivität im Horlachtal seit 1947 flächendeckend abgebildet werden. Zudem ermöglichte

## Zusammenfassung

die modifizierte Methodik zur lichenometrischen Datierung von Murablagerungen die Erweiterung der Murchronik bis 1850.

Die zeitliche Entwicklung der Murdynamik im Horlachtal zeigt keine Hinweise auf ansteigende oder absteigende Trends in den vergangenen 170 Jahren. Vielmehr zeigen sich Perioden mit erhöhter und niedriger Muraktivität. Phasen mit mindestens einem Murreignis mit großer Magnitude konnten für die Zeiträume um 1850, um 1900, 1930-1942, 1954-1973, 1990-2009 und 2022 festgestellt werden.

Frequenz und Magnitude der detektierten Murgänge zeigen große räumliche Unterschiede. In Summe sind vor allem die westexponierten Hänge von GT, LT und ZT betroffen. Bei Einzelereignissen spielt jedoch die Verteilung der Niederschlagsintensitäten die entscheidende Rolle. Verschiedene Parameter der hydrologischen Einzugsgebiete der Murbahnen beeinflussen zudem die Magnituden der entsprechenden Murgänge.

Murauslösende Starkregenereignisse können sehr lokal auftreten und verringern somit die Aussagekraft von standortgebundenen Niederschlagsmessungen. Ein weiteres Problem von Stationsmessungen zur Beurteilung der vergangenen Murdynamik ist die zu niedrige zeitliche Auflösung der Messungen vor ca. 1990. Ergebnisse einer Klimarekonstruktion eines zeitlich und räumlich hochaufgelösten Modells zeigen keine signifikanten Trends der Anzahl an Starkregenereignissen seit 1850. Jedoch kann eine sehr hohe lokale Variabilität beobachtet werden, die möglicherweise durch das Relief beeinflusst wird. Die Analyse zeigt zudem einen deutlichen Zusammenhang zwischen der Anzahl und Intensität von Starkregenereignissen und der detektierten Murdynamik.

Obwohl also der Klimawandel in vielen Bereichen alpine Geosysteme beeinflusst, zeigen sich die Auswirkungen auf Frequenz und Magnitude von Hangmuren nicht deutlich. So können bei der detaillierten Betrachtung von murauslösenden Niederschlagsereignissen und der detektierten Muraktivität in den vergangenen 170 Jahren keine Hinweise identifiziert werden, die signifikante Veränderungen in diesen Systemen im betrachteten Zeitraum und auch in den nächsten Jahren vermuten lassen.



**Literaturverzeichnis**

Adler, R. F.; Gu, G.; Sapiano, M.; Wang, J.-J.; Huffman, G. J. (2017): Global Precipitation: Means, Variations and Trends During the Satellite Era (1979–2014). In *Surveys in Geophysics* 38 (4), pp. 679–699. DOI: 10.1007/s10712-017-9416-4.

Altmann, M.; Pfeiffer, M.; Haas, F.; Rom, J.; Fleischer, F.; Heckmann, T.; Piermattei, L.; Wimmer, M.; Braun, L.; Stark, M.; Betz-Nutz, S.; Becht, M. (2023a): Long-term monitoring (1953–2019) of geomorphologically active sections on LIA lateral moraines under changing meteorological conditions. PREPRINT. Eingereicht in: *Earth Surface Dynamics*.

Altmann, M.; Piermattei, L.; Haas, F.; Heckmann, T.; Fleischer, F.; Rom, J.; Betz-Nutz, S.; Knoflach, B.; Müller, S.; Ramskogler, K.; Pfeiffer, M.; Hofmeister, F.; Ressler, C.; Becht, M. (2020): Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. In *Water* 12 (12), p. 3375. DOI: 10.3390/w12123375.

Altmann, M.; Ramskogler, K.; Mikolka-Flöry, S.; Pfeiffer, M.; Haas, F.; Heckmann, T.; Rom, J.; Fleischer, F.; Himmelstoß, T.; Pfeifer, N.; Ressler, C.; Tasser, E.; Becht, M. (2023b): Quantitative Long-Term Monitoring (1890–2020) of Morphodynamic and Land-Cover Changes of a LIA Lateral Moraine Section. In *Geosciences* 13 (4), p. 95. DOI: 10.3390/geosciences13040095.

Baeck, M. L.; Smith, J. A. (1998): Rainfall Estimation by the WSR-88D for Heavy Rainfall Events. In *Weather and Forecasting* 13 (2), pp. 416–436. DOI: 10.1175/1520-0434(1998)013<0416:REBTWF>2.0.CO;2.

Ballesteros Cánovas, J. A.; Stoffel, M.; Corona, C.; Schraml, K.; Gobiet, A.; Tani, S.; Sinabell, F.; Fuchs, S.; Kaitna, R. (2016): Debris-flow risk analysis in a managed torrent based on a stochastic life-cycle performance. In *The Science of the total environment* 557-558, pp. 142–153. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2016.03.036.

Becht, M.; Rieger, D. (1997): Debris flows on alpine slopes (eastern Alps)/Coulées de débris sur des versants des Alpes Orientales. In *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3 (1), pp. 33–41. DOI: 10.3406/morfo.1997.899.

Becht, Michael (1995): Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten. Mit 40 Tabellen. Zugl.: München, Univ., Habil.-Schr. München: Geobuch-

Verl. (Münchener Universitätschriften / Fakultät für Geowissenschaften, 47). Available online at <http://edoc.ku-eichstaett.de/9396/>.

Bernard, M.; Underwood, S. J.; Berti, M.; Simoni, A.; Gregoretti, C. (2020): Observations of the atmospheric electric field preceding intense rainfall events in the Dolomite Alps near Cortina d'Ampezzo, Italy. In *Meteorology and Atmospheric Physics* 132 (1), pp. 99–111. DOI: 10.1007/s00703-019-00677-6.

Berti, M.; Bernard, M.; Gregoretti, C.; Simoni, A. (2020): Physical Interpretation of Rainfall Thresholds for Runoff-Generated Debris Flows. In *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 125 (6). DOI: 10.1029/2019JF005513.

Betz-Nutz, S.; Heckmann, T.; Haas, F.; Becht, M. (2023): Development of the morphodynamics on Little Ice Age lateral moraines in 10 glacier forefields of the Eastern Alps since the 1950s. In *Earth Surface Dynamics* 11 (2), pp. 203–226. DOI: 10.5194/esurf-11-203-2023.

Bollschweiler, M.; Stoffel, M.; Schneuwly, D. M. (2008): Dynamics in debris-flow activity on a forested cone — A case study using different dendroecological approaches. In *CATENA* 72 (1), pp. 67–78. DOI: 10.1016/j.catena.2007.04.004.

Bradwell, T. (2009): Lichenometric dating: a commentary, in the light of some recent statistical studies. In *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 91 (2), pp. 61–69. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2009.00354.x.

Bull, W. B. (2018): Accurate surface exposure dating with lichens. In *Quaternary Research* 90 (1), pp. 1–9. DOI: 10.1017/qua.2018.7.

Calista, M.; Menna, V.; Mancinelli, V.; Sciarra, N.; Miccadei, E. (2020): Rockfall and Debris Flow Hazard Assessment in the SW Escarpment of Montagna del Morrone Ridge (Abruzzo, Central Italy). In *Water* 12 (4), p. 1206. DOI: 10.3390/w12041206.

Carrara, A.; Crosta, G.; Frattini, P. (2008): Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. In *Geomorphology* 94 (3-4), pp. 353–378. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.10.033.

Cheng, H.; Mergili, M.; Huang, Y. (2023): Numerical analysis of debris flow erosion in the mountainous areas affected by the 2008 Wenchuan earthquake using a depth-averaged two-phase model. In *Natural Hazards* 116 (1), pp. 193–212. DOI: 10.1007/s11069-022-05669-1.

- Compo, G. P.; Whitaker, J. S.; Sardeshmukh, P. D.; Matsui, N.; Allan, R. J.; Yin, X.; Gleason, B. E.; Vose, R. S.; Rutledge, G.; Bessemoulin, P.; Brönnimann, S.; Brunet, M.; Crouthamel, R. I.; Grant, A. N.; Groisman, P. Y.; Jones, P. D.; Kruk, M. C.; Kruger, A. C.; Marshall, G. J.; Maugeri, M.; Mok, H. Y.; Nordli, Ø.; Ross, T. F.; Trigo, R. M.; Wang, X. L.; Woodruff, S. D.; Worley, S. J. (2011): The Twentieth Century Reanalysis Project. In *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (654), pp. 1–28. DOI: 10.1002/qj.776.
- De Haas, T.; Densmore, A. L. (2019): Debris-flow volume quantile prediction from catchment morphometry. In *Geology* 47 (8), pp. 791–794. DOI: 10.1130/G45950.1.
- Dietrich, A.; Krautblatter, M. (2017): Evidence for enhanced debris-flow activity in the Northern Calcareous Alps since the 1980s (Plansee, Austria). In *Geomorphology* 287, pp. 144–158. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.01.013.
- Fontana, G. A.; Egli, M.; Gärtner, H. (2021): Testing the potential of the dwarf shrub *Dryas octopetala* L. for dating in dendrogeomorphology. In *Dendrochronologia* 67, p. 125823. DOI: 10.1016/j.dendro.2021.125823.
- Frank, F.; Huggel, C.; McArdell, B. W.; Vieli, A. (2019): Landslides and increased debris-flow activity: A systematic comparison of six catchments in Switzerland. In *Earth Surface Processes and Landforms* 44 (3), pp. 699–712. DOI: 10.1002/esp.4524.
- Ghaemi, E.; Foelsche, U.; Kann, A.; Fuchsberger, J. (2021): Evaluation of Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) precipitation analysis using a dense rain-gauge network in southeastern Austria. In *Hydrology and Earth System Sciences* 25 (8), pp. 4335–4356. DOI: 10.5194/hess-25-4335-2021.
- Ghebreyesus, D.; Sharif, H. O. (2021): Time Series Analysis of Monthly and Annual Precipitation in The State of Texas Using High-Resolution Radar Products. In *Water* 13 (7), p. 982. DOI: 10.3390/w13070982.
- Goetz, J.; Kohrs, R.; Parra Hormazábal, E.; Bustos Morales, M.; Araneda Riquelme, M. B.; Henríquez, C.; Brenning, A. (2021): Optimizing and validating the Gravitational Process Path model for regional debris-flow runout modelling. In *Natural Hazards and Earth System Sciences* 21 (8), pp. 2543–2562. DOI: 10.5194/nhess-21-2543-2021.
- Haiden, T.; Kann, A.; Wittmann, C.; Pistotnik, G.; Bica, B.; Gruber, C. (2011): The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) System and Its Validation over the

- Eastern Alpine Region. In *Weather and Forecasting* 26 (2), pp. 166–183. DOI: 10.1175/2010WAF2222451.1.
- Heiser, M.; Schlögl, M.; Spangl, B.; Fuchs, S.; Rickenmann, D.; Zimmermann, M.; Scheidl, C. (2023): Repose time patterns of debris-flow events in alpine catchments. In *Earth Surface Processes and Landforms*, Article esp.5533. DOI: 10.1002/esp.5533.
- Heuberger, H. (1967): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen Zwischen Sellrain- und Otztal. In *The Geographical Journal* 133 (4), p. 522. DOI: 10.2307/1794493.
- Hilger, L. (2017): Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: A sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. PhD thesis. Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt-Ingolstadt. Available online at urn:nbn:de:bvb:824-opus4-3814.
- Hirschberg, J.; Fatichi, S.; Bennett, G. L.; McArdeell, B. W.; Peleg, N.; Lane, S. N.; Schlunegger, F.; Molnar, P. (2021): Climate Change Impacts on Sediment Yield and Debris-Flow Activity in an Alpine Catchment. In *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 126 (1), e2020JF005739. DOI: 10.1029/2020JF005739.
- Jomelli, V.; Brunstein, D.; Grancher, D.; Pech, P. (2007): Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps). In *Climatic Change* 85 (1-2), pp. 119–137. DOI: 10.1007/s10584-006-9209-0.
- Kaitna, R.; Prenner, D.; Switanek, M.; Maraun, D.; Stoffel, M.; Hrachowitz, M. (2023): Changes of hydro-meteorological trigger conditions for debris flows in a future alpine climate. In *The Science of the total environment*, p. 162227. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2023.162227.
- Kapusta, J.; Stankoviansky, M.; Boltžiar, M. (2010): Changes in activity and geomorphic effectiveness of debris flows in the High Tatra Mts within the last six decades (on the example of the Velická Dolina and Dolina Zeleného Plesa valleys). In *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 44, pp. 5–34.
- Li, L.; Yu, B.; Zhu, Y.; Chu, S.; Wu, Y. (2015): Topographical factors in the formation of gully-type debris flows in Longxi River catchment, Sichuan, China. In *Environmental Earth Sciences* 73 (8), pp. 4385–4398. DOI: 10.1007/s12665-014-3722-7.
- Lopez Saez, J.; Corona, C.; Stoffel, M.; Gotteland, A.; Berger, F.; Liébault, F. (2011): Debris-flow activity in abandoned channels of the Manival torrent reconstructed with LiDAR and

- tree-ring data. In *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11 (5), pp. 1247–1257. DOI: 10.5194/nhess-11-1247-2011.
- Marchi, L.; Brunetti, M. T.; Cavalli, M.; Crema, S. (2019): Debris-flow volumes in northeastern Italy: Relationship with drainage area and size probability. In *Earth Surface Processes and Landforms* 44 (4), pp. 933–943. DOI: 10.1002/esp.4546.
- Ménégoz, M.; Valla, E.; Jourdain, N. C.; Blanchet, J.; Beaumet, J.; Wilhelm, B.; Gallée, H.; Fettweis, X.; Morin, S.; Anquetin, S. (2020): Contrasting seasonal changes in total and intense precipitation in the European Alps from 1903 to 2010. In *Hydrology and Earth System Sciences* 24 (11), pp. 5355–5377. DOI: 10.5194/hess-24-5355-2020.
- Mergili, M.; Fischer, J.-T.; Krenn, J.; Pudasaini, S. P. (2017): r.avaflow v1, an advanced open-source computational framework for the propagation and interaction of two-phase mass flows. In *Geoscientific Model Development* 10 (2), pp. 553–569. DOI: 10.5194/gmd-10-553-2017.
- Mostbauer, K.; Kaitna, R.; Prenner, D.; Hrachowitz, M. (2018): The temporally varying roles of rainfall, snowmelt and soil moisture for debris flow initiation in a snow-dominated system. In *Hydrology and Earth System Sciences* 22 (6), pp. 3493–3513. DOI: 10.5194/hess-22-3493-2018.
- Palamakumbura, R.; Finlayson, A.; Ciurean, R.; Nedumpallile-Vasu, N.; Freeborough, K.; Dashwood, C. (2021): Geological and geomorphological influences on a recent debris flow event in the Ice-scoured Mountain Quaternary domain, western Scotland. In *Proceedings of the Geologists' Association* 132 (4), pp. 456–468. DOI: 10.1016/j.pgeola.2021.05.002.
- Pelfini, M.; Santilli, M. (2008): Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. In *Geomorphology* 101 (4), pp. 721–730. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.04.002.
- Rieger, Dieter (1999): Bewertung der naturräumlichen Rahmenbedingungen für die Entstehung von Hangmuren. Möglichkeiten zur Modellierung des Murpotentials ; mit 21 Tabellen. Zugl.: München, Univ., Diss., 1998. München: Geobuch-Verl. (Münchener Universitätschriften / Fakultät für Geowissenschaften, 51).
- Scherrer, S. C.; Fischer, E. M.; Posselt, R.; Liniger, M. A.; Croci-Maspoli, M.; Knutti, R. (2016): Emerging trends in heavy precipitation and hot temperature extremes in Switzerland. In *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121 (6), pp. 2626–2637. DOI: 10.1002/2015JD024634.

- Šilhán, K.; Tichavský, R. (2017): Snow avalanche and debris flow activity in the High Tatras Mountains: New data from using dendrogeomorphic survey. In *Cold Regions Science and Technology* 134, pp. 45–53. DOI: 10.1016/j.coldregions.2016.12.002.
- Slivinski, L. C.; Compo, G. P.; Sardeshmukh, P. D.; Whitaker, J. S.; McColl, C.; Allan, R. J.; Brohan, P.; Yin, X.; Smith, C. A.; Spencer, L. J.; Vose, R. S.; Rohrer, M.; Conroy, R. P.; Schuster, D. C.; Kennedy, J. J.; Ashcroft, L.; Brönnimann, S.; Brunet, M.; Camuffo, D.; Cornes, R.; Cram, T. A.; Domínguez-Castro, F.; Freeman, J. E.; Gergis, J.; Hawkins, E.; Jones, P. D.; Kubota, H.; Lee, T. C.; Lorrey, A. M.; Luterbacher, J.; Mock, C. J.; Przybylak, R. K.; Pudmenzky, C.; Slonosky, V. C.; Tinz, B.; Trewin, B.; Wang, X. L.; Wilkinson, C.; Wood, K.; Wyszyński, P. (2021): An Evaluation of the Performance of the Twentieth Century Reanalysis Version 3. In *Journal of Climate* 34 (4), pp. 1417–1438. DOI: 10.1175/JCLI-D-20-0505.1.
- Sokol, Z.; Szturc, J.; Orellana-Alvear, J.; Popová, J.; Jurczyk, A.; Céleri, R. (2021): The Role of Weather Radar in Rainfall Estimation and Its Application in Meteorological and Hydrological Modelling—A Review. In *Remote Sensing* 13 (3), p. 351. DOI: 10.3390/rs13030351.
- Stoffel, M. (2010): Magnitude–frequency relationships of debris flows — A case study based on field surveys and tree-ring records. In *Geomorphology* 116 (1-2), pp. 67–76. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.10.009.
- Stoffel, M.; Lièvre, I.; Conus, D.; Grichting, M. A.; Raetzo, H.; Gärtner, H. W.; Monbaron, M. (2005): 400 Years of Debris-Flow Activity and Triggering Weather Conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. In *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 37 (3), pp. 387–395. DOI: 10.1657/1523-0430(2005)037[0387:YODAAT]2.0.CO;2.
- Stoffel, M.; Mendlik, T.; Schneuwly-Bollschweiler, M.; Gobiet, A. (2014): Possible impacts of climate change on debris-flow activity in the Swiss Alps. In *Climatic Change* 122 (1-2), pp. 141–155. DOI: 10.1007/s10584-013-0993-z.
- Thorndahl, S.; Nielsen, J. E.; Rasmussen, M. R. (2014a): Bias adjustment and advection interpolation of long-term high resolution radar rainfall series. In *Journal of Hydrology* 508, pp. 214–226. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.10.056.
- Thorndahl, S.; Smith, J. A.; Baeck, M. L.; Krajewski, W. F. (2014b): Analyses of the temporal and spatial structures of heavy rainfall from a catalog of high-resolution radar

rainfall fields. In *Atmospheric Research* 144, pp. 111–125. DOI: 10.1016/j.atmosres.2014.03.013.

Tiranti, D.; Crema, S.; Cavalli, M.; Deangeli, C. (2018): An Integrated Study to Evaluate Debris Flow Hazard in Alpine Environment. In *Frontiers in Earth Science* 6, Article 60. DOI: 10.3389/feart.2018.00060.

Turkington, T.; Remaître, A.; Ettema, J.; Hussin, H.; van Westen, C. (2016): Assessing debris flow activity in a changing climate. In *Climatic Change* 137 (1-2), pp. 293–305. DOI: 10.1007/s10584-016-1657-6.

Underwood, S. J.; Schultz, M. D.; Berti, M.; Gregoretti, C.; Simoni, A.; Mote, T. L.; Saylor, A. M. (2016): Atmospheric circulation patterns, cloud-to-ground lightning, and locally intense convective rainfall associated with debris flow initiation in the Dolomite Alps of northeastern Italy. In *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16 (2), pp. 509–528. DOI: 10.5194/nhess-16-509-2016.

van Steijn, H. (1999): Frequency of hillslope debris flows in the Bachelard valley (French Alps). In M. Panizza, M. Soldati, M. Bertacchini, W. van Asch, S. Malmusi (Eds.): *The Erasmus 96-97 Programme in Geomorphology: Intensive Course in the French Alps and Student's Mobility*. Modena, Italy: Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, pp. 15–24.

Wichmann, V. (2017): The Gravitational Process Path (GPP) model (v1.0) – a GIS-based simulation framework for gravitational processes. In *Geoscientific Model Development* 10 (9), pp. 3309–3327. DOI: 10.5194/gmd-10-3309-2017.

Wilford, D. J.; Sakals, M. E.; Innes, J. L.; Sidle, R. C.; Bergerud, W. A. (2004): Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. In *Landslides* 1 (1), pp. 61–66. DOI: 10.1007/s10346-003-0002-0.

Zängl, G.; Aulehner, D.; Wastl, C.; Pfeiffer, A. (2008): Small-scale precipitation variability in the Alps: Climatology in comparison with semi-idealized numerical simulations. In *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134 (636), pp. 1865–1880. DOI: 10.1002/qj.311.

Zhou, W.; Tang, C.; van Asch, T. W. J.; Chang, M. (2016): A rapid method to identify the potential of debris flow development induced by rainfall in the catchments of the Wenchuan earthquake area. In *Landslides* 13 (5), pp. 1243–1259. DOI: 10.1007/s10346-015-0631-0.