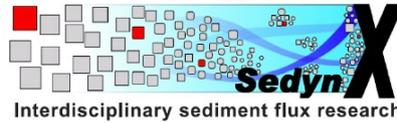




*Institut für Geographie und Raumforschung  
Karl-Franzens-Universität Graz*



*Masterarbeit*

**KARTIERUNG UND EVALUIERUNG VON  
SEDIMENTTRANSPORT-PROZESSEN IN DER  
ZWISCHENMÄUERSTRECKE, JOHNSBACHTAL**

Zur Erlangung des akademischen Grades eines Master of Science  
(MSc) an der Umwelt-, Regional- und Bildungswissenschaftlichen  
Fakultät der Karl – Franzens – Universität Graz

BETREUER:

OLIVER SASS, Univ.-Prof. Dr.rer.nat.

AUTOR:

PAUL KRENN, BSc (1010152)

Graz,

im Oktober, 2016

## **Eidesstattliche Erklärung**

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne unerlaubte Beihilfe verfasst habe. Ich habe keine weiteren Quellen verwendet, außer den von mir im Literaturverzeichnis angeführten und wörtlich und inhaltlichen entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht.

---

(Krenn Paul)

## Vorwort

Im Zuge meiner Anstellung als wissenschaftlicher Mitarbeiter im Projekt SedynX lernte ich die Gesäuseberge lieben. Mit jedem weiteren Forschungsaufenthalt wurde mir die Schönheit des Untersuchungsgebiets mehr und mehr bewusst. In einem lockeren Gespräch mit Eric Rascher erwähnte er, dass im Rahmen seiner Doktorarbeit noch eine geomorphologische Kartierung der Zwischenmäuerstrecke ausstünde und sich noch immer kein Studierender für die Bearbeitung dieses Themas gemeldet habe. Wenige Augenblicke später hatte sich die Angelegenheit erledigt. In Absprache mit unserem Betreuer Oliver Sass einigten wir uns auf eine digitale geomorphologische Kartierung, der mittels einer GIS-Modellierung auch die Intensität und die Bedeutung von Sedimenttransportprozessen im Einzugsgebiet draufgesetzt werden sollte. Diese Masterarbeit bot mir die ideale Kombination aus Geländeaufenthalten und der Anwendung eines GIS. Wenn ich nun einen Blick auf die Ergebnisse werfe, bin sehr glücklich mich für dieses Thema entschieden zu haben.

Nun ist es an der Zeit Danke zu sagen. Diese wissenschaftliche Arbeit wäre ohne die zahlreichen unterstützenden Worte und Taten aller im Arbeitsprozess beteiligten Menschen nicht zustande gekommen. Besonderer Dank gilt meinen beiden Betreuern Prof. Oliver Sass und Eric Rascher, die stets ein offenes Ohr und wertvolle Ratschläge parat hatten. Auch Christian Bauer darf an dieser Stelle nicht vergessen werden, der mir in einigen Situationen mit seinem GIS-Wissen aus der Patsche geholfen hat. Den größten Dank möchte ich allerdings meinen Eltern, meiner Tante und meiner Oma aussprechen, ohne derer finanzielle Unterstützung an ein Studium kaum zu denken gewesen wäre. Auch meine Freunde und Studienkollegen müssen natürlich erwähnt werden. Herzlich Dank an Fabian und Gina, die oft Dinge zu mir sagten, die ich nicht hören wollte, an meine Jungs, Andreas, Christopher, Marius und Thomas mit denen ich in den letzten Jahren unglaublich geniale Momente erleben durfte, meinen Mitbewohnern, Markus und Bettina, denen ich für die tolle gemeinsame Zeit sehr dankbar bin, meine Studienkollegen, Dieter, Reinhold, Gernot, Gerd, Benjamin, Julia und Sarah, mit denen bei dem einen oder anderen Getränk über die Schönheit der Welt philosophiert wurde. Leider können nicht alle Menschen erwähnt werden, die mich auf meinem Weg begleitet haben. Jedoch gilt auch jedem nicht genannten Weggefährten mein Dank. And last but not least, möchte ich noch einer jungen Dame danken, deren Anblick mir stets ein Lächeln ins Gesicht zaubert.

## Zusammenfassung

Die Rolle und Bedeutung von Sedimentspeichern in alpinen Einzugsgebieten ist nicht gänzlich geklärt (TRIMBLE 1995). Um jedoch ein besseres Verständnis für die alpine Landschaftsentwicklung entwickeln zu können, ist es nötig für kleine alpine Einzugsgebiete (<50km<sup>2</sup>) mehr Daten über Sedimentspeicher und Sedimentspeichertypen zu erheben. Auch in Bezug auf Landschaftsplanung und Naturgefahrenmanagement sind weitere Untersuchungen von Sedimentspeichern und Sedimenttransportprozessen nötig (SCHROTT und ADMAS, 2002; GUTIÉRREZ et al., 1998).

Ziel dieser Masterarbeit ist das Verständnis über Sedimenttransportprozesse und Sedimentspeicher in der Zwischenmäuerstrecke zu entwickeln. Mittels einer geomorphologischen Kartierung, deren Basis die unterschiedlichen Sedimentspeichertypen bilden, und einer GIS-Modellierung über Intensität und Bedeutung von Sedimenttransportprozessen, die von THELER und REYNARD (2008) vorgestellt wurde, soll dies erreicht werden. Die geomorphologische Kartierung ist ein modernes digitales Kartenprodukt, das auf Basis von Felduntersuchungen, Orthophoto-Interpretation und der Analyse von digitalen Geländemodellen basiert. Den zweiten Schritt bildet eine rasterbasierte Analyse der folgenden Parameter: Grad der Vegetationsbedeckung, Hangneigung und Konnektivität.

Die Ergebnisse setzten sich zusammen aus einer geomorphologischen Karte der Zwischenmäuerstrecke und Karten der Prozessintensität und der Sedimentdynamik für den Gseng- und Langgriesgraben.

Die Methode von THELER und REYNARD (2008) eignet sich als Vorbereitungstool, um sich einen Überblick, wo und wie stark Sedimenttransportprozesse vorzufinden sind, zu gewinnen (THELER et al. 2010). Leider können mit Anwendung dieser Methode nur semi-quantitative Aussagen zum Sedimenttransport getroffen werden und eine Quantifizierung von Sedimentvolumina ist bis jetzt noch nicht möglich. Trotzdem sind die Ergebnisse insofern zufriedenstellend, als dass die Modellierung der Prozessintensität geomorphologische sehr plausibel erscheint. Schwächen des Ansatzes zeigen sich vor allem bei der Modellierung der Bedeutung des Sedimenttransports, da der Durchtransport von Sedimenten von einem geomorphologischen Kompartiment ins nächste nicht berücksichtigt wird. Mit der stärkeren Gewichtung der Konnektivität und der Unterteilung der Einzugsgebiete in Subcatchments könnte dieses Manko vermutlich behoben werden.

## Abstract

The role of sediment storage in small alpine catchments (<50km<sup>2</sup>) is not well understood (TRIMBLE, 1995). There is still need for further quantitative data acquisition of sediment storages and sediment storage types in order to get a more comprehensive picture of alpine landscape evolution. Also in terms of land-use planning and natural hazard management further research on sediment storage and sediment transfer processes is required (SCHROTT und ADMAS, 2002; GUTIÉRREZ et al., 1998).

The aim of this thesis was to get a better understanding of sediment transfer processes and sediment storage in Zwischenmüer. This was achieved by geomorphological mapping and GIS modelling on intensity and significance of sediment supply based on the work of THELER and REYNARD (2008).

The result is a digital geomorphological map based on field work, aerial photograph interpretation and analysis of digital elevation models. Additionally, a raster based analysis of the following parameters was carried out: vegetation landcover slope and connectivity.

The final outcome of the thesis includes a geomorphological map of Zwischenmüer, a process intensity map and a significance of sediment supply map of Gsenggraben and Langgriesgraben.

The proposed mapping method of THELER and REYNARD (2008) is useful for preliminary analysis of a torrential system. However, it is insufficient for the quantification of sediment volumes, which is why results remain semi-quantitative for the moment. Still, the outcome of process intensity analysis is satisfying because the modelling results seem geomorphologically reasonable. The main limitation of the method is the modelling of significance of sediment supply, as it fails to consider the sediment transport between geomorphological compartments. One possible solution would be the division of the watershed into smaller subcatchments and an increased weighing of the connectivity in the analysis.

# Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung .....	10
1.1 Kontext und Problemstellung der Masterarbeit.....	10
1.2 Forschungsziele .....	11
1.3. Beschreibung des Untersuchungsgebiets .....	11
2. Theoretischer Hintergrund.....	15
2.1 Geomorphologische Grundlagen.....	15
2.1.1 Die Rolle des steilen Gebirges in der Sedimentkaskade .....	15
2.1.2 Beschreibung der geomorphologisch relevanten Prozesse - Massenbewegungen..	17
2.1.4 Prozessgefüge im Gebirge .....	21
2.1.5 Sedimentspeicher im Gebirge .....	24
2.1.6 Sediment-Konnektivität im Gebirge .....	25
2.2 Theoretische Hintergründe zur geomorphologischen Kartierung .....	27
2.2.1 Entwicklung der geomorphologischen Karte .....	27
2.2.2 Gegenstand und Aufgabe der Geomorphologischen Kartierung.....	29
2.2.3 Großmaßstäbige geomorphologische Karten .....	30
2.2.4 Neue Techniken in der geomorphologischen Kartierung .....	31
2.3 GIS-Applikationen zur Analyse der Sedimentdynamik .....	32
2.3.1 Kartierung von Sedimenttransportprozessen mit Hilfe von GIS-Applikationen ....	32
2.3.2 Klassifizierung der Sedimentdynamik nach THELER und REYNARD (2008) ....	35
3. Methodik .....	40
3.1 Erstellung der geomorphologische Karte .....	40
3.1.1 Datengrundlagen .....	40
3.1.2 Kartierschlüssel .....	41
3.1.3 Workflow .....	45
3.2 Modellierung der Sedimentdynamik .....	47
3.2.1 Anpassung des Ansatzes nach THELER und REYNARD (2008) .....	47

3.2.2 Aufbereitung der Eingangsdaten .....	49
4. Ergebnisse .....	59
4.1 Ergebnisse der geomorphologischen Karte .....	59
4.2 Ergebnisse der Modellierung der Sedimentdynamik .....	62
4.2.1 Karte der Prozessintensität .....	62
4.2.2 Karte der Bedeutung für die Sedimentdynamik der Einzugsgebiete .....	64
4.2.3 Verschneidung der Prozessdynamik mit den Sedimentspeichern .....	66
4.2.4 Karte der Sedimentdynamik .....	68
5. Diskussion .....	70
6. Literaturverzeichnis.....	73

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Abgrenzung des Untersuchungsgebiets (Quelle: Eigene Darstellung) .....	13
Abbildung 2: Geologische Karte mit Farbenerklärung der Zwischenmäuerstrecke (Quelle: Eigene Darstellung).....	13
Abbildung 3: Rekonstruktion der Vergletscherung des Johnsbachtales in der Würm-Kaltzeit nach GEIGER (2001) (Quelle: verändert nach LIEB und PREMM, 2008).....	14
Abbildung 4: Modell einer Sedimentkaskade in alpinen Geosystemen nach SCHROTT et al. 2002 (Quelle: THIEL, 2013).....	17
Abbildung 5: Gliederung nach Feuchte und Geschwindigkeit (Quelle: ZEPP 2011).....	20
Abbildung 6: Gliederung von Sturzprozessen (Quelle: AHNERT 2008) .....	22
Abbildung 7: (links) Gleichungsbasierte Definition des Konnektivitätsindex nach BORSELLI et al. (2008). (rechts) vereinfachte Skizze des Konnektivitätsmodells nach BORSELLI et al. (2008) mit den einzelnen Berechnungsfaktoren (Quelle: STANGL et al. 2016).....	26
Abbildung 8: Ermittlung der Abflussakkumulation (Quelle: ArcGIS RESOURCE CENTER 2011).....	34
Abbildung 9: Flow Chart der Kartierungsprozedur nach THELER et al. 2010 – Schritt 1 und 2 (Quelle: THELER et al. 2010) .....	36
Abbildung 10: Flow Chart der Kartierungsprozedur nach THELER et al. 2010 – Schritt 3 bis	

6 (Quelle: THELER et al. 2010) .....	37
Abbildung 11: Zwei Matrizen, die die Wichtigkeit von Sedimentspeichern in der globalen Sedimentdynamik aufzeigen (Quelle: THELER und REYNARD, 2008) .....	39
Abbildung 12: Einzugsgebietsberechnung (Quelle: Eigene Darstellung).....	46
Abbildung 13: Adaptierung (1) des THELER und REYNARD (2008) Konzepts (Quelle: Eigene Darstellung).....	48
Abbildung 14 Adaptierung (2) des THELER und REYNARD (2008) Konzepts (Quelle: Eigene Darstellung).....	48
Abbildung 15: Untersuchte Teileinzugsgebiete (Quelle: Eigene Darstellung) .....	49
Abbildung 16: Simulation des hydrographischen Netzwerkes (Quelle: Eigene Darstellung) .	51
Abbildung 17: Modellierter Konnektivitätsindex der beiden Teileinzugsgebiete (Quelle: Eigene Darstellung).....	53
Abbildung 18: Klassenweise Darstellung (natural breaks) der Konnektivität (Quelle: Eigene Darstellung).....	54
Abbildung 19: Grad der Vegetationsbedeckung im Gseng und Langgriesgraben (Quelle: Eigene Darstellung).....	56
Abbildung 20: Hangneigung im Gseng- und Langgriesgraben (Quelle: Eigene Darstellung) 57	
Abbildung 21: Matrix - Intensity Calculation (Quelle: Eigene Darstellung).....	58
Abbildung 22: Supplying of Sediments by the sediment storage in the global dynamics .....	59
Abbildung 23: Ergebnis der geomorphologischen Kartierung der Zwischenmäuerstrecke.....	60
Abbildung 24: Karte der Prozessintensität (Quelle: Eigene Darstellung).....	63
Abbildung 25: Karte der Bedeutung der Sedimentlieferung (Quelle: Eigene Darstellung) ....	65
Abbildung 26: Karte der auf den Sedimentspeichern wirksamen Intensität – Gsenggraben (Quelle: Eigene Darstellung).....	66
Abbildung 27: Karte der auf den Sedimentspeichern wirksamen Intensität – Langgriesgraben (Quelle: Eigene Darstellung).....	67
Abbildung 28: Karte der Bedeutung der Sedimentlieferung - Gsenggraben (Quelle: Eigene Darstellung).....	68
Abbildung 29: Karte der Bedeutung der Sedimentlieferung - Langgriesgraben (Quelle: Eigene Darstellung).....	69

## **Tabellenverzeichnis**

Tabelle 1: Klassifizierung von Massenbewegungen (DIKAU und GLADE 2002) .....	19
Tabelle 2: Sturzprozesse nach AHNERT (2008) .....	23
Tabelle 3: Sturzprozesse nach WHALLEY (1974) .....	23
Tabelle 4: Auflistung der Datengrundlagen.....	41
Tabelle 5: Beschreibung der Sedimentspeicher und geomorphologischen Formen in der Zwischenmäuerstrecke .....	45

# 1. Einleitung

## 1.1 Kontext und Problemstellung der Masterarbeit

Diese Masterarbeit ist in das Forschungsprojekt „Sedyn-X“ der Forschungsgruppe ALADYN (Alpine Landschaftsdynamik) eingebettet und soll einen Beitrag zur aktuellen Forschung am Institut für Geographie und Raumforschung der Karl-Franzens-Universität Graz leisten.

In Zusammenarbeit mit dem Institut für Wasserwirtschaft der BOKU Wien und dem Nationalpark Gesäuse wird seit Mai 2013 eine Untersuchung des Sedimenthaushalts auf eine integrative Weise durchgeführt. Sedimenttransport-Prozesse in Flusssystemen stellen eine stets wiederauftretende Problematik für geomorphologische Sedimentstrom-Analysen, Naturgefahren-Bewertung, Flussökologie und den Flussbau dar. Ein solch komplexes Thema erfordert eine interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen verschiedenen Forschungseinrichtungen und lokalen Stakeholdern.

Untersuchungen des Sediment-Budgets werden mit verschiedenen Methoden zur Erfassung und Quantifizierung geomorphologischer Prozesse und systeminterner Speicher durchgeführt. Auf Basis der gewonnenen Daten und Erkenntnisse sollen Maßnahmen für das zukünftige Sedimentmanagement erarbeitet werden.

Durch den interdisziplinären Zugang sollen Zukunftsstrategien für das Flussmanagement in der Projektregion ausgearbeitet werden. Sie sollen unter Berücksichtigung der Interessen der lokalen Akteure, wie dem Nationalpark Gesäuse, den Kraftwerksbetreibern und dem Straßenerhaltungsdienst erstellt werden. Zusätzlich sollen die Ergebnisse als Leitfaden für die Bewältigung ähnlicher Problemstellungen in anderen Regionen fungieren.

Die Rolle von Sedimentspeichern in alpinen Einzugsgebieten ist nicht gänzlich geklärt (TRIMBLE, 1995). Dies ist auch der Tatsache geschuldet, dass gerade für kleine alpine Einzugsgebiete (<50km<sup>2</sup>) Daten über die einzelnen Sedimentspeichertypen nur spärlich vorhanden sind (SCHROTT et al., 2003). Um jedoch nicht nur ein besseres Verständnis für die alpine Landschaftsentwicklung entwickeln zu können, sondern auch in Bezug auf Landnutzungsplanung und Naturgefahrenmanagement sind weitere Untersuchungen zu Sedimentspeichern und Sedimenttransport nötig (SCHROTT und ADMAS, 2002; GUTIÉRREZ et al., 1998).

In der vorliegenden Arbeit soll in diesem Kontext eine digitale geomorphologische Karte Zwischenmäuerstrecke erstellt werden, die als Basis für eine GIS-Modellierung der

Sedimentdynamik im Einzugsgebiet fungieren soll. Damit soll aufgezeigt werden, wo und wie stark Sedimenttransportprozesse auf den unterschiedlichen Sedimentspeichern wirksam sind.

## 1.2 Forschungsziele

Forschungsziele lassen sich für die hier vorliegende Masterarbeit wie folgt formulieren:

- Ziel ist die Erstellung einer digitalen geomorphologischen Karte für die Zwischenmäuerstrecke mit entsprechender Aufarbeitung der zugehörigen Literatur zur modernen geomorphologischen Kartierung
- Neben einer statischen geomorphologischen Kartierung stehen Sedimenttransportprozesse im Fokus dieser Arbeit. Sie sollen mittels eines GIS-basierten Ansatzes nach THELER und REYNARD (2008) untersucht und visualisiert werden.
- Das Kartierungskonzept nach THELER und REYNARD (2008) soll wenn möglich adaptiert werden, um zumindest semi-quantitative Aussagen zum Sedimenttransport treffen zu können.

## 1.3. Beschreibung des Untersuchungsgebiets

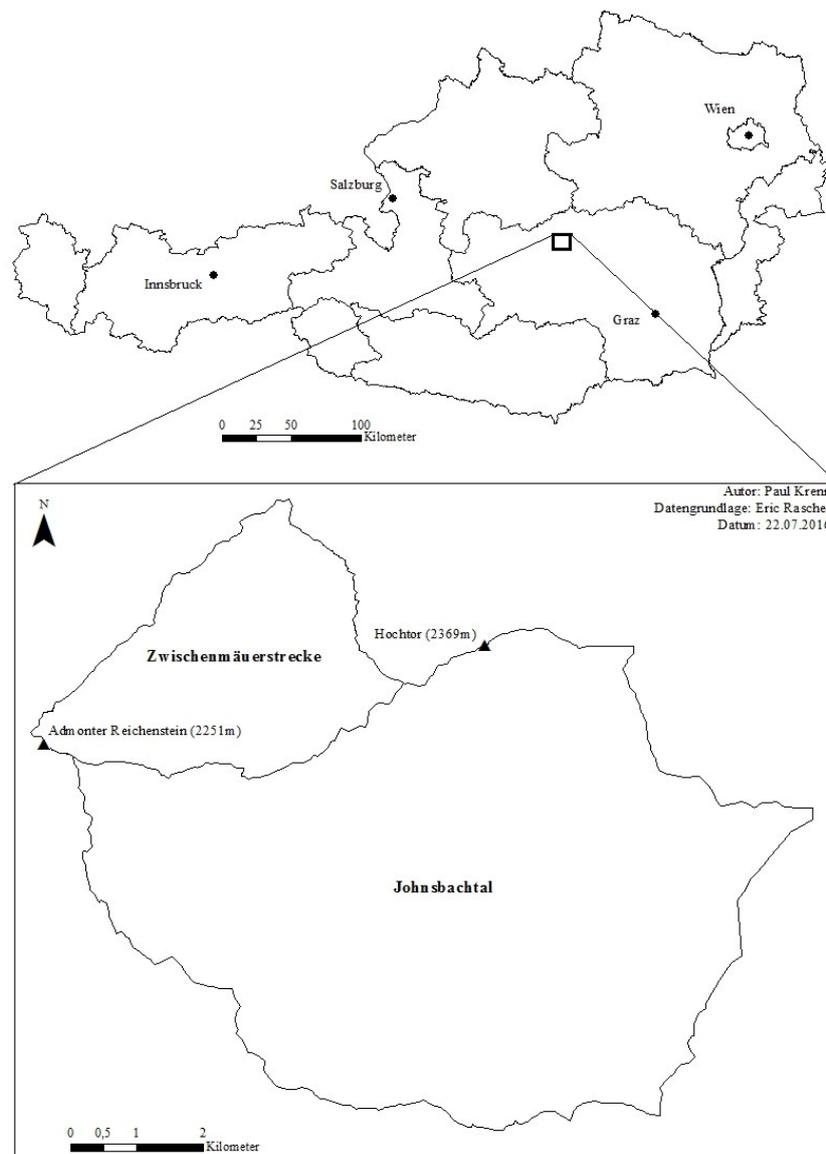
Das Untersuchungsgebiet, die „Zwischenmäuer“, ist Teil des Johnsbachtals im Nationalpark Gesäuse und liegt in den Nördlichen Kalkalpen der Obersteiermark. Es liegt zwischen der Ortschaft Johnsbach und der Einmündung des Johnsbaches in die Enns.

Charakteristisch in diesem 8km langen Kerbtal „Zwischenmäuer“ ist die Dolomit-Erosionslandschaft, die vor allem durch Schuttgräben, Rinnen und hohe Felstürme geprägt ist. Die große vorherrschende Reliefenergie (Mündung des Johnsbaches in die Enns = 585m / Admonter Reichenstein = 2251m) und die gängigen Lithologien in den Gesäusebergen erklärt die hohe geomorphologische Aktivität und rechtfertigt somit Untersuchungen im Bereich der gravitativen Massenbewegungen. Die für das gesamte Johnsbachtal typischsten Prozesse sind Sturzprozesse (z.B. Steinschlag, Felssturz, etc.), Murgänge oder Lawinen, die maßgeblich für die Reliefgestaltung der Landschaft beitragen.

Nach LIEB und PREMM (2008) kann die Zwischenmäuerstrecke bei genauerer Betrachtung nach landschaftlichen Erscheinungsbild und Morphodynamik in drei unterschiedliche

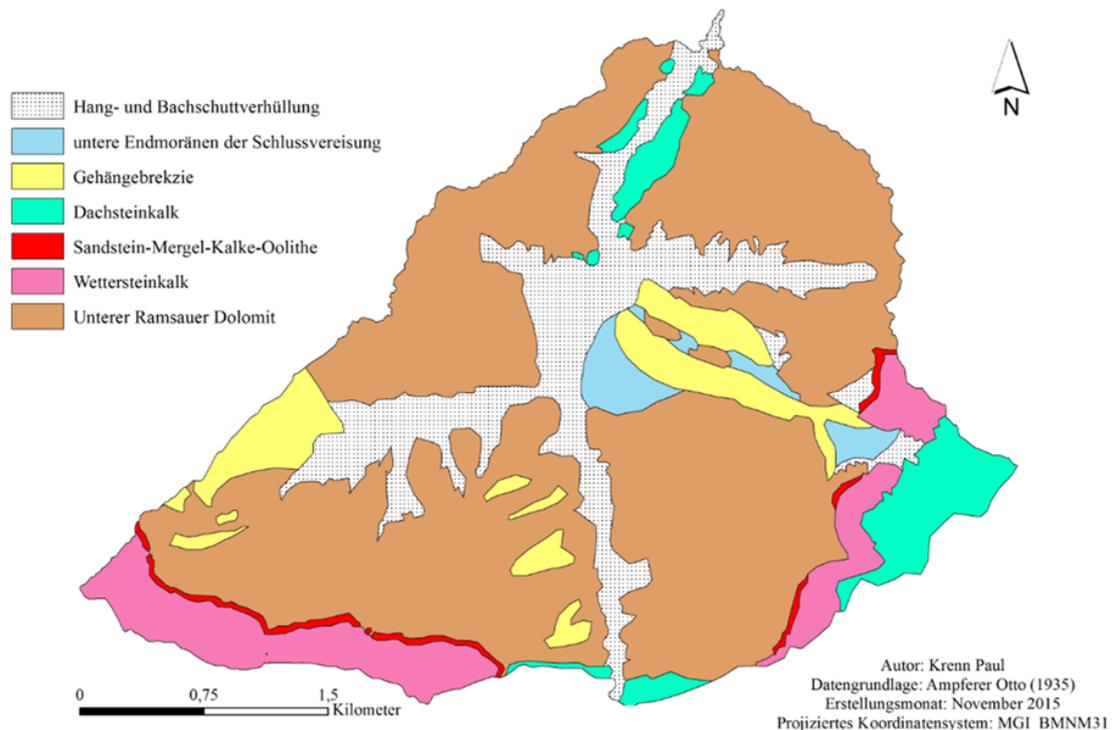
Abschnitte geteilt werden:

- Der südlichste Abschnitt weist dabei die nahezu perfekte Ausprägung einer Dolomit-Erosionslandschaft auf.
- Der Mittelteil ist aufgrund der großflächig auf dem Dolomit auflagernden Brekzien und der geringeren Reliefenergie weniger anfällig für Erosion und weist deshalb eine sanftere Formung auf.
- Im nördlichen Part des Einzugsgebiets verengt sich das Tal aufgrund der anstehenden Kalke wieder deutlich. Der Johnsbach nahm ursprünglich wegen des geringen Gefälles die ganze Breite der Talgrunds ein, bedeckte ihn mit Schottern und ging häufig über die Ufer.



**Abbildung 1: Abgrenzung des Untersuchungsgebiets (Quelle: Eigene Darstellung)**

Aus geologischer Sicht zeichnet sich das Untersuchungsgebiet vor allem durch Dachsteinkalke in den schroffen Felswänden und unterhalb jener Felswände durch Wettersteindolomit aus (AMPFERER, 1935). Aber auch Brekzien nehmen einen nicht unwesentlichen Anteil im Untersuchungsgebiet ein. Sie bestehen hauptsächlich aus Dachstein- und Wettersteinkalk, Ramsauer Dolomit und Werfener Schichten. Dabei setzen sie zumeist knapp unterhalb der Dachsteinkalk-, Wettersteinkalk- und Dachsteindolomitwände an und reichen teilweise bis zum Wettersteindolomitsockel herab (WEISSENBÄCK, 1991).



**Abbildung 2: Geologische Karte mit Farberklärung der Zwischenmüerstraße (Quelle: Eigene Darstellung)**

Die Meinungen zur ehemaligen Vergletscherung der Gesäuseberge gehen auseinander. So geht PENCK (1909) davon aus, dass das Ausmaß des Einstromnetzes während der Riss und Mindel Kaltzeiten ähnlich groß ausgeprägt war und verweist dabei auf eine Endmoräne bei Großraming. AMPFERER (1935) ist der Auffassung, dass die würmkaltzeitliche Vergletscherung nur bis zum Gesäuseeingang reichte, wohingegen nach HINTENHAUS (1995) gekritzte Kalkgeschiebe eine Vergletscherung bis zum Ausgang Hartelsgraben belegen sollen. Eine Besonderheit waren dabei die zahlreichen Tal- und Kargletscher, die teilweise von den Flanken der einzelnen Gipfel bis weit ins Tal hinunter reichten und vereinzelt sogar mit dem Ennsgletscher verbunden waren (GEIGER, 2001). LIEB und PREMM (2008)

sprechen von einer vollständigen Vergletscherung des Johnsbachtales während der Riss-Kaltzeit, doch in der Würm-Kaltzeit schienen lediglich noch die Kare und Hochtäler von Gletschern bedeckt (Abbildung 3).

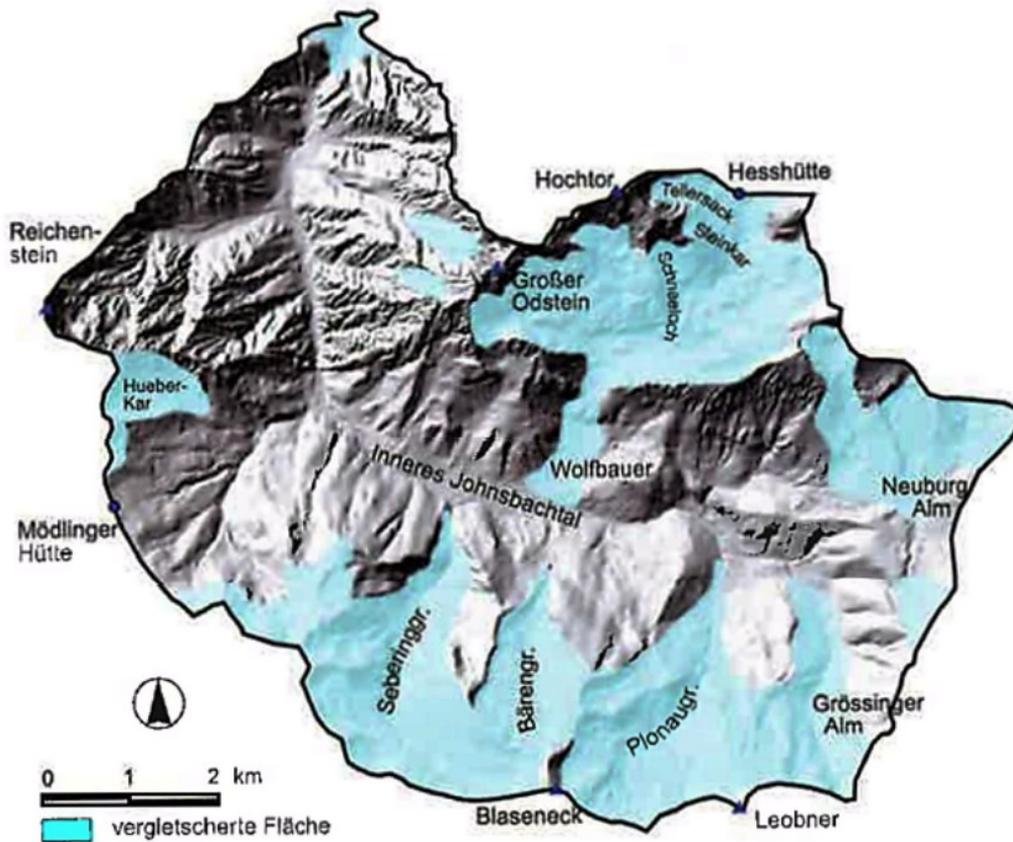


Abbildung 3: Rekonstruktion der Vergletscherung des Johnsbachtales in der Würm-Kaltzeit nach GEIGER (2001) (Quelle: verändert nach LIEB und PREMM, 2008)

Neben dem vagen Versuch der Beschreibung des würmkaltzeitlichen Hochstandes der Gesäuseberge von HINTENHAUS (1995) ist allerdings eine exakte Erhebung nur für die nördlichen Gesäuseberge durchgeführt worden (WEISSENBÄCK, 1991). Leider fehlt es an einer umfassenden modernen Untersuchung zur eiszeitlichen Vergletscherung, weshalb nur keine genauen Aussagen zur Vergletscherung, Wiedervorstößen, und Verschwinden in der Späteiszeit gemacht werden können (LIEB und PREMM, 2008).

## **2. Theoretischer Hintergrund**

### **2.1 Geomorphologische Grundlagen**

#### **2.1.1 Die Rolle des steilen Gebirges in der Sedimentkaskade**

Mit CHORLEY und KENNEDY (1971) wurde der System-Begriff in der Geomorphologie eingeführt. Um ein Abbild der physischen Realität und ihren Wechselwirkungen zu erzeugen, werden in geomorphologischen Systemen Steuerungsgrößen in Form von unabhängigen Variablen mit abhängigen Variablen über funktionale Beziehungen in Verbindung gesetzt. Dynamiken in geomorphologischen Systemen können anhand von Veränderung an Formen und dem oberflächennahen Untergrund beobachtet werden. Auslöser können Klimaänderungen oder Änderungen innerhalb der Systemvariablen, Sedimentation, Stabilisierung von Schutthängen durch Vegetation oder Destabilisierung von Hängen durch Vegetationszerstörung sein. Die Stabilität der Systemvariablen, von denen die Intensität der Prozesse gesteuert wird, wird mit geringerer Größe des untersuchten Raumes, der als geomorphologisches System aufgefasst wird, kleiner (ZEPP, 2011).

Ein morphologisches System stellt geomorphologische Formen dar, wie z.B. ein Hangsystem. Dazu zählen entscheidende Parameter wie Länge, Hangneigung, Korngrößenverteilung, Bodenfeuchtigkeit, etc. Diese Elemente sind mittels Rückkopplungs-Beziehungen miteinander verbunden (CHORLEY und KENNEDY, 1971).

Bei einem Kaskadensystem handelt es sich um eine Aneinanderreihung von Subsystemen (Elementen), in dem der Materialausfluss eines Subsystems (Output) den Materialzufluss (Input) eines anderen Subsystems bildet. Sie sind somit ein Transportsystem für Material und Energie. Sobald ein morphologisches System mit einem Kaskadensystem verbunden ist, ergibt sich ein Prozess-Response-System mit positiven und negativen Rückkopplungen zwischen den Subsystemen, die zu einer Wechselwirkungen zwischen Form und Prozess führen (CHORLEY und KENNEDY, 1971; ZEPP, 2011).

Abtrags-, Transport-, und Sedimentationsprozesse bilden die verschiedenen Bestandteile einer Sedimentkaskade. Als Speicher von Feststoffen (Regolith, Hangschutt, Terrassensedimente etc.) fungieren die einzelnen Teilräume, zwischen denen die Sedimente umgelagert werden. Je nach Anordnung innerhalb der Sedimentkaskade kann ein Speicher gleichzeitig als Quelle für Erosions- und Abtragungsprozesse und als Senke für die Akkumulation von Feststoffen

agieren (ZEPP, 2011). Zwischen den einzelnen Elementen wird einerseits durch die topologische Nähe und andererseits durch die hypsometrische Lage zueinander die Richtung des Sedimenttransports bestimmt und durch die vorherrschenden geomorphologischen Prozesse (Steinschlag, Murgang, etc.) ausgeführt. Somit werden die Sedimente von einem in das andere Subsystem transportiert (MORCHE et al., 2007). Die Regulatoren spielen insofern eine entscheidende Rolle, indem sie steuern, ob Sediment (weiter-)transportiert oder abgelagert wird. Zu den Regulatoren eines Sedimentkaskadensystems zählen Faktoren wie Hangneigung, Bodenfeuchtigkeit, Infiltrationskapazität und Vegetationsbedeckung, die schlussendlich für die Reichweite der Prozesse und Prozessereignisse verantwortlich sind. Das abgelagerte bzw. zum Liegen gekommene Material, das später auf unterschiedlichen Zeitskalen durch verschiedene geomorphologische Prozesse wieder mobilisiert werden kann, wird als Sedimentspeicher bezeichnet. Auf systemtheoretischer Basis bildet die Sedimentkaskade somit ein offenes System, da es im Energie- und Massenaustausch mit seiner Umwelt steht. D.h. es erfolgt ein Zufluss an Energie (Niederschlag → Impact- und potenzielle Energie; Tektonik → potentielle Energie) und Materie (Wasser durch Niederschlagsereignisse; Verwitterungsmaterial je nach Untergrund) und ein Abfluss (Output) an Energie (Reduktion Potentialenergie des Wassers; Zerstreung gerichteter Energie über Reibung in nicht gerichtete Energie) und Materie (Wasser, Lösungs- und Sedimentfracht). Folglich bildet sich der Systemzufluss aus dem Output eines Systems und dessen Abfluss äußert sich als Input eines anderen nachgelagerten Subsystems, siehe Abbildung 4 (CHORLEY und KENNEDY 1971).

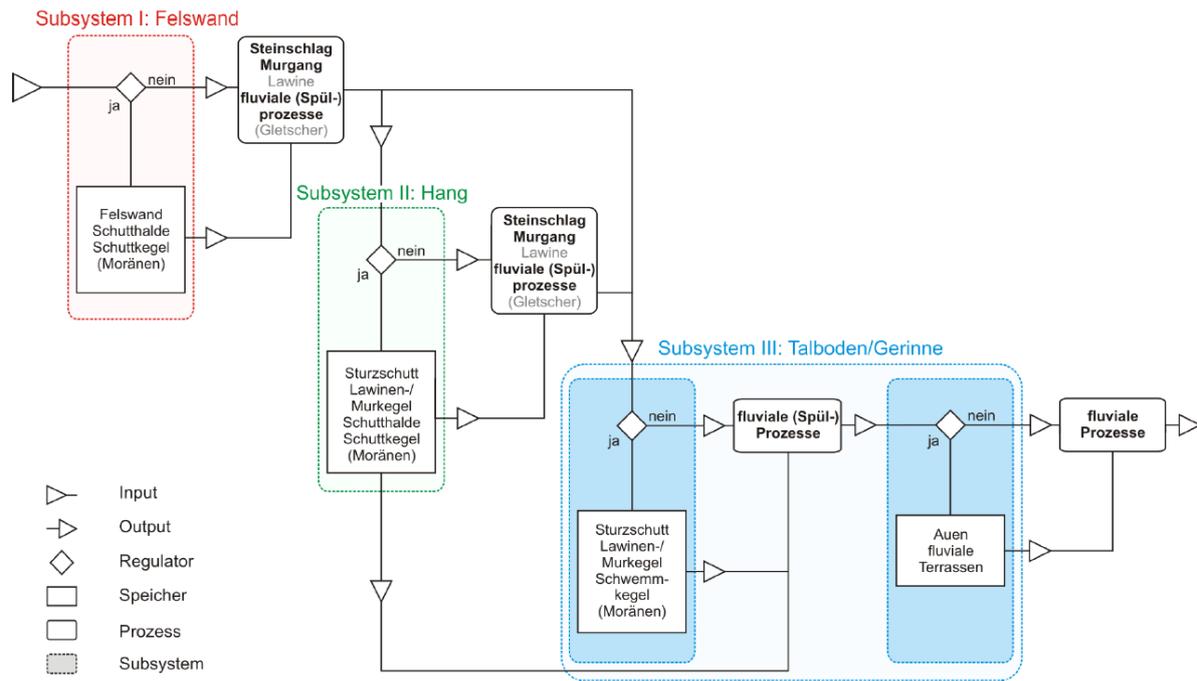


Abbildung 4: Modell einer Sedimentkaskade in alpinen Geosystemen nach SCHROTT et al. 2002 (Quelle: THIEL, 2013)

Das in Abbildung 4 dargestellte Kaskadensystem kann auch auf das Untersuchungsgebiet übertragen werden. Auch in der Zwischenmäuerstrecke werden die Sedimente durch die einzelnen Subsysteme der Sedimentkaskade transportiert. Subsystem I bilden hier die zerschnitten Felswände, wo durch Steinschlag und vereinzelt Felsstürze Material auf Schutthalden oder Schuttkegeln (Subsystem II) temporär zum Liegen kommt. Durch verschiedene Sedimenttransportprozesse (z.B. Murgänge, fluviale (Spül-)Prozesse, etc.) gelangen die Sedimente in das nächste Subsystem (Gräben, Terrassen, Flussterrassen, Talboden), wo sie je nach Kopplung zum Vorfluter aus dem Einzugsgebiet transportiert werden oder verlanden. Viele Gräben in der Zwischenmäuerstrecke sind aufgrund ihres hohen Naturgefahrenpotenzials durch Verbauungsmaßnahmen und Infrastruktur nicht mehr mit dem Hauptgerinne verbunden. Subsystem IV bilden somit Gräben, wie z.B. der Langgries-, Gseng- oder Kainzlalblgraben, wo durch fluviale (Re-)Mobilisierungsprozesse Material in den Johnsbach transportiert wird.

### 2.1.2 Beschreibung der geomorphologisch relevanten Prozesse - Massenbewegungen

Massenbewegungen können sowohl bruchlose als auch bruchhafte hangabwärts gerichtete Verlagerungen von Fest- und/oder Lockermaterial überwiegend unter der Wirkung der

Schwerkraft (DIKAU und GLADE, 2002). Der wesentliche Unterschied zu fluvialen, glazialen oder äolischen Prozessen erfolgt die Verlagerung nicht durch ein Transportmedium, sondern durch den Einfluss der Schwerkraft. Masseschwerebewegungen, wie sie auch genannt werden, zeichnen sich dadurch aus, dass sie angrenzende Partikel im ursprünglichen Verband gemeinsam bewegt oder unsortiert abgelagert werden (ZEPP, 2011).

Die nun angeführte prozessorientierte Klassifikation von gravitativen Massenbewegungen stützt sich auf die Arbeiten von VARNES (1978), HUTCHINSON (1988), und CRUDEN und VARNES (1996). Hierbei wird sowohl nach Art des Material als auch nach des Typs der Bewegung unterschieden.

(1) Materialart

- Boden
- Lockermaterial
- Fels

(2) Bewegungstyp

- Fallen (Stürzen)
- Kippen
- Gleiten (translatorisch, rotatorisch)
- Driften
- Fließen (inklusive Kriechen)
- Komplexe Bewegungen

Durch die Kombination von Material- und Bewegungstyp ergeben sich nun die unterschiedlichen Arten bzw. Kombination von gravitativen Prozessen.

Material Prozess	Festgestein	Lockergestein	Boden
<i>Fallen</i>	Steinschlag, Felssturz (Bergsturz) ( <i>rockfall</i> )		
<i>Kippen</i>	Felskipfung	Kippung im Lockersubstrat	

<i>Gleiten/Rutschen</i> Rotationsbew.	Rotationsrutschung ( <i>rotational landslide</i> )	Rotationsrutschung	Rotationsrutschung
<i>Gleiten/Rutschen</i> Translationsbew.	Fels-, Blockgleitung ( <i>landslide</i> )	Schuttrutschung, -strom	Blattanbruch, Grasnarbenrutschung
<i>Driften</i>	Bergzerreiung, Felsdrift	Schuttdriften	Bodendriften
<i>Flieen</i>	Sackung (Felsflieen; Talzuschub)	Mure, Murgang ( <i>debris flow</i> )	Schlammstrom, Sandflieen ( <i>mudflow</i> )
<i>Komplex</i>	Sturzstrom, Bergsturz ( <i>landslide</i> )		

**Tabelle 1: Klassifizierung von Massenbewegungen (DIKAU und GLADE 2002)**

Von entscheidender Bedeutung sind dabei der Grad der Durchfeuchtung und die Geschwindigkeit des Prozesses. Wie in Abbildung 5 dargestellt, ergibt sich aus trockenem Material und hoher Geschwindigkeit beispielsweise der Felssturz oder der Steinschlag. Mit zunehmenden Feuchtegrad gehen die Prozesse ber in Rutschungen, bis der Anteil des Wassers so gro ist, dass er dem Charakter eines Murganges entspricht. Nimmt hingegen die Geschwindigkeit ab, kommt man in den Bereich der „Kriechprozesse“, die ja nach Grad der Feuchte unterschiedliche Ausprägungen zeigen (GOUDIE, 1998).

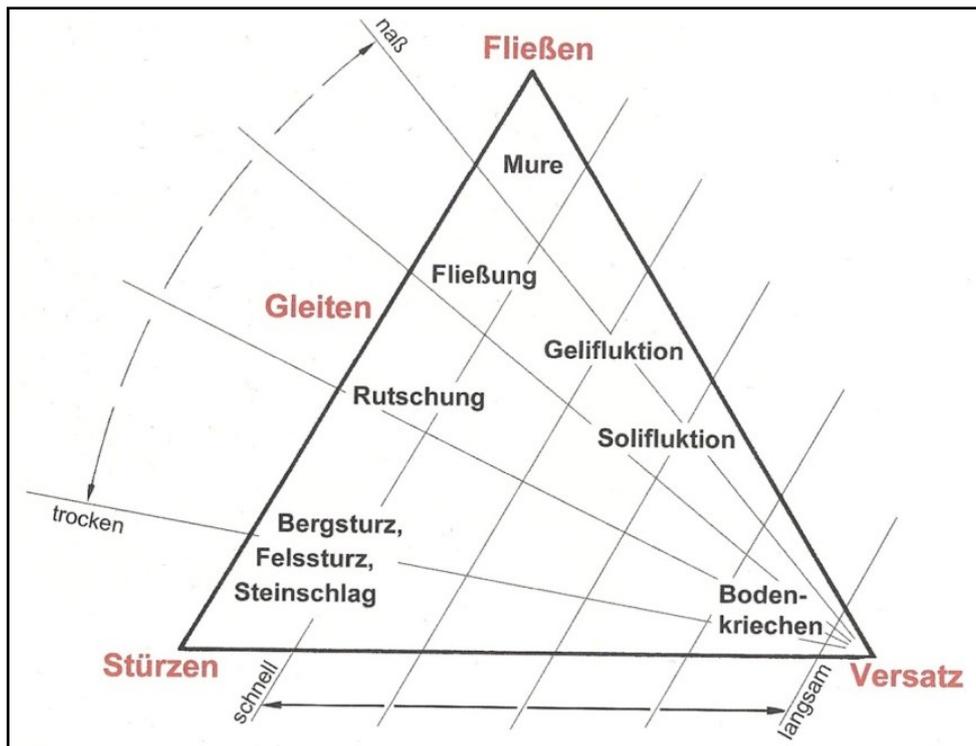


Abbildung 5: Gliederung nach Feuchte und Geschwindigkeit (Quelle: ZEPP 2011)

Vorbereitende Faktoren (Disposition) und auslösende Faktoren (Trigger) führen schlussendlich zum Auslösen eines gravitativen Prozesses. Zu den vorbereitenden Faktoren zählen:

- Langsame Hebung (keine Massenbewegungen ohne die vorherige Bildung von Relief)
- Verwitterung (z.B. entlang von Klüften mit resultierender besserer Wasserwegigkeit)
- Änderung der Bodenhydrologie (besonders feuchte Jahre oder Jahreszeiten; langfristig: Klima wird feuchter oder trockener)
- Schwindender Permafrost
- Vegetationsveränderung (z.B. Rodung oder Windwurf verändert die Wasserbilanz: weniger Interzeption und Transpiration führt zu mehr Wasser im Boden)

Klassische Trigger-Events wären z.B. starke Niederschläge, Schneeschmelze, Erdbeben und Vulkanausbrüche bzw. Hangunterschneidungen und Hanganschnitte durch Flusserosion oder Straßenbau (GOUDIE, 1998).

#### 2.1.4 Prozessgefüge im Gebirge

Bedingt durch Tektonik und Geologie ergibt sich im Gebirgsraum ein spezielles Prozessgefüge. Zusammen mit den klimatischen Rahmenbedingungen ergibt sich das Relief, welches somit die hydrologischen und pedologischen Gegebenheiten vorgibt, die wiederum die Zusammensetzung von Vegetation, Prozess und Form bestimmen (RATHJENS, 1982). Wie schon zu erwähnt, ist dieses Prozessgefüge mittels Rückkopplungen kausal miteinander verbunden, aber ändert sich jedoch im Laufe der Zeit. Das System wird mit zunehmender Anzahl an beteiligten Prozessen zusehends komplexer.

##### *a.) Hangaquatische und fluviale Prozesse*

In der deutschsprachigen Literatur wird bei Abtragungsprozessen zwischen linien- und flächenhaften Abtrag unterschieden (AHNERT, 2008). Spüldenudation beschreibt in der Geomorphologie die Vorgänge der Ablösung von Partikeln, des Transports und der Akkumulation durch fließendes Wasser. Flächen, Gebiete oder Arale mit geschlossener Vegetation sind von den Prozessen der Spüldenudation ausgenommen, da sie hier nicht wirksam werden können (ZEPP, 2011). Fluviale Erosion hingegen beschreibt einen linienhaften Abtrag (AHNERT, 2008). In der Arbeit von HAAS (2008) werden für fluviale Denudation der Begriff „hangaquatischer Abtrag“ und für linearen Abtrag „fluviale Erosion“ verwendet. Mittels hangaquatischer Prozesse wird in das lokale Gerinnenetz Sediment eingetragen, das bei entsprechend großer Zeitskala in Form von Lösungs-, Schweb- und Geröllfracht im Gerinne weitertransportiert wird und durch den Vorfluter aus dem Einzugsgebiet gebracht wird.

Das Sediment, das fluvial in den Vorfluter eingetragen wird („sediment yield“), stammt normalerweise nicht aus der gesamten Fläche des Einzugsgebiets, sondern nur aus einem gewissen Part. Ein Teil des erodierten Materials wird in den verschiedenen Sedimentspeichern zwischengelagert. Die „sediment delivery ratio“ beschreibt das Verhältnis (in Masse pro Fläche und Zeit) zwischen abtransportiertem und erodiertem Material (DE VENTE et al., 2007). „Sediment yield“ und „sediment delivery ratio“ in Bezug auf ein bestimmtes Einzugsgebiet lassen sich nicht mit einer einfachen Funktion der Einzugsgebietsfläche darstellen.

b.) Sturzprozesse

Sturzprozesse entstehen durch das Ablösen von einzelnen Kluffkörpern bis hin zu größeren zusammenhängenden Felsmassen an einer steilen und meist durch Verwitterungsprozesse charakterisierten Hangfläche. Der Bewegungsablauf zeichnet sich durch vorwiegend freien Fall, Springen oder Fließen und Rollen des Materials bei hoher Geschwindigkeit aus (ZANGERL et al., 2008). Zu den Sturzprozessen zählen Steinschlag mit kaum bzw. keiner Interaktion mit einzelnen Steinen, sowie der Fels- und der Bergsturz, die jeweils mit mechanischer Interaktion einer vorher noch zusammenhängenden Gesteinsmasse zu Steinen und Blöcken während des Vorgangs eines Sturzes. Der Prozessraum wird hierbei in Abbruchgebiet (Herkunftsbereich), Sturzbahn (Transportbereich) und Ablagerungsgebiet (Akkumulationsgebiet) unterteilt (LOTTER und HABERLER, 2013).

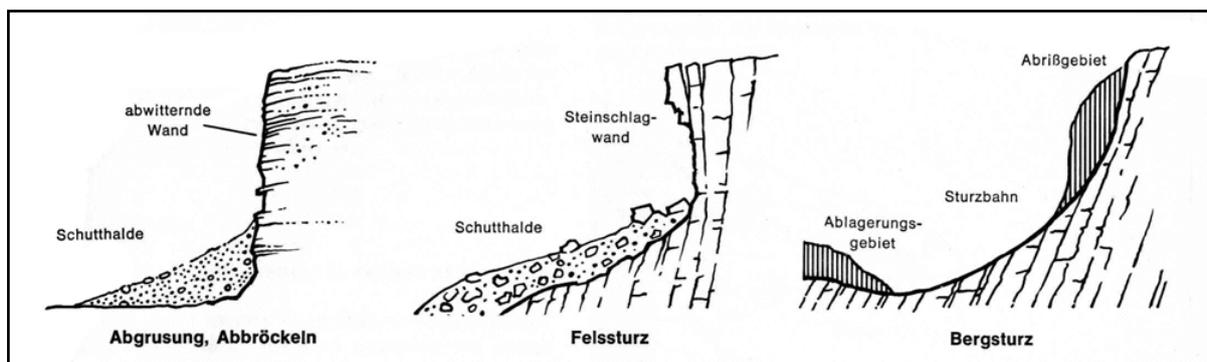


Abbildung 6: Gliederung von Sturzprozessen (Quelle: AHNERT 2008)

AHNERT (2008) wählt bei der Unterscheidung der einzelnen Sturzprozesse einen eher beschreibenden Zugang, siehe Tabelle 2, wohingegen WHALLEY (1974) eine rein quantitative Einteilung der Prozessgrößen vorzieht.

Prozesstyp	Masse, Eigenschaften
<i>Blocksturz</i>	einige m <sup>3</sup>
<i>Felssturz</i>	„beträchtliche Teile von Felswänden“
<i>Bergsturz</i>	- rasche Bewegung - im anstehenden Gestein „Volumen groß genug, um der Bezeichnung Bergsturz in der Auffassung

	der umwohnenden Bevölkerung und der das Ereignis untersuchenden Geomorphologen gerecht zu werden“
--	---

Tabelle 2: Sturzprozesse nach AHNERT (2008)

Prozesstyp	Masse
<i>debris fall</i>	$< 10 \text{ m}^3$
<i>boulder fall</i>	$10 - 10^2 \text{ m}^3$
<i>block fall</i>	$10^2 - 10^4 \text{ m}^3$
<i>cliff fall</i>	$10^4 - 10^6 \text{ m}^3$
<i>bergsturz</i>	$> 10^6 \text{ m}^3$

Tabelle 3: Sturzprozesse nach WHALLEY (1974)

Die Größe der abbröckelnden Gesteinstrümmen ist für die maximale Neigung der Schutthalde entscheidend, für welche der natürliche Böschungswinkel für gewöhnlich zwischen 25 und 30° liegt. Sie ist auch für die charakteristische Sortierung der Korngröße entlang einer Schutthalde verantwortlich. So findet man die größten und schwersten Blöcke aufgrund der Trägheit ihrer Masse am unteren Ende und kleinere Teile in den oberen Bereichen der Schutthalde. Die Unterscheidung zu fluvial geprägten Schutthalden fällt somit leicht, da hier die kleinsten Partikel am weitesten transportiert werden (ZEPP, 2011).

### c.) Kriech und Spülprozesse

Nach SLAYMAKER (1993) sind auf allen Hängen, die mit Lockermaterial bedeckt sind, Kriechprozesse aktiv. Sie werden dabei entweder auf einzelnen Partikeln oder Lockersedimentschichten wirksam (SELBY, 1993). Es sind stets aktive Prozesse niedriger Magnitude, die von der gravitativen Beschleunigung abhängig sind. Sie mögen auf einzelnen Hängen zwar wenig Material bewegen, jedoch sind sie im gesamten Einzugsgebiet vertreten und transportieren somit eine nicht unwesentliche Menge an Material. Sollte keine Kopplung zwischen Hang und Gerinne bestehen, wird das Material am Hangfuß abgelagert. Abhängig von der Hang-Gerinne-Kopplung, der Kriechrate und der Mächtigkeit der mobilisierten Lockermaterialschicht gelangt eine gewisse Menge an Material in das Gerinne

(SLAYMAKER, 1993).

Bei Spülprozessen ist Wasser der Hauptakteur und wirkt auf das Lockermaterial ein (SELBY, 1993). Für SLAYMAKER (1993) zählen flächenhafte Erosion, Rillen-, Gully- und Tunnelerosion zu diesen Prozessen. Klima, Geologie und Vegetation sind die wichtigsten Einflussfaktoren für Spülprozesse am Hang. Da Vegetation häufig den Boden bzw. das Lockermaterial stabilisiert, kann sie Erosion verringern. Je nach Grad der Vegetationsbedeckung und Intensität des Niederschlags kann mehr oder weniger Material mobilisiert werden (SELBY, 1993).

### **2.1.5 Sedimentspeicher im Gebirge**

Die räumliche Verteilung von Sedimentspeicher (z.B. Schuttkegel, Felssturz-Depots, Schwemmfächer etc.) in alpinen Einzugsgebieten ist das Ergebnis zeitlicher und räumlicher Interaktion geomorphologischer Prozesse. Die Rolle jener Sedimentspeicher und deren Kopplung mit spezifischen geomorphologischen Prozessen sind nicht vollständig geklärt (TRIMBLE, 1995). Die Komplexität geomorphologischer Prozesse in alpinen Einzugsgebieten und deren unregelmäßiger räumlicher und zeitlicher Charakter verkompliziert die Unterscheidung ihres quantitativen Einflusses auf Sedimentspeicher noch zusätzlich (JONES, 2000). Auch eine relativ homogene Landformen, wie z.B. eine Schutthalde, kann nicht ausschließlich mit Steinschlag in Verbindung gebracht werden (SCHROTT et al., 2003).

Für kleine alpine Einzugsgebiete (<50km<sup>2</sup>) mit vielen verschiedenen Arten an Sedimentspeichern ist nur eine geringe Menge an Daten vorhanden (SCHROTT et al., 2003). Um das generelle Verstehen alpiner Landschaftsentwicklung zu verbessern, ist die quantitative Untersuchung von Sedimentspeichern und Sedimenttransport notwendig (SCHROTT und ADAMS, 2002). Verschiedenste Methoden wurden für die Bestimmung des Sedimentbudgets in alpinen Einzugsgebieten seit den 1950er Jahren angewandt. Problematisch ist dabei die variable Verweilzeit von gespeicherten Sedimenten. Auch das Volumen dieser Sedimentspeicher ist von hoher Bedeutung, vor allem in dicht besiedelten Gebirgsregionen mit einem hohen Potential für Naturgefahren (CHURCH und SLAYMAKER, 1989).

Der Einfluss von Vegetation ist bei der Speicherung von Sedimenten von entscheidender Bedeutung. Bereits eine relativ kleine Zunahme des Vegetationsanteils (10-25%) kann eine massive Abnahme des Sedimentaustrages ( $\leq 60\%$ ) bedeuten (MOLINA et al., 2008). Dabei ist

nicht nur der relative Anteil der Vegetation wichtig, sondern auch die räumliche Verteilung. Sie kann einen großen Einfluss auf Wasser- und Sedimentfluss haben und ist entscheidend, ob Teile des Einzugsgebiets gekoppelt oder nicht gekoppelt sind, siehe Kapitel 2.6.

### **2.1.6 Sediment-Konnektivität im Gebirge**

Wie schon zuvor erwähnt, weisen Gebirgen die höchsten Erosionsraten der Welt auf (WALLING und WEBB, 1996). Die Erosionsraten sind von der jeweiligen Beschaffenheit des Geosystems - hoher Reliefenergie, steilen Hängen, geringen Temperaturen, dünner Vegetationsbedeckung und höherer Niederschlagsmengen - abhängig (BARSCH und CAINE, 1984). Die Sedimenttransportraten, Speicher und Umlagerungsprozesse innerhalb der Sedimentkaskade sind vom Grad der Kopplung zwischen benachbarten Speichern auf Hängen und der Konnektivität zum Gerinne abhängig (FRYIRS, 2013). Kopplung resultiert aus der physischen Verbindung benachbarter Sedimentspeicher und dem Sedimenttransport durch verschiedene geomorphologische Prozesse (SCHROTT et al., 2003). Diese Kopplungsmechanismen stehen in Beziehung mit variierender raumzeitlicher Aktivität von beispielsweise regelmäßigen kleinmaßstäbigen Steinschlag-Ereignissen, episodischen starken Murgängen oder periodischen Lawinengängen. Der Konnektivitätsbegriff hingegen beschreibt das Potential, dass Sediment vom Hangsystem zur Einzugsgebietsmündung transportiert wird (HOOKE, 2003).

Sediment-Konnektivität, d.h. der Grad der Kopplung zum Gerinne, der den Sedimentfluss in der Landschaft und besonders zwischen Sedimentquellen und Bereiche nahe der Talsohle beschreibt, ist ein entscheidender Parameter bei der Untersuchung von Sedimenttransportprozessen in Gebirgen. Die Ermittlung der Sediment-Konnektivität ist vor allem in alpinen Einzugsgebieten von großer Wichtigkeit, wo komplexe zerklüftete die Morphologie und die Heterogenität, das Ausmaß und die Lage der Sedimentquellen stark unterschiedlich effektive Sedimenttransportprozesse mit sich bringen. Die für gewöhnlich verwendeten Methoden, die zur Analyse der Sediment-Konnektivität herangezogen werden, sind geomorphologische und sedimentologische Untersuchungen und das Monitoring von Sedimentflüssen mittels Feldinstrumentationen (CAVALLI et al., 2013). Nach HOOKE (2003) steht bei vielen geomorphologischen Studien der Sedimenttransport vom Ursprungsbereich zum Gerinnenetz im Mittelpunkt der Forschung. Zeichnet sich ein System durch eine hohe Effektivität im Stofftransport aus, weist es auch einen signifikanten Grad an

Konnektivität auf.

BORSELLI et al. (2008) entwickelten einen Konnektivitätsindex (IC) basierend auf GIS-Daten, der in Form einer Kartendarstellung die potentielle Konnektivität zwischen verschiedenen Teilen des Einzugsgebiets darstellen soll. Der Index zielt darauf ab, das Konnektivitätspotential zwischen verschiedenen Teilen des Einzugsgebiets und ganz besonders die potentielle Kopplung zwischen Hangneigung und Formen, die als Ziel und Speicherbereiche fungieren, zu beschreiben. Der Ansatz betrachtet das Einzugsgebiet aus Sicht des Sedimentkorns, jeweils aus der Sicht einer 1x1m Rasterzelle eines DEMs. Für den Konnektivitätsindex wurde der obere ( $D_{up}$ ) und untere ( $D_{dn}$ ) Bereich für jeden einzelnen  $m^2$  des Einzugsgebietes berechnet, siehe Abbildung 7. Nahezu alle Variablen ( $d$ ,  $S$ ,  $A$ ) der obengenannten Gleichung können aus dem DEM berechnet werden, alle bis auf den Gewichtungsfaktor ( $W$ ). BORSELLI et al. (2008) ermitteln den Gewichtungsfaktor aus der Oberflächenbeschaffenheit, die Abfluss und Sedimentflüsse in einem Einzugsgebiet beeinflussen. Er setzt sich aus Vegetation, Boden und Landnutzungsmanagement zusammen.

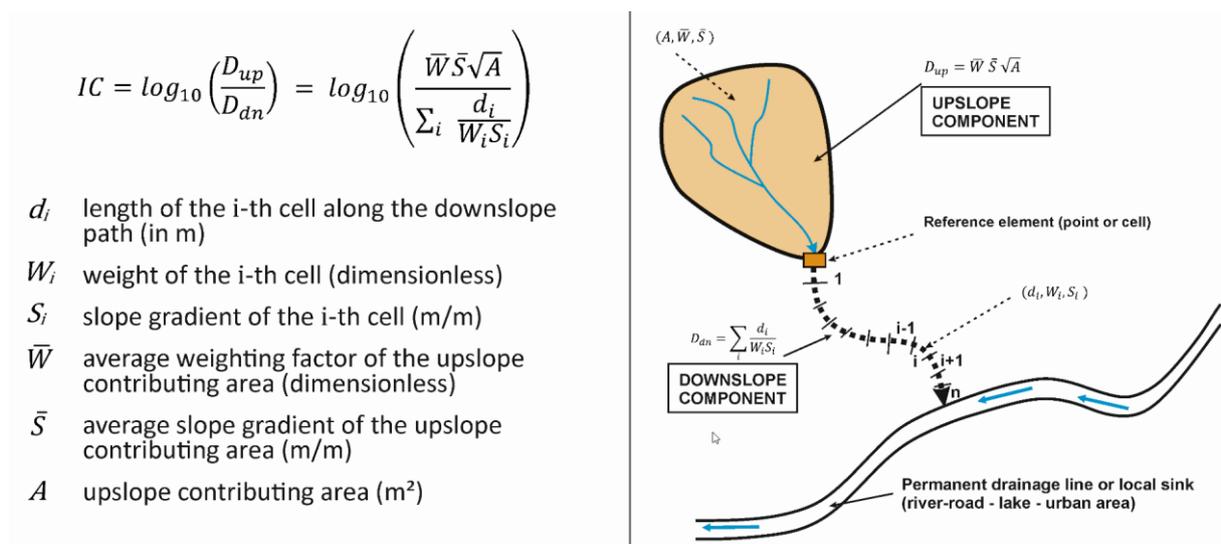


Abbildung 7: (links) Gleichungsbasierte Definition des Konnektivitätsindex nach BORSELLI et al. (2008). (rechts) vereinfachte Skizze des Konnektivitätsmodells nach BORSELLI et al. (2008) mit den einzelnen Berechnungsfaktoren (Quelle: STANGL et al. 2016)

CAVALLI et al. (2013) griffen die Ansatz auf und formten ihn auf alpine Einzugsgebiete um.  $S_0$  wurde auf 0.005m/m gesetzt, um Nullen und Unendlichkeit in der Gleichung zu vermeiden. Zusätzlich dazu wurde das obere Limit auf 1m/1m (=45°) festgelegt. Im sehr steilen Terrain ist die Wahrscheinlichkeit, dass Sedimente gespeichert werden, eher gering. Weiters erfolgt die Sedimentmobilisierung hauptsächlich in Form von Steinschlag, wohingegen bei BORSELLI et al. (2008) die Hauptprozesse bei dieser Hangneigung

beispielsweise Murgänge und Geschiebetransport darstellen. Eine weitere Modifikation stellt die Verwendung einer anderen GIS-Berechnung dar. CAVALLI et al. (2013) verwenden den „multiple-flow D-infinity“-Ansatz nach TARBOTON (1997), der einen natürlicheren Fließweg der Channels aufweist als der von BORSELLI et al. (2008) verwendete „single-flow“-Algorithmus nach O’CALLAGHAN und MARK (1984). Die dritte und letzte Adaption stellt die Verwendung eines anderen Gewichtungsfaktors dar, der das Modell am stärksten beeinflusst. CAVALLI et al. (2013) ziehen dafür den Rauigkeitsfaktor (RI) heran. Er setzt sich zusammen aus der Standardabweichung der verbleibenden Topographie, die aus dem Unterschied zwischen dem originalen DEM und der geglätteten Version des DEMs berechnet wird (STANGL et al., 2016).

Das Ergebnis ist ein IC-Wert, der aus der Formel in Abbildung 7 (links) für jede Zelle des Einzugsgebiets berechnet wird. Der Wertebereich liegt dabei zwischen  $[-\infty, +\infty]$  und die Konnektivität steigt umso mehr sich der IC-Wert  $+\infty$  nähert.

## **2.2 Theoretische Hintergründe zur geomorphologischen Kartierung**

### **2.2.1 Entwicklung der geomorphologischen Karte**

Häufig wird die Geomorphologie als eine der Spezialdisziplinen der Geographie angesehen, die sich mit der Erdoberfläche, ihrer Differenzierung und physischen Beschaffenheit beschäftigt, und die die Erdoberfläche als Raum menschlichen Einflusses auffasst. Das Wort „Geomorphologie“ erklärt sich bereits aus dem griechischen Wortbestand: Gé entspricht Erde, morphé bedeutet Form/Gestalt und logos steht für Geist / Lehre / Inhalt (GOUDIE, 1998).

Die geomorphologische Karte entspricht dem Eintragen von beobachteten Formen, Prozessuren oder Substanzen auf Karten bzw. ist eine Arbeitsmethodik, die eine umfassende Inventarisierung aller geomorphologisch relevanten Sachverhalte bedeutet (ZEPP, 2011). „*A central technique in geomorphology is geomorphological mapping used both as a means of compiling a systematic inventory of landforms in a given area, and as a means of collecting data specific to a particular geomorphological problem*“ (EMBLETON und VERSTAPPEN, 1988).

Geomorphologische Karten (GMK) können als graphisches Inventar einer Landschaft gesehen werden, die Land- und Oberflächenformen, sowie das unterirdische Material beschreiben. Skizzen und Karten von Landschaften und Landformen sind seit Beginn

geomorphologischer Untersuchungen eine grundlegende Methoden um Eigenschaften der Erdoberfläche abzubilden (OTTO et al., 2013). Sie hat somit die Aufgabe die dreidimensionale geomorphologische Realität zweidimensional in Form einer Karte abzubilden. Folglich werden sowohl Geomorphographie und Geomorphometrie (qualitative und quantitative Erdformenlehre), als auch Geomorphogenese (Erdformenentstehungslehre) und verschiedene andere Teilbereiche der Geomorphologie gezeigt. Folglich kann die Behauptung aufgestellt werden, dass Geomorphologie und GMK nahezu immer gemeinsam auftreten, da es auch schon in früheren Phasen der Geomorphologie das Ziel war Ergebnisse geomorphologischer Untersuchungen mittels einer Karte abzubilden. Das Werkzeug und Untersuchungsinstrument GMK ist und war stets ein fester Bestandteil der theoretischen und angewandten Geomorphologie (HAYDEN, 1986).

Die zunehmende Verbreitung und die stets besser werdenden graphischen Darstellungsmöglichkeiten in geographischen Informationssystemen (GIS), sowie die Verfügbarkeit von hochauflösenden Fernerkundungsdaten, wie z.B. Orthophotos, Satellitenbilder oder digitale Höhenmodelle (DEM), führten zu einer Renaissance der geomorphologischen Kartierung. Sie kann somit nicht nur als Vorbereitungstool in der Kulturtechnik und dem geomorphologischen und geologischen Risikomanagement, sondern auch als Basisdatensatz für im angewandten Sektor der Umweltforschung, wie z.B. der Landschaftsökologie und der Forst- oder Bodenkunde, fungieren (OTTO et al., 2013).

Geomorphologische Karten können in grundlegende, analytische, spezielle und abgeleitete unterteilt werden. Während Basiskarten nur die einzelnen Elemente der Landschaft darstellen, spezialisieren sich abgeleitete Karten auf ausgewählte Thematiken oder Anwendungen, wie beispielsweise geomorphologische Gefahrenkarten, die eine spezielle mit Gefahren behaftete Erscheinung darstellen. Geomorphologische Basiskarten fokussieren sich entweder auf ein darzustellendes Landschaftselement, wie z.B. die Morphologie eines aktiven Prozesses oder liefern einen Gesamtüberblick über die Landschaftszusammensetzung und deren Entwicklung (OTTO et al., 2013).

Im Gegensatz zu anderen geowissenschaftlichen Karten besteht bei geomorphologischen Karten und Kartenlegenden kaum eine internationale Standardisierung. Im Laufe der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurden verschiedene Legendensysteme entwickelt. Die Wahl der verwendeten Kartensymbole hängt allerdings immer von der Absicht der Karte und der Information, die man Zielgruppe vermitteln möchte, ab. Der Mangel an einheitlichen und standardisierten Methoden, allgemein akzeptierten Legenden und das Wegrücken der Geomorphologen von umfassenden Untersuchungen der Landschaftsentwicklung führte dazu,

dass die geomorphologische Kartierung zwischenzeitlich zu einer unfruchtbaren Methode mit begrenzten Wert entwickelte. Erst in der Zeit der „Process-Response“ – Ära und kleineren Case-Studies wurde die geomorphologische Karte wieder zu einem fundamentalen Bestandteil bei anwendungsorientierten Untersuchungen. Nun zählt die geomorphologische Karte wieder zu den nützlichsten Tools um ein Verständnis über die physischen Zusammenhänge der Erdoberfläche zu entwickeln. (OTTO et al., 2013; GRIFFITHS et al., 2011; DRAMIS et al., 2011).

### **2.2.2 Gegenstand und Aufgabe der Geomorphologischen Kartierung**

*„Gegenstand der geomorphologischen (Detail)-Kartierung ist die Oberfläche des festen Erdkörpers als Grenzfläche zwischen festem Erdkörper (Erdkruste, Lithosphäre) und seiner flüssigen und gasförmigen Hülle (Hydrosphäre, Atmosphäre), insbesondere des festen Landes“ (GELLERT, 1976).*

Im Jahr 1980 wurden nach BARSCH und LIEDTKE GMKs in erster Linie von Geomorphologen für Geomorphologen erstellt. Mittlerweile werden die aus geomorphologischen Karten gewonnene Informationen aber nicht mehr ausschließlich in der Geomorphologie verwendet, sondern fungieren als Basisdatensatz im Risikomanagement, in der Landschaftsökologie etc. (OTTO et al., 2013). Aufgrund ihrer Nähe zur Geologie unterliegt der Geomorphologie die qualitative und quantitative Untersuchung von Oberflächenformen der Erdoberfläche. Nach GELLERT (1976) sind folgende Punkte in gleicher Weise zu erforschen und charakterisieren:

- die habituellen Eigenschaften, die Form ihrer Erscheinung und die materielle Struktur der Erdoberflächenform,
- die dynamischen Prozesse, die ihre Entstehung und Gestaltung bedingen,
- ihre Genese in Raum und Zeit, die beide das Wesen der Erdoberfläche bestimmen,
- ihre gegenseitige räumliche Beziehung und
- ihre regionale Verbreitung.

LESER und STÄBLEIN (1975) fassen die wesentlichen Inhalte und den Zweck der geomorphologischen Karte in nur drei Punkten zusammen:

- Relief (-eigenschaften, -elemente, -formen und –formgruppen)
- Oberflächennaher Untergrund (Substrat an der Oberfläche, Ausgangs- bzw. Untergrundgestein)
- Morphogenese und Morphodynamik (Bereiche der Prozessgruppen, Abtragungs- und Ablagerungsbereiche, aktuelle und rezente Prozesse, Hydrographie und Staunässe)

### **2.2.3 Großmaßstäbige geomorphologische Karten**

Legenden geomorphologischer Karten wurden in der Regel für einen Kartenmaßstab von 1:25.000 entwickelt. Während sie früher vorwiegend in diesem Maßstab erstellt wurden (LESER und STÄBLEIN 1975), weisen geomorphologische Detailkarten heutzutage Maßstäbe zwischen 1:5.000 bis 1:50.000 auf. Aufgrund des Maßstabes müssen im Feld erhobene Daten generalisiert werden. Hier ist allerdings anzumerken, dass es auch mittel und kleinmaßstäbige geomorphologische Karten gibt, die sich im einem Maßstab von 1:100.000-1:1.000.000 bewegen (DRAMIS et al., 2011).

Da es sich in dieser Arbeit um eine großmaßstäbige geomorphologische Kartierung handelt, wird nur der theoretische Hintergrund ebendieser beleuchtet. Großmaßstäbige GMKs sollten so detailgetreu sein, dass die eine korrekte Repräsentation morphographischer, morphometrischer, morphogenetischer und morphodynamischer Features des Großteils der Landformen gewährleistet werden kann. Um die Genese und die zukünftige Entwicklung der jeweiligen Landformen besser verstehen zu können, eignet es sich oft der Karte Information über Vegetationsbedeckung, Oberflächengewässer bzw. Grundwasser und Landnutzung hinzuzufügen (DRAMIS et al., 2011). Obwohl die Auflösung von Luftbild- und Satellitenbildaufnahmen immer höher wird, sind visuelle Eindrücke, die während eines Feldaufenthalts gewonnen werden, weiterhin erforderlich. Beobachtungen im Feld bieten einen direkten Zugang um den Charakter einer Landschaft zu verstehen. Von Natur aus ist jede Feldkartierung subjektiv und von der Erfahrung der Kartographin oder dem Kartographen abhängig, aber erlaubt der Forscherin oder dem Forscher sich mit dem Gebiet vertraut zu machen. Mit den visuellen Wahrnehmungen der Oberflächenmorphologie und Untergrundbilds kann ein sog. „Mental-Model“ der Landschaft erstellt werden, das bei der Analyse und der Interpretation der Ergebnisse eingebaut werden kann (OTTO et al., 2013).

Die Aktivität der Oberflächenformen kann aus Felduntersuchungen abgeleitet werden, die durch den Vergleich multitemporaler Luft- und/oder hochauflösenden Satellitenbilder und

durch die Analyse von Archivdaten unterstützt werden sollte (DRAMIS et al., 1998).

Bei einem Maßstab von über 1:5.000 eignen sich geomorphologische Karten vor allem für eine räumlich-temporale Untersuchung von Küstenlinien, Flussbetten, Rutschungen und Verwitterungsformen (FACCINI et al., 2008).

#### **2.2.4 Neue Techniken in der geomorphologischen Kartierung**

Der technologische Fortschritt in Bezug auf das Erheben, Speichern, Analysieren, und Visualisieren von Daten ist auch in der geomorphologischen Kartierung zu verzeichnen. Aufgrund von höheren Rechenleistungen, Speicherkapazitäten, verbesserten Displays, sowie neuer Techniken in der Datenakquisition und –analyse geomorphologischer Information, wie z.B. dem Differential-GPS, (mobile) GIS, oder hochauflösende Fernerkundungsdaten (Orthophoto, DEM etc.) (SEIJMONSBERGEN, 2013). Wie bereits zuvor erwähnt, konnte durch die Kombination aus gesammelten Daten aus der Vergangenheit und einer große Anzahl neuer computerbasierter quantitativer Techniken zur Beschreibung von Landschaften und Landschaftswandel eine Renaissance in Theorie und Modellierung beobachtet werden (MURRAY, 2009).

Moderne Geomorphologinnen und Geomorphologen sind nun in der Lage die immer größer werden Menge an Daten mit einer Vielzahl an verschiedenen Analysetools zu verarbeiten und somit auf der Erdoberfläche stattfindende Prozesse besser zu verstehen. Ein GIS ist gut dafür geeignet thematische und geomorphologische Information zu sammeln, speichern und analysieren und eine ideale Repräsentation und Visualisierung der Daten zu gewährleisten (SEIJMONSBERGEN 2013). Dies fördert das Verständnis über Landformen und geomorphologische Phänomene und zeigt räumliche, zeitliche und thematische Beziehungen unter Prozessen, Materialien, Landformen und natürlichen und anthropogen-kontrollierten Faktoren (REMONDO und OGUCHI, 2009). Dabei werden nicht nur kommerzielle GIS verwendet, sondern es kommt auch eine Reihe von Open Source Software zum Einsatz (QGIS, SAGA-GIS etc.). Somit gibt es bis jetzt keine einheitlichen digitalen Kartierungs- und Visualisierungsstandards oder Protokolle zur Darstellung, Analyse und Visualisierung von geomorphologischer Information (SEIJMONSBERGEN, 2013).

Moderne Software und neues Equipment verfeinern geomorphologische Kartierungs-Verfahren. Mobile GIS mit integriertem GPS und detaillierte DEMs erlauben beispielsweise eine Präzessionskartierung, womit ein automatisierter Auszug an Geländeinformation erstellt werden kann, der das traditionelle Kartieren der Morphometrie anhand von Konturlinien

ersetzen könnte. Zusätzlich kann Information direkt mit einem Hyperlink zur Geodatabase, Feldaufzeichnungen, Geländefotos, Laboranalysen, und geophysikalischen Messungen versehen werden (OTTO und SMITH, 2013; SEIJMONSBERGEN, 2013).

Die Notwendigkeit Expertinnen und Experten und ihr Wissen heranzuziehen bleibt allerdings bestehen. Die Interpretation von Landschaften ist in Bezug auf Landschaftsrekonstruktion, Validierung der gegenwärtigen Prozessaktivität und Untersuchung von wahrscheinlichen Effekten des Klimawandels auf die Landschaft entscheidend. Ein bedeutender Schritt von der klassischen geomorphologischen Karte zur neuen Kartierungsherangehensweise wäre, dass das Wissen von Geomorphologinnen und Geomorphologen in Modelle implementiert wird, die eine automatisierte Extraktion von geomorphologischen Landformen und Prozessen gewährleisten sollen (SEIJMONSBERGEN, 2013).

Moderne geomorphologische Karten sind digitale Informations-Layer, die mit Attributen verknüpft und in GIS-Datenbanken gespeichert werden. Solche Layer können z.B. aus gescannten Papierkarten, deren Kartenfeatures digitalisiert und anhand neuer Datenquellen und Kartierungstools aktualisiert werden können, bestehen. Weiters, können aber auch aus der Analyse von DEMs spezifische geomorphologische Features als neuer Informations-Layer abgeleitet werden (OTTO und SMITH, 2013; SEIJMONSBERGEN, 2013).

## **2.3 GIS-Applikationen zur Analyse der Sedimentdynamik**

### **2.3.1 Kartierung von Sedimenttransportprozessen mit Hilfe von GIS-Applikationen**

Murgänge sind eine der bedeutendsten Größen bei Sedimenttransport in Gebirgen (STERLING und SLAYMAKER, 2007), wo sie sehr häufig in kleinen alpinen Wildbacheinzugsgebieten auftreten. Ihr hydro-geomorphologisches Verhalten ist abhängig von geologischen, geomorphologischen, topographischen, hydrologischen, klimatischen und anthropogenen Faktoren (HUNGR et al., 2008). Die Ermittlung des Sedimentvolumens, das potentiell in alpinen Wildbacheinzugsgebieten mobilisiert werden kann und die Prozesse, die für die Mobilisierung und den Transfer innerhalb des Einzugsgebiets verantwortlich sind, ist vor allem für die Planung der Landnutzung und für das Naturgefahrenmanagement von großer Bedeutung. Seit dem Ende der Kleinen Eiszeit (LIA) wurden die unteren Bereiche der meisten alpinen Wildbachsysteme kanalisiert. Die alluvialen Schwemmfächer sind zumeist mit menschlicher Infrastruktur bzw. Gebäuden eingenommen. Die Vulnerabilität solcher

Siedlungen kann ziemlich hoch sein, auch wenn Schutzmaßnahmen in Form von Deichen, Dämmen oder Wiederaufforstung angelegt werden (GUTIÉRREZ, 1998).

Eine Korrelation zwischen Niederschlag und dem Auftreten eines Murgangs ist nicht immer gegeben. Bei einer Vielzahl von Murgängen ist es der Fall, dass sie beim Erreichen eines unbekanntes Schwellenwertes auftreten. Folge dessen ist die Modellierung solcher Murgang-Systeme mit einer hohen Unsicherheit verbunden, da sie direkt von dem im System verfügbaren Schutt abhängig sind (STERLING und SLAYMAKER, 2007).

Die Abschätzung des Sedimentvolumens, das von Murgängen mobilisiert bzw. transportiert werden kann, wurde anhand des Sedimentkaskaden-Konzepts untersucht. Es erlaubt die Berechnung des Sedimentbudgets mehrere Subsysteme des gesamten Wildbacheinzugsgebiets (BARSCH und CAINE, 1984). Um ein Sedimentbudget ermitteln zu können, ist nach BEYLICH und WARBURTON (2007) die Bestimmung der Erosions-, Transport- und Ablagerungsprozesse, die im Einzugsgebiet stattfinden, und die Bewertung der Raten und Kontrollgrößen erforderlich. Außerdem ist die Bestimmung der Hauptsedimentspeicher für die Konzeptualisierung von Wildbachsystemen als eine Aneinanderreihung von gekoppelten Reservoirs mit variablen Speicherzeiten und Entleerungsgeschwindigkeiten von Bedeutung. In diesem Zusammenhang eignet sich eine geomorphologische Kartierung als Tool gut für die Charakterisierung von Prozessen, die für die Formation von Sedimentspeichern im oberen Teil des Einzugsgebiets verantwortlich sind,

Aufgrund der topographischer Gegebenheiten, Zugänglichkeit und der Vegetation, die Prozesse und Landformen verdecken könnte, ist die erwartete Detailtreue von auf Felduntersuchungen basierender klassischer geomorphologischer Kartierungen in gebirgigen Umgebungen kaum zu erreichen. Daher werden in der Geologie und Geomorphologie vermehrt DEMs herangezogen, um topographische Attribute herauszufiltern (VAN ASSELEN und SEIJMONSBERGEN, 2006). Folglich werden GIS-Applikationen zur Analyse von DEMs verwendet, denn hierbei kann nicht nur das hydrographische Netzwerk untersucht werden, sondern außerdem auch die Lokalisierung und das potentielle Volumen der Sedimentversorgungszone. Der Zugang besteht aus einer Simulation des hydrographischen Netzwerkes und der Darstellung des Teil-Wassereinzugsgebiets der Sedimentspeicherzone, wo Murgangs- und Geschiebetransporterscheinungen getriggert werden könnten (THELER und REYNARD 2008).

Der erste Schritt besteht aus der Anwendung der „Hillshade“-Funktion, die eine Visualisierung der eigentlichen Oberfläche aus dem DEM generiert. Durch das „Fill“-Tool füllt kleine Senken im Oberflächenraster und bereinigt somit kleine Fehler im Dataset. Es

erzeugt ein Höhengitter (elevation grid) ohne Vertiefungen, das für die nächsten Schritte benötigt wird. Mittels „Flow-Direction“ wird ein Raster erzeugt, der die Fließrichtung jeder Zelle zur steilsten talseitig gelegenen Nachbarn angibt. Der Output dieses Tools erzeugt eine Rasterkarte mit Werten von 1 bis 255. Dieser Rasterdatensatz wird wiederum bei der „Flow-Accumulation“ – Berechnung benötigt, die den kumulierten Fluss an einem Punkt berechnet. Die Gewichtung jeder Zelle stammt aus dem Inflow der oben angrenzenden Zellen und basiert auf den Ergebnissen des „Flow Direction“-Schrittes.

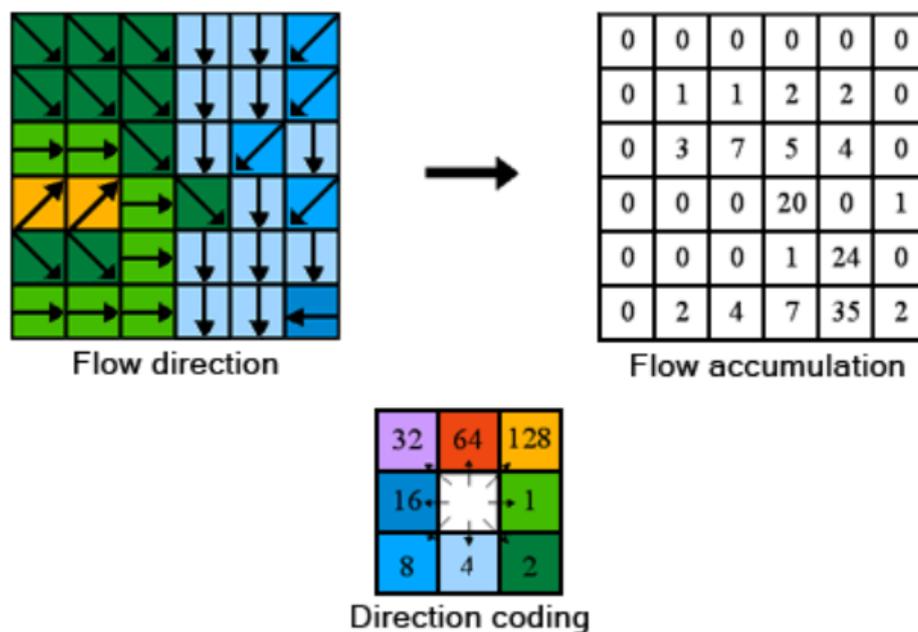


Abbildung 8: Ermittlung der Abflussakkumulation (Quelle: ArcGIS RESOURCE CENTER 2011)

Zellen mit hoher Abflussakkumulation sind Bereiche mit einem konzentrierten Fluss und können dazu benutzt werden um Ströme auszumachen. Jene, die bei der Abflussakkumulation einen Wert von 0 aufweisen, sind lokale topographische Höhen, die für die Ermittlung von Bergkämmen herangezogen werden können. Output-Zellen mit einer hohen Abflussakkumulation bilden Bereiche mit konzentrierten Abflüssen und stellen somit potentielle Erosion- und Transportbereiche dar (ArcGIS RESOURCE CENTER, 2011).

Der „Snap Pour Point“-Befehl wird angewendet, um Punkte mit hoher Abflussakkumulation herauszufiltern und mit dem „Watershed“-Tool Wassereinzugsgebiete darstellen zu können. Snap Pour Point sucht innerhalb einer gewissen Distanz nach Zellen mit der höchsten Abflussakkumulation und bewegt den Pourpoint an diese Stelle. Davor ist es allerdings notwendig Pourpoints in Form einer Shape-Datei zu erstellen, die das Einzugsgebiet festlegen. Lässt man sich den Raster der Abflussakkumulation im GIS anzeigen, kann diese

Abgrenzung einfach vorgenommen werden. Sie decken sich mit dem Ausgang des Einzugsgebiets, der den tiefsten Punkt entlang der Grenze des Einzugsgebiets darstellt. Schlussendlich werden mit dem „Watershed“-Befehl Bereiche festgelegt, aus denen Wasser und Sedimente an einem gemeinsamen Auslass in Form eines konzentrierten Abflusses austreten.

### **2.3.2 Klassifizierung der Sedimentdynamik nach THELER und REYNARD (2008)**

Eine besondere Bedeutung im Kontext dieser Masterarbeit hat die Klassifizierungsmethode nach THELER und REYNARD (2008), weshalb diese im folgenden Kapitel näher ausgeführt werden.

Um eine Berechnung des Sedimentbudgets vornehmen zu können, müssen im Vorfeld Erosions-, Transport- und Ablagerungsprozesse, die im Einzugsgebiet vorherrschen, ausgemacht und deren Raten und Mechanismen untersucht werden. Entscheidend ist dabei, dass die Hauptsedimentspeicher innerhalb der Sedimentkaskade identifiziert werden. Dies ist insofern wichtig, um das System als eine Abfolge an miteinander verbundenen Reservoirs mit variablen Speicherzeiten und Entleerungsgeschwindigkeiten zu konzeptualisieren. Hinsichtlich dessen kann die geomorphologische Kartierung ein ideales Hilfsmittel darstellen, um die für Formation der Sedimentspeicher verantwortlichen Prozesse zu beschreiben. Die Kartierung des Sedimenttransports in alpinen Einzugsgebieten setzt eine Identifizierung aller im Erosions-Ablagerungs-Systems beinhalteten Prozesse, Landformen und deren Beziehung zueinander voraus. Die Kombination der Prozesse zu kartieren kann sich abhängig vom Maßstab als schwierig darstellen (THELER et al., 2010). Nach LEE (2001) bildet die Kombination aus Feldkartierung, Felduntersuchung und GIS-Analysen einen guten Zugang. THELER et al. (2010) schlagen in einer Publikation ein sechs Schritte Programm vor, siehe Abbildung 9 und Abbildung 10.

Schritt 1 besteht daraus die potentiellen Sedimentquellen im Einzugsgebiet zu lokalisieren. Dieser Schritt gründet auf der Analyse der geomorphologischen Features, die mit Luftbildaufnahmen, DEMs und Felduntersuchungen ausgemacht werden können. Ein Hauptaugenmerk liegt dabei zu überprüfen, ob eine Konnektivität zwischen Sedimentspeicher zu aktiven Rinnen und/oder dem Hauptgerinne besteht (Schritt 2), siehe Abbildung 9.

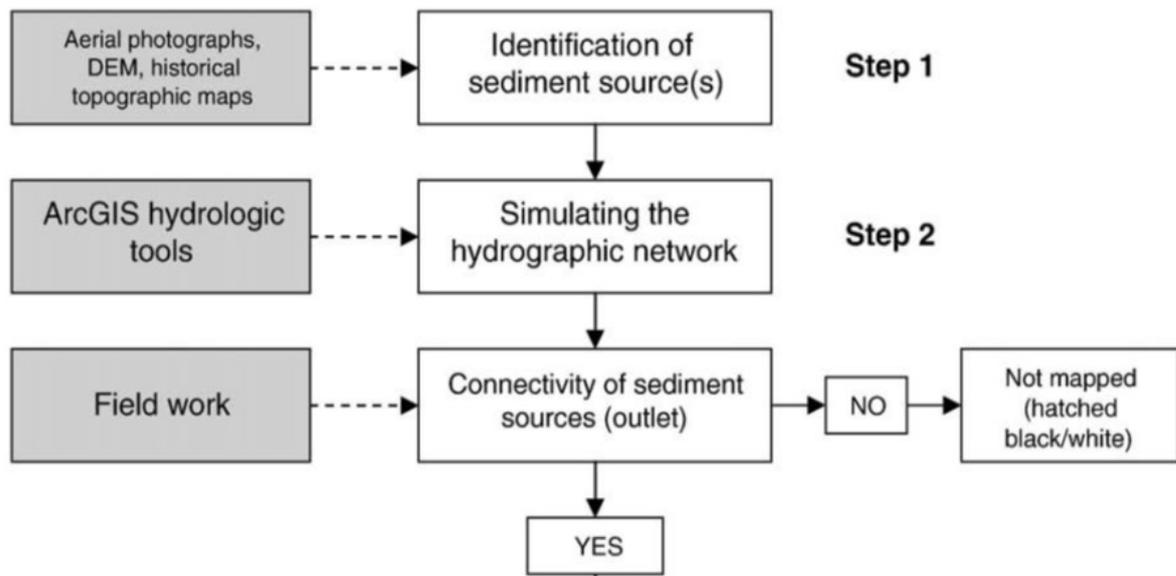


Abbildung 9: Flow Chart der Kartierungsprozedur nach THELER et al. 2010 – Schritt 1 und 2 (Quelle: THELER et al. 2010)

Dies wird mittels einer ArcGIS-Applikation, die das hydrographischen Netzwerks im Einzugsgebiet auf Basis der DEMs simuliert, erreicht und mittels Feldbegehung verifiziert. Basierend auf der Annahme, dass der Transfer von Sedimenten mit hydrologischen Flüssen einhergeht, erlaubt Schritt 3 Areale herauszufiltern, deren Abfluss und Sedimente einen gemeinsamen „Outlet“ haben, und sekundäre Gerinne, deren Verbindungspunkte mit dem Hauptgerinne und die Abgrenzung zu Sub-Catchments zu ermitteln (THELER et al., 2010). Anschließend werden Entwässerungsbereiche, die mit bevorzugten Gerinnen übereinstimmen, abgegrenzt, was es nun ermöglicht sie als relativ „kleine“ geomorphologische Einheiten voneinander zu trennen (THELER et al., 2010; BARTSCH et al., 2009).

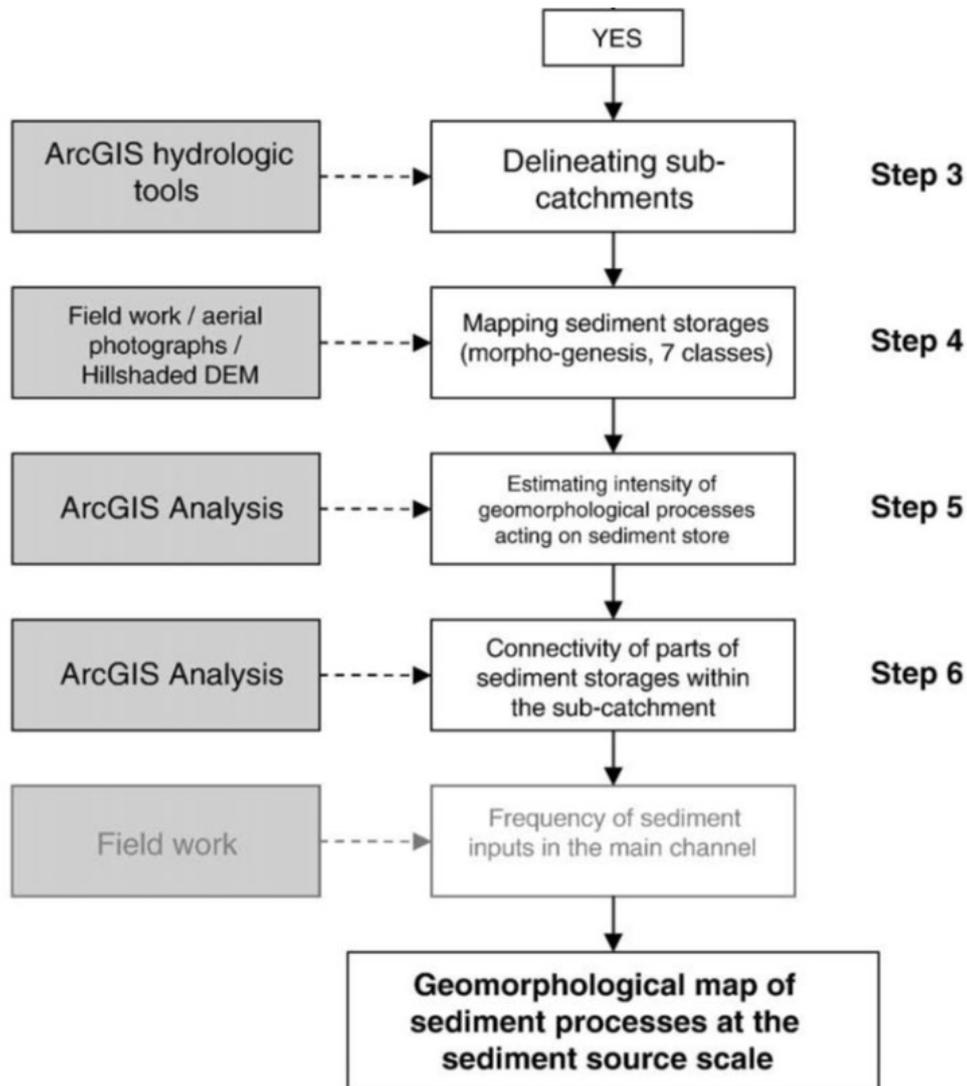


Abbildung 10: Flow Chart der Kartierungsprozedur nach THELER et al. 2010 – Schritt 3 bis 6 (Quelle: THELER et al. 2010)

Bei der Morphogenese von Sedimentspeichern nehmen die geotechnischen Charakteristika von nicht-konsolidierten Depots eine Schlüsselposition in Bezug auf die auslösenden Prozesse von Murgängen ein. Daher scheint eine Klassifizierung von Sedimentspeichern als sinnvoll (SANCHEZ, 2002). Im Untersuchungsgebiet wäre somit zwischen fluvialen, gravitativen, geotektonischen und organischen Depots zu unterscheiden. Fluviale Sedimente haben meist einen sehr hohen Kiesanteil und sind ziemlich porös. Schutthänge werden von kies bis zu felsbrockengroßen Bruchstücken aus Kristallin und Kalk dominiert (vor allem in Gebieten mit feinkörnigen, metamorphen schieferartigen Lithologien) und sind ziemlich kohäsiv. Als geotektonische Oberflächen, z.B. freier Fels oder gefaltete oder zerrüttete Felssteilstufen, werden als Speicherflächen gesehen, da sie ein ähnliches Verhalten wie nicht konsolidiertes Material aufweisen (THELER et al., 2010).

Bezüglich der Aktivität ist nach BEYLICH und WARBURTON (2007) ein Sedimentspeicher dann instabil, wenn zeitnahe geomorphologische Prozesse das Sediment oft verändern. Aktive Sedimentdepots sind frei von Vegetation und Flechten. Als semi-aktiv gilt ein Sedimentspeicher, wenn er höchstens von einem in 10-100 Jahren wiederkehrenden Ereignis modifiziert wird und mit Pionierpflanzenarten bewachsen ist. Sie können als stabil bezeichnet werden, wenn keine Ablagerung von Material mehr stattfindet. Diese inaktiven Bereiche sind von bereits älterer Vegetation bedeckt und werden höchstens von Extremereignissen verändert.

Jede beteiligte Zone (Teileinzugsgebiet) wird anhand von zwei einfachen Matrizen bewertet und kartiert. Sie bewerten Hangneigung, Anteil an Vegetation, Verbindung zum Hauptgerinnen und den Entstehungsprozess des Sedimentspeichers. Die erste Matrix kombiniert Hangneigung, generiert aus dem DEM, und Anteil der Vegetationsbedeckung und erlaubt somit erosionsanfällige Bereiche und weniger gefährdeten Arealen zu unterscheiden. Dabei wird wiederum in die Klassen hoch, latent und inaktiv unterteilt. Die zweite Matrix wird mit der Information (wirksame Prozessintensität auf der Landform bzw. dem Sedimentdepot) aus der ersten Matrix und kreuzt sie mit der Verbindung zum Hauptgerinne. Die Rolle des Sedimentspeichers kann somit mit drei Klassen (hoch, partiell und potentiell) definiert werden Teileinzugsgebiete die keine Konnektivität aufweisen, werden in nicht in die Analyse miteinbezogen. (THELER et al., 2010).

Bei der Erstellung von geomorphologischen Karten spielt die Hangneigung einen entscheidenden Faktor. Nach BONNET-STAUB (2001) muss mindestens eine Hangneigung von  $25^\circ$  gegeben sein, damit sich ein Murgang lösen kann. Für die Re-Mobilisierung von Sedimenten innerhalb eines Gerinnes sind nur  $11-12^\circ$  notwendig. THELER und REYNARD (2008) verwenden in ihrer Publikation bezüglich der Hangneigung drei Klassen ( $< 15^\circ$ ,  $15-30^\circ$ ,  $>30^\circ$ ). Diese Werte gehen einher mit den mittleren Hangneigung von Fächern ( $< 15^\circ$ ) und dem unteren Bereich des Reibungswinkels von Schutthalden ( $> 30^\circ$ ).

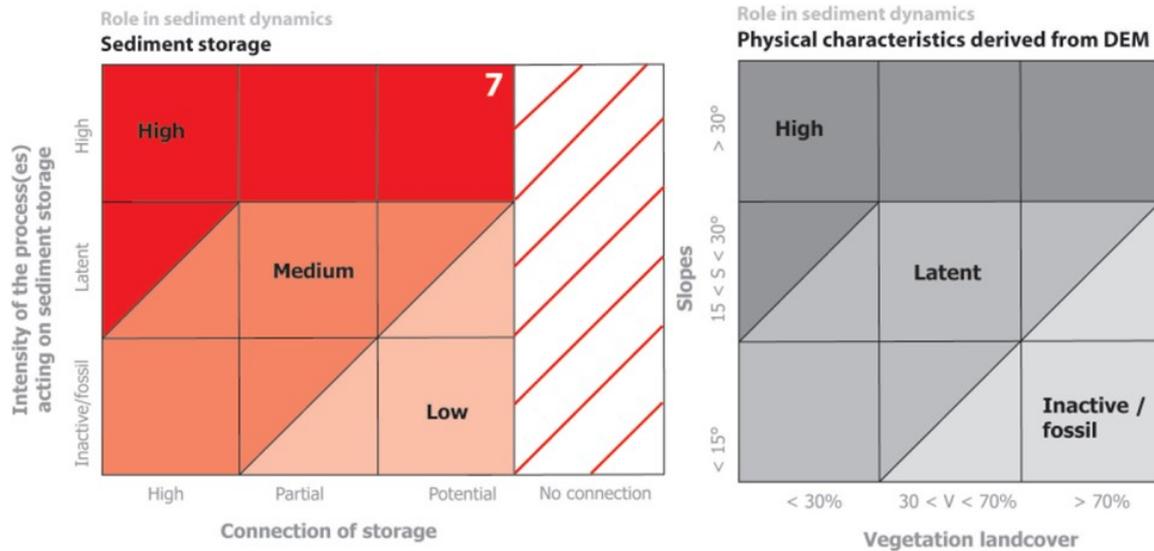


Abbildung 11: Zwei Matrizen, die die Wichtigkeit von Sedimentspeichern in der globalen Sedimentdynamik aufzeigen (Quelle: THELER und REYNARD, 2008)

Die Vegetation spielt in Bezug auf die Hangstabilität eine variable Rolle, aber kann natürlich von hoher Bedeutung sein. Einerseits verringert sie die Wirkung eines fallenden Regentropfens und den Abfluss, und andererseits stabilisiert sie nicht-konsolidierte Sedimente durch die Wirkung des Wurzelsystems. Folglich kann Vegetation dazu führen, dass der Sedimenttransfer zwischen vor- und nachgelagerten Bereichen unterbrochen wird (BORSELLI et al., 2008). Im Allgemeinen können alpine Einzugsgebiete alles von dichtbewaldeten bis zu kaum bewachsenen Hängen und Gerinnen aufweisen. Auch die Art der Vegetation spielt dabei eine Rolle, denn das Wurzelwerk von Büschen und Bäumen weist eine unterschiedliche Eindringtiefe in den Boden auf. Die Vegetation könnte somit einen Zugang, wie man geomorphologische Aktivität eines Einzugsgebiets kartiert, darstellen (THELER und REYNARD 2008).

Erst unlängst wurden Untersuchungen zur Sediment-Konnektivität von HECKMANN et al (2009) und BORSELLI et al. (2008) durchgeführt, die zwei Konnektivitäts-Indizes auf einem GIS und rasterbasierten Ansatz in Kombination mit Felduntersuchungen entwickelten. Die Konnektivität von Sedimentquellen mit dem Hauptgerinne ist für die Berechnung des Sedimentvolumens, das während eines Murgangs mobilisiert werden kann, von entscheidender Bedeutung und korreliert meist mit der hydrologischen Konnektivität. Die Sedimentkonnektivität kann dabei direkt sein, d.h. durch sekundäre und bei einem Ereignis neu entstandene Erosionsrinnen, oder diffus durch den Oberflächenabfluss. Konnektivität definiert ein System, in welchem sich grobe Partikel leichter und häufiger durch das System bewegen und von „normalen“ Hochwasserereignissen (Rekurrenzintervall 0,5-10 Jahre)

transportiert werden. Die Analyse der Konnektivität erlaubt es Bereiche, die das Hauptgerinne direkt speisen, als geomorphologische Einheiten zusammenzufassen. Der Grad der Konnektivität wird hierbei in vier Klassen unterteilt, nämlich hohe, partielle, potentielle und keine Konnektivität. Bereiche die nicht an das geomorphologische System angeschlossen sind, d.h. es besteht keine Konnektivität, fließen nicht in die Kartierung ein. Diese Situation ist in aktiven geomorphologischen meist nur kurz- bis mittelfristig der Fall, da der Sedimenttransport zum Hauptgerinne oft durch große Levées unterbrochen ist. Hohe Konnektivität bedeutet, dass der Sedimentspeicher direkt mit dem Hauptgerinne verbunden ist. Partielle Konnektivität äußert sich dadurch, dass abgelagertes Material beispielsweise aufgrund der geringen Hangneigung nur teilweise mit dem Hauptgerinne verbunden ist. Eine potentielle Konnektivität besteht dann, wenn es durch Modifikation der gegenwärtigen Topographie zu einer Verbindung mit dem Hauptgerinne kommen könnte.

### 3. Methodik

#### 3.1 Erstellung der geomorphologische Karte

##### 3.1.1 Datengrundlagen

Die in Tabelle 4 aufgelisteten Daten wurden für die geomorphologische Kartierung der Zwischenmäuerstrecke herangezogen. Zusätzlich wurden Fotos, die von Eric Rascher und mir während unserer Geländeaufenthalte aufgenommen wurden, als Hilfestellung verwendet.

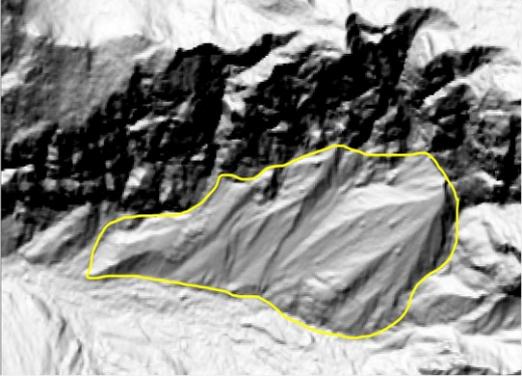
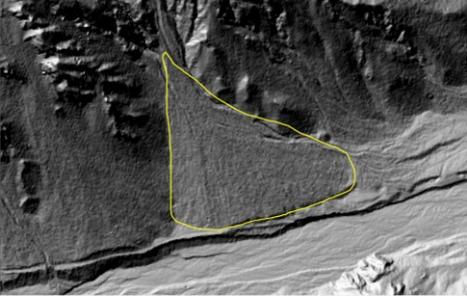
<b>Datengrundlage</b>	<b>flächenhaft vorhanden</b>	<b>Beschreibung</b>
Digitales Orthophoto (2004)	ja	Auflösung 20x20cm – Land Steiermark
Digitales Orthophoto (2010)	ja	Auflösung 20x20cm – Land Steiermark
Digitales Orthophoto (2013)	ja	Auflösung 20x20cm – Land Steiermark

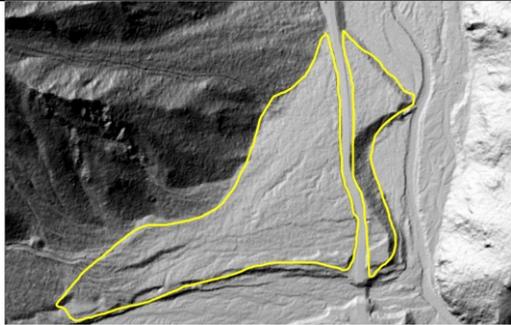
Digitales Geländemodell (2010)	ja	Auflösung 1x1m – Land Steiermark
Digitales Geländemodell (2015)	ja	Auflösung 1x1m – Geoserve
HabitAlp-Kartierung (2004)	ja	<a href="http://www.nationalpark.co.at/de/projekte/habit alp-cc">http://www.nationalpark.co.at/de/projekte/habit alp-cc</a>
Morphologische (Test-) Kartierung	nein	<a href="http://www.nationalpark.co.at/de/forschung/veroeffentlichungen/geografie-und-geodaten/3611-2010-morphologische-kartierung-im-nationalpark-gesaese-3879">http://www.nationalpark.co.at/de/forschung/veroeffentlichungen/geografie-und-geodaten/3611-2010-morphologische-kartierung-im-nationalpark-gesaese-3879</a>
Geomorphologische Grundlagenerhebung (2001)	nein	Diplomarbeit - Bernhard Remich GIS-Datensatz
Geologische Kartierung der Gesäuseberge (1935)	ja	Otto Ampferer – GBA 1:25.000
ÖK-50 (Blatt 4214)	ja	Topographische Karte 1:50.000

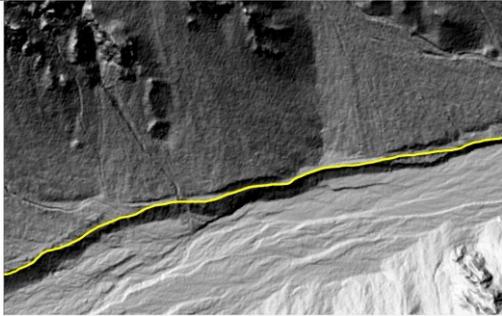
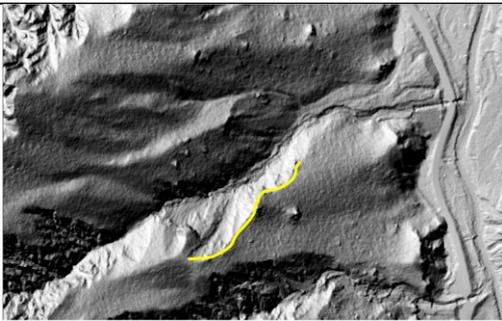
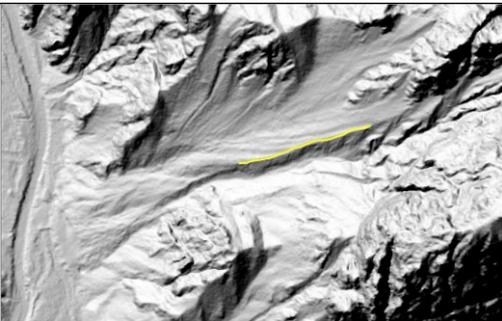
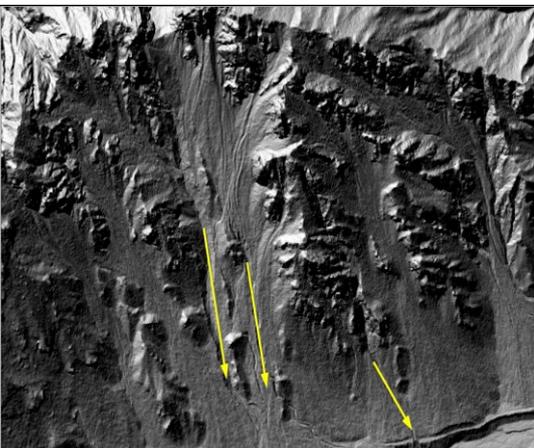
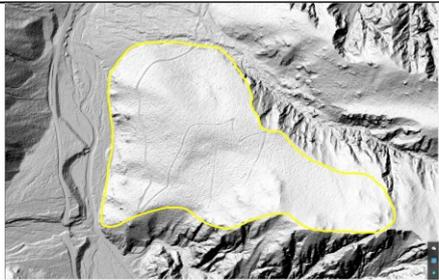
Tabelle 4: Auflistung der Datengrundlagen

### 3.1.2 Kartierschlüssel

Die Basis für das von THELER und REYNARD (2008) bildet die Kartierung der unterschiedlichen Typen an Sedimentspeichern. Zusätzlich zu den einzelnen Speichern wurde der Johnsbach, die L743, größere Forstwege, Parkplätze, Holzlagerstätten oder Gebäude (Anthropogen überprägte Flächen) kartiert, um eine lückenlose Kartierung zu gewährleisten. In der folgenden Tabelle 5 erfolgt eine Beschreibung der unterschiedlichen Sedimentspeicher und geomorphologischen Formen.

Klasse	Beschreibung	Beispielhafte Darstellung
Festgestein	freier Fels, dessen Rillen und Spalten als Speicher für verwittertes Material fungieren und welches mittels sekundärer Prozesse weitertransportiert werden kann	
gravitative Speicher	feineres und homogeneres Material, dessen Transport von gravitativen Prozessen geprägt ist Die Hangneigung bei dieser Art von Speicher liegt bei $> 15^\circ$	
Felssturz	großes, grobblockiges, von Felsstürzen stammendes Material	
Schuttkegel	Akkumulation von Gesteinsschutt am Fuße von Steil- und Festgesteinshängen	

<p>Gravitativ-fluviale Speicher</p>	<p>feineres und homogeneres Material, dessen Transport durch gravitative und fluviale Prozesse bedingt ist. Die Hangneigung liegt dabei über 15°</p>	
<p>Fluviale Speicher</p>	<p>Feines und homogenes Material, dessen Transport hauptsächlich durch fluviale Prozesse passiert. Die Hangneigung liegt dabei unter 15°</p>	
<p>Flussterrassen</p>	<p>Flussterrassen, welche sich durch fluviale Sedimentation bilden</p>	
<p>Terrasse</p>	<p>Schwach geneigter Geländeteil, der an einer oder mehreren Seiten durch einen Abhang von den benachbarten Geländeteilen getrennt ist</p>	

Terrassenkante	Signatur zeigt die Oberkante eines steil talwärts abfallenden Hanges (> 5m Länge) der einer Terrasse folgt	
Erosionskante	Oberkante eines von starker Bodenerosion betroffenen Hanges.	
Levée	Dammartige Erhebung	
Gully	Auch bekannt als Grabenerosion. Ist eine lineare Einzelform (Erosionsrinne), die aufgrund von konzentriertem Oberflächenabfluss entsteht. (Mindesttiefe > 40cm)	
Geomorphologisch kaum aktive Bereiche	Bereiche, in denen aufgrund von hohem Grad an Vegetation und geringer Hangneigung, keine geomorphologischen	

	Prozesse stattfinden	
Fließgewässer	Flächenhafte Kartierung des Johnsbaches	
Anthropogen überprägte Flächen	Landesstraße L743, große Forstwege, Parkplätze und Holzlagerstätten	

**Tabelle 5: Beschreibung der Sedimentspeicher und geomorphologischen Formen in der Zwischenmäuerstrecke**

### 3.1.3 Workflow

Die Grundlage für die digitale geomorphologische Kartierung bilden das digitale Orthophoto und das digitale Geländemodell aus dem Jahr 2010. Die aktuelleren Datensätze (digitales Orthophoto - 2013 und digitales Geländemodell - 2015) wurden zur Kontrolle bzw. bei Unklarheiten herangezogen. Da die beiden letzteren Datensätze nicht aus demselben Aufnahmejahr stammen und die Belichtung des Orthophotos (2013) nicht ideal ist, fiel die Entscheidung zu Gunsten der Daten von 2010 aus.

Um eine lückenlose Kartierung ohne Topologie-Fehler zu gewährleisten wurde das „Cut Polygon – Tool“ verwendet. Die Basis dafür bildete ein Shape-File des Einzugsgebiets der Zwischenmäuerstrecke, das aus dem digitalen Geländemodell berechnet wurde. Hierbei kam das „Watershed-Tool“ zum Einsatz, das mittels „Outlet-Points“, das Einzugsgebiet aus dem DEM, ermittelt. Im ersten Schritt wurde das Einzugsgebiet für das gesamte Johnsbachtal berechnet (Outlet-Point an der Bachbrücke). Der folgende Schritt bestand darin, sich das Einzugsgebiet für das Johnsbachtal ohne die Zwischenmäuerstrecke ausgeben zu lassen. Dabei wurde der „Outlet-Point“ an der Silberreitbrücke (Eingang Zwischenmäuerstrecke) gesetzt. Das Ergebnis dieser Berechnung wird vom zuvor berechneten gesamten Einzugsgebiet des

Johnsbachtals subtrahiert. Das Einzugsgebiet „Zwischenmäuer“ ist in der nachfolgenden Abbildung 12 in schraffiert Form dargestellt.

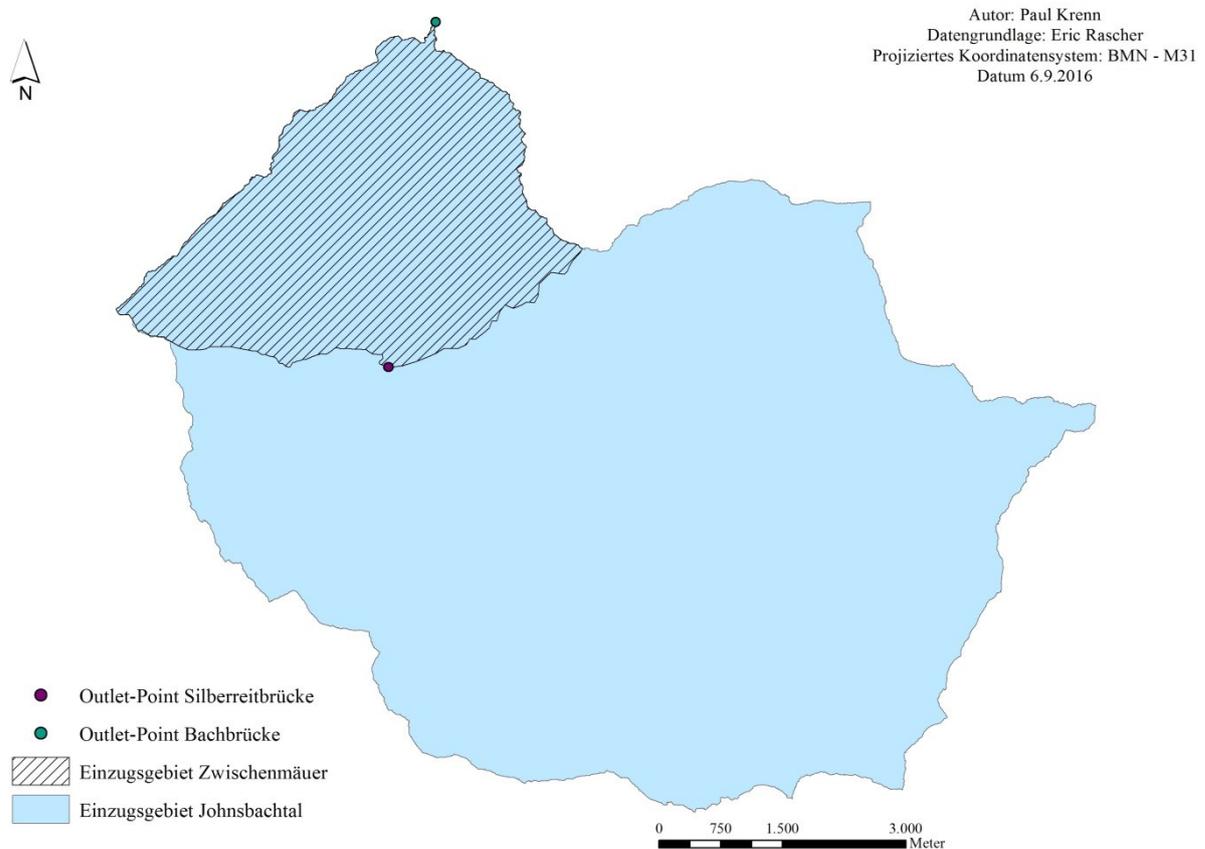


Abbildung 12: Einzugsgebietsberechnung (Quelle: Eigene Darstellung)

Die aus dem Shape ausgeschnittenen Polygone wurden je nach Sedimentspeichertyp bzw. Landform (siehe Kapitel 5.2) entsprechend codiert. Dabei wurde in der Attributtabelle eine eigene Spalte angelegt, wo die entsprechende Codierung im Kartierungsprozess eingetragen wurde. Somit konnten die einzelnen Klassen am Ende des Kartierungsprozess sehr einfach aus der Attributtabelle extrahiert werden. Um eine möglichst genaue geomorphologische Kartierung zu erarbeiten, wurde mindestens in einem Maßstab von 1:2.500 digitalisiert. Einzelne Signaturen konnten aus dem GIS-Symbolschlüssel von OTTO (2004), der auf den Ergebnissen von KNEISEL et al. (1998) und BARSCH und LIEDTKE (1980) basiert. Die Signatur für Schuttkegel wurde eigenhändig erstellt. Die Basis der GMK der Zwischenmäuerstrecke bildet die flächenhafte Kartierung der Sedimentspeichertypen, Festgestein und anthropogen überprägten Flächen, die von Liniensignaturen, die zur Kennzeichnung der Landformen dienen, überlagert werden.

## **3.2 Modellierung der Sedimentdynamik**

### **3.2.1 Anpassung des Ansatzes nach THELER und REYNARD (2008)**

Bei den eigenen Untersuchungen wurde grundsätzlich der geschilderten Methode nach THELER und REYNARD (2008) gefolgt. Dabei wurde der Ansatz nicht wesentlich verändert, außer dass die Sedimentspeicher dem Untersuchungsgebiet angepasst wurden, siehe Kapitel 3.1.2. Wie von den Autoren propagiert, werden zur Ermittlung der Prozessintensität die Hangneigung und der Grad der Vegetationsbedeckung herangezogen. Aufgrund der spezifischen Charakteristika der Zwischenmüerstrecke wurde die bestehende 3x3 Matrix von THELER und REYNARD (2008) auf eine 4x3 erweitert und den drei bereits existierenden Prozessintensitätsklassen (inactive/fossil, latent, high) eine weitere Klasse (very high) hinzuzufügen. Dabei wird auf der X-Achse dem Grad der Vegetationsbedeckung die Klasse <10% hinzugefügt. Die Überlegung dabei ist, dass es in Bezug auf die Hangstabilität es einen wesentlichen Unterschied ausmacht, ob der Grad der Vegetationsbedeckung bei unter 10% oder bei unter 30% liegt. Die adaptierte Matrix ist in Abbildung 13 nochmals graphisch dargestellt.

Die zweite Matrix wurde ebenfalls an der X-Achse erweitert. Die qualitative Beschreibung des Grades der Kopplung („high“, „partial“ und „potential“), wird um zwei Klassen hinaufgesetzt, die sich aus den Konnektivitätswerten der Kartierung nach CAVALLIT et al. (2013) abgeleitet sind. Daraus resultiert eine 5x4 Matrix mit fünf Klassen (very low, low, medium, high, very high), siehe Abbildung 14.

### Intensity of process(es) acting on the sediment storage

Slopes	> 30°	very high	high		
	15 < s < 30°			latent	
	< 15°				inactive/ fossil
		< 10%	10 < v < 30%	30 < v < 70%	> 70%

### Vegetation landcover

Abbildung 13: Adaptierung (1) des THELER und REYNARD (2008) Konzepts (Quelle: Eigene Darstellung)

### Supplying of Sediments by the sediment storage in the global dynamics

Intensity of processes acting on the sediment storage	very high	very high					
	high		high				
	latent			medium			
	inactive			low		very low	
		very high	high	medium	low	very low	no connection

### Connection of storage

Abbildung 14 Adaptierung (2) des THELER und REYNARD (2008) Konzepts (Quelle: Eigene Darstellung)

### 3.2.2 Aufbereitung der Eingangsdaten

Die Modellierung der Sedimenttransportprozesse wird nun nicht mehr für das gesamte Einzugsgebiet der Zwischenmüerstrecke durchgeführt, sondern beschränkt sich nur mehr auf zwei wichtige Teileinzugsgebiete, den Langgries und den Gsenggraben, siehe Abbildung 15.

In den folgenden Kapiteln wird der Workflow der rasterbasierten Analyse beschrieben. Dieser folgt jedoch nicht hundertprozentig jenem von THELER et al. (2010), da einzelne Schritte schon im Zuge der geomorphologischen Kartierung abgearbeitet wurden. In Kapitel 4.2.1 und 4.2.2 werden dann die Ergebnisse der einzelnen Teilschritte der rasterbasierten Analyse vorgestellt und in 4.2.4 das finale Ergebnis präsentiert.

Die Abgrenzung der beiden Teileinzugsgebiete erfolgte nach demselben Prinzip, welches bereits in Kapitel 3.1.3 angewandt wurde. Lediglich die Position der „Outlet-Points“ zur Berechnung der Teileinzugsgebiete wurde verändert und an die Mündung der beiden untersuchten Gräben in den Johnsbach gesetzt.

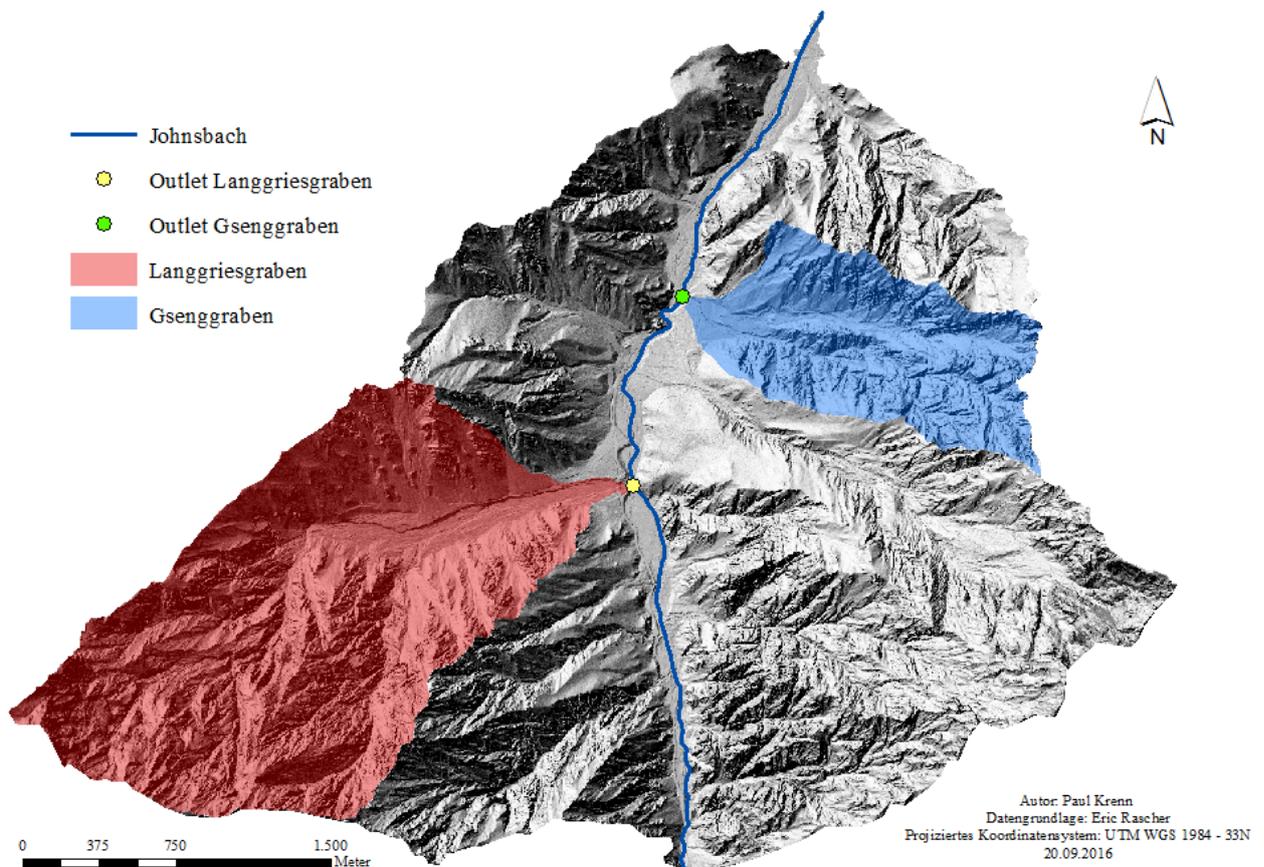


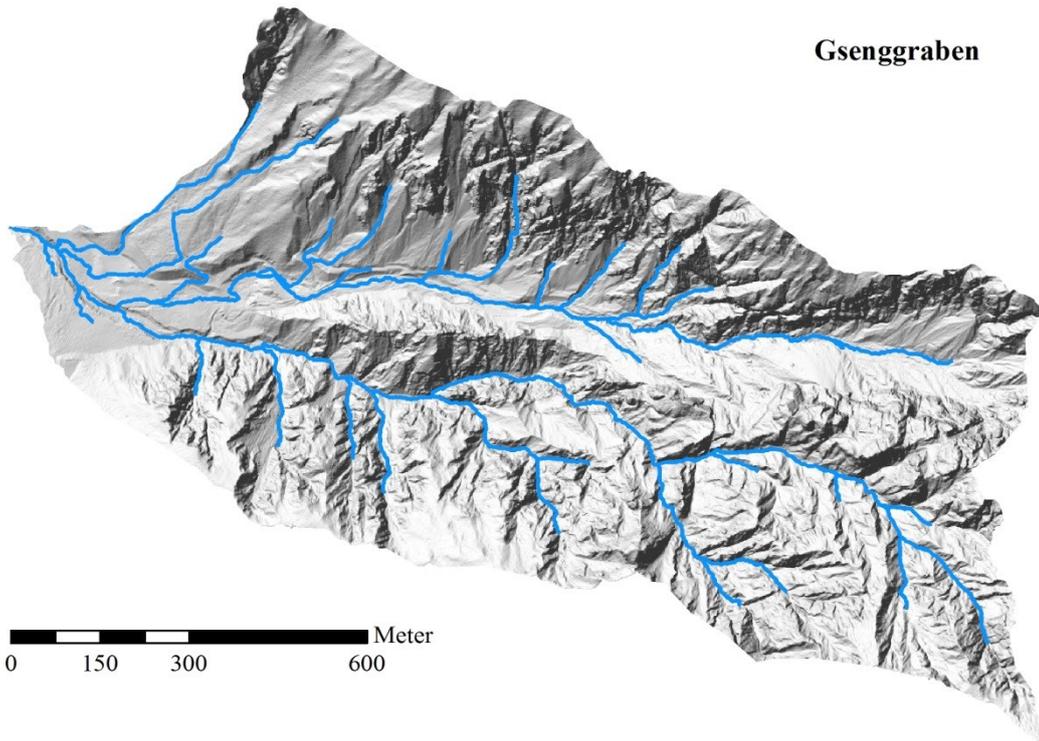
Abbildung 15: Untersuchte Teileinzugsgebiete (Quelle: Eigene Darstellung)

### *a.) hydrographisches Netzwerk*

Weiters wird in diesem Kapitel die Simulation des hydrographischen Netzwerkes vorgenommen. Der Simulationsvorgang wurde bereits im Kapitel 4.2 diskutiert und wird nun für im Gseng- und Langgriesgraben angewandt. Um Ungenauigkeiten im DEM zu bereinigen und lokale Peaks und Sinks zu kaschieren, wurde das „Fill-Tool“ mit einem Korrekturwert von 1m herangezogen, um ein durchgängiges Drainagenetzwerk simulieren zu können.

Es folgen die Schritte „Flow Direction“ und „Flow Accumulation“, deren Endergebnis in Abbildung 16 veranschaulicht wurde und in weiterer Folge für die Verifizierung der Konnektivitätsanalyse herangezogen werden kann.

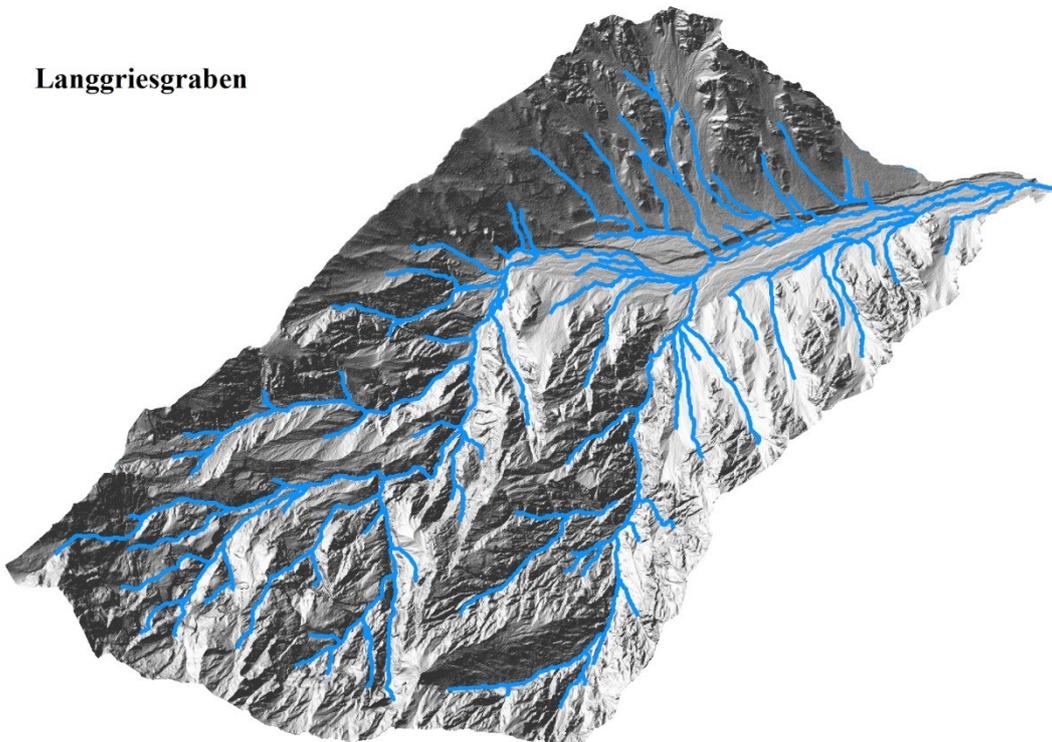
## Gsenggraben



— Hydrographisches Netzwerk



## Langgriesgraben



0 250 500 1.000  
Meter

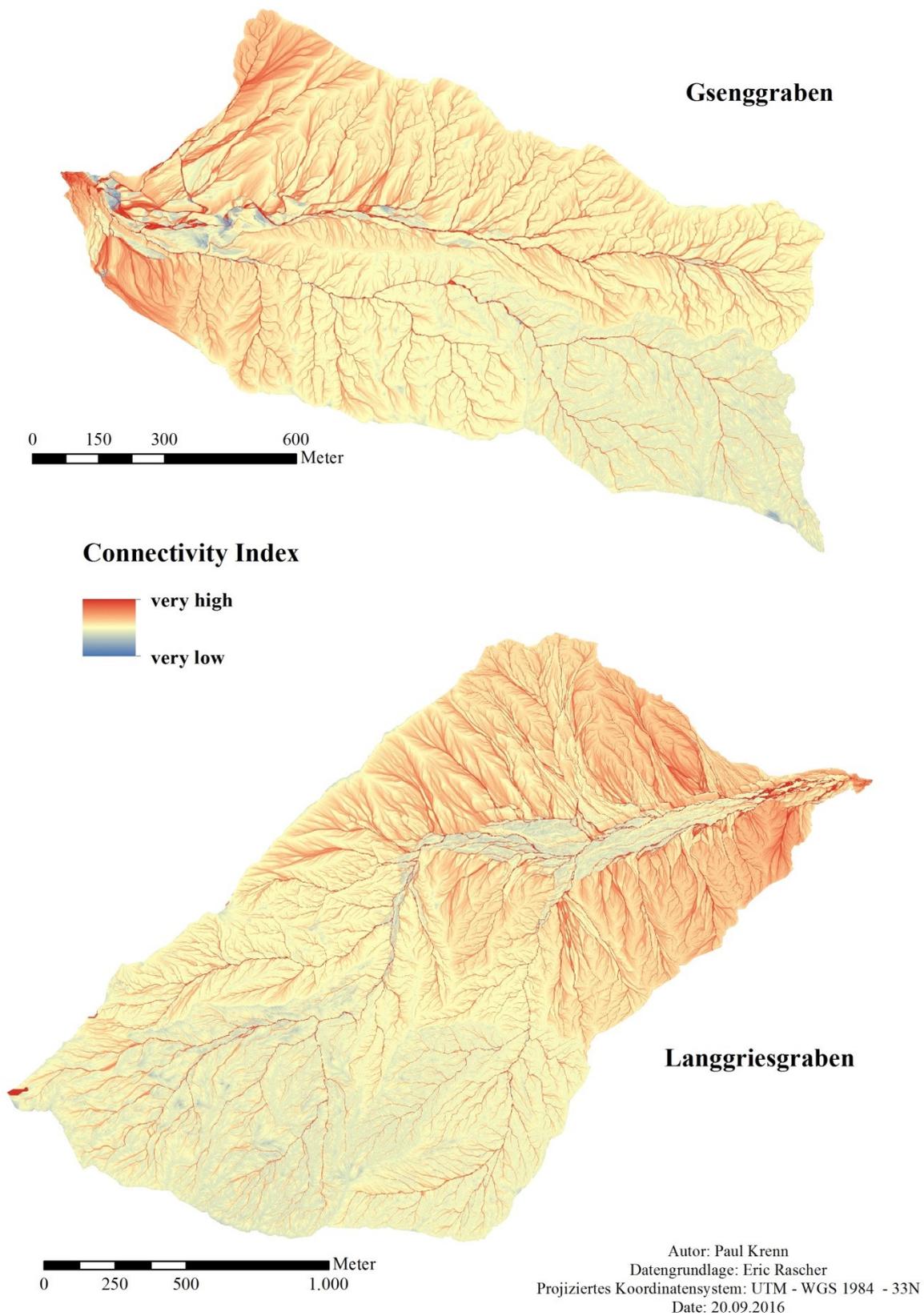
Autor: Paul Krenn  
Datengrundlage: Eric Rascher  
Projiziertes Koordinatensystem: UTM - WGS 1984 - 33N  
Date: 20.09.2016

Abbildung 16: Simulation des hydrographischen Netzwerkes (Quelle: Eigene Darstellung)

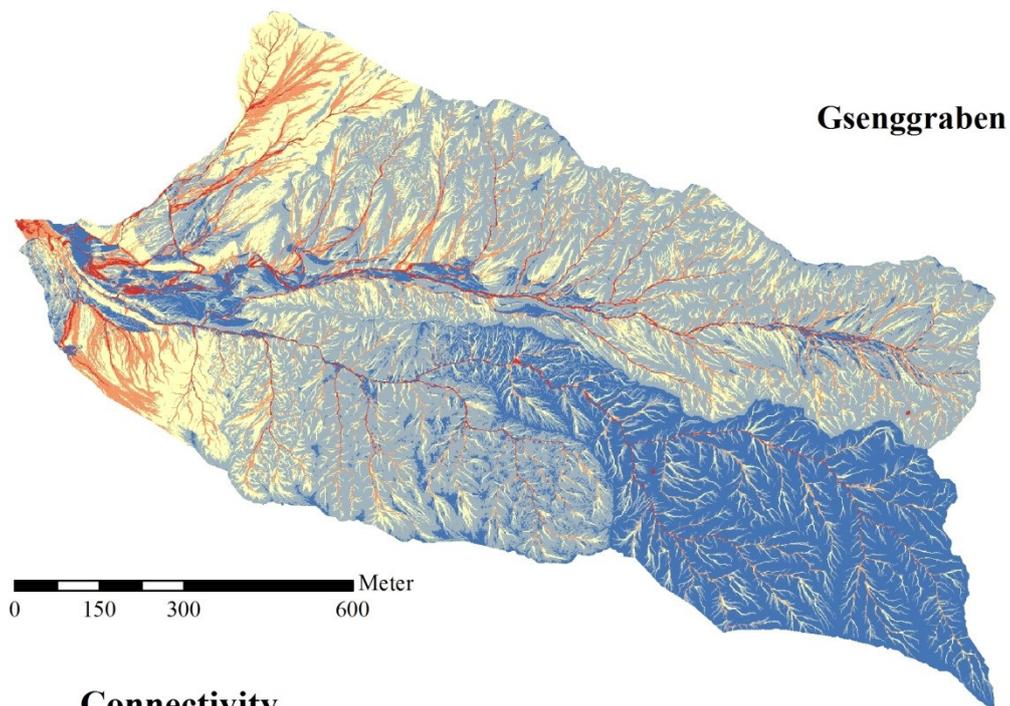
## *b.) Konnektivitätsanalyse*

STANGL et al. (2016) führten eine Analyse zur Konnektivität im Johnsbachtal durch. Aufgrund der Größe des Einzugsgebiets wurde ein computerbasierter Modellierungsansatz verwendet, um Datenkontinuität in allen Bereichen des Untersuchungsgebiets zu garantieren. Da die Modellierung Teil einer großen Sedimentbudgetberechnung ist, war der erste Schritt ein konzeptuelles Modell auszuarbeiten, um die Verbindung und Sedimenttransmissivität von Teileinzugsgebieten und dem ganzen Tal besser zu verstehen. Basierend auf dem Konzept von BORSELLI et al. (2008) adaptiert durch CAVALLI et al. (2013) wird in ein Index für den Grad der Konnektivität berechnet, der die Wahrscheinlichkeit, dass z.B. ein instabiler Hang, ein Murgang oder Rinnenerosion hangabwärts Bereiche, wie das Hauptgerinne oder einen See, erreicht. Analysen zur Konnektivität in einem Einzugsgebiet ergeben natürlich nur Sinn, wenn Sediment vorhanden ist, das transportiert werden kann. Im Untersuchungsgebiet ist Erosion hauptsächlich der Geologie geschuldet. Daher wurden in den Untersuchungen von STANGL et al. (2016) Bereiche tatsächlicher und potentieller Erosion im Johnsbachtal kartiert. Bereiche mit aktiver Erosion wurden auf Basis von Orthophotointerpretation und Felduntersuchungen aufgenommen. Da die Zwischenmäuerstrecke einen Teil des National Parks Gesäuse bildet, liegt hier zusätzlich eine HABITALP-Kartierung (<http://www.habitalp.de/>) vor.

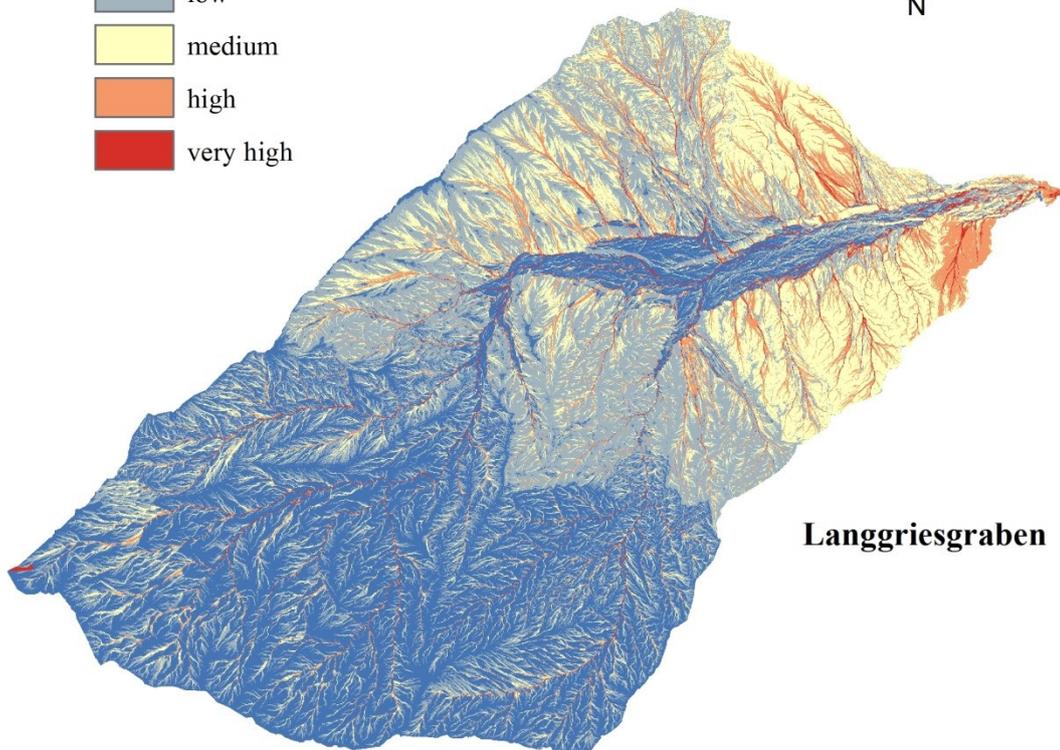
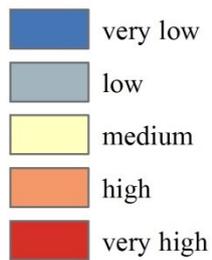
Wie aus den Ergebnissen von STANGL et al. (2016) hervorgeht, werden vor allem die Zwischenmäuerstrecke aufgrund von steilen Rillen und Rinnen und des vorherrschenden brüchigen Dolomits große Mengen an Sediment transportiert. Wie in Abbildung 17 zu sehen ist, sind weder im Gseng- noch im Langgriesgraben entkoppelte Bereiche zu finden. Um die Konnektivität in die rasterbasierte Analyse besser einbinden zu können, wird sie mittels „Jenks Natural Breaks“ im GIS in fünf einzelne Klassen (very low, low, medium., high, very high) geteilt.



**Abbildung 17: Modellierter Konnektivitätsindex der beiden Teileinzugsgebiete (Quelle: Eigene Darstellung)**



**Connectivity**



Author: Paul Krenn  
 Data Set: Eric Rascher  
 Geodetic Coordinate System: UTM - WGS 1984 - 33N  
 Date: 5.10.2016

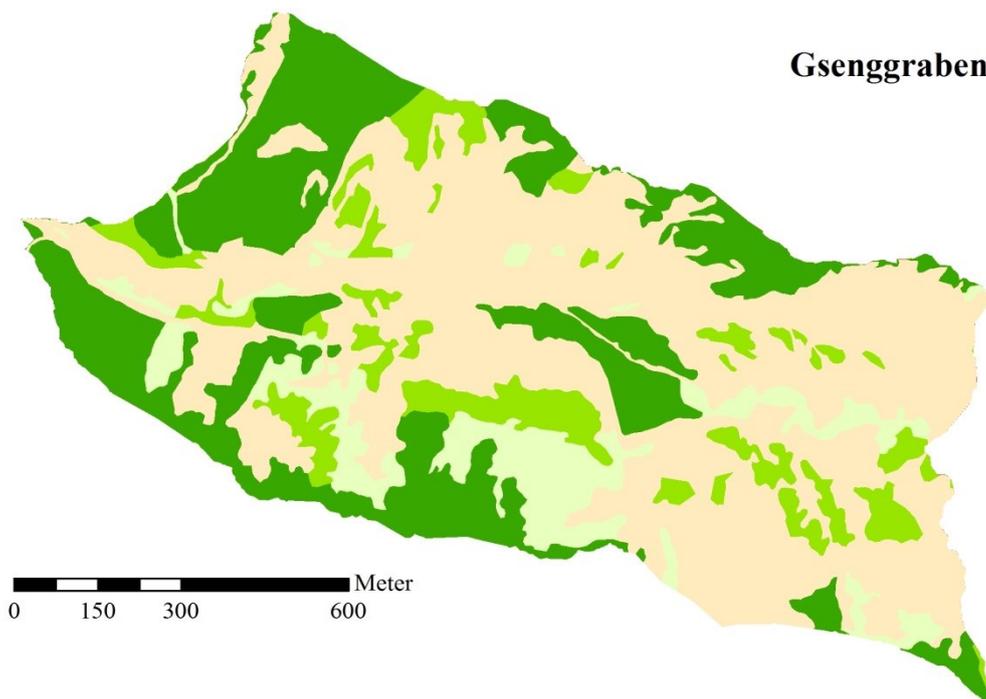
**Abbildung 18: Klassenweise Darstellung (natural breaks) der Konnektivität (Quelle: Eigene Darstellung)**

### *c.) Ableitung von Vegetation und Hangneigung*

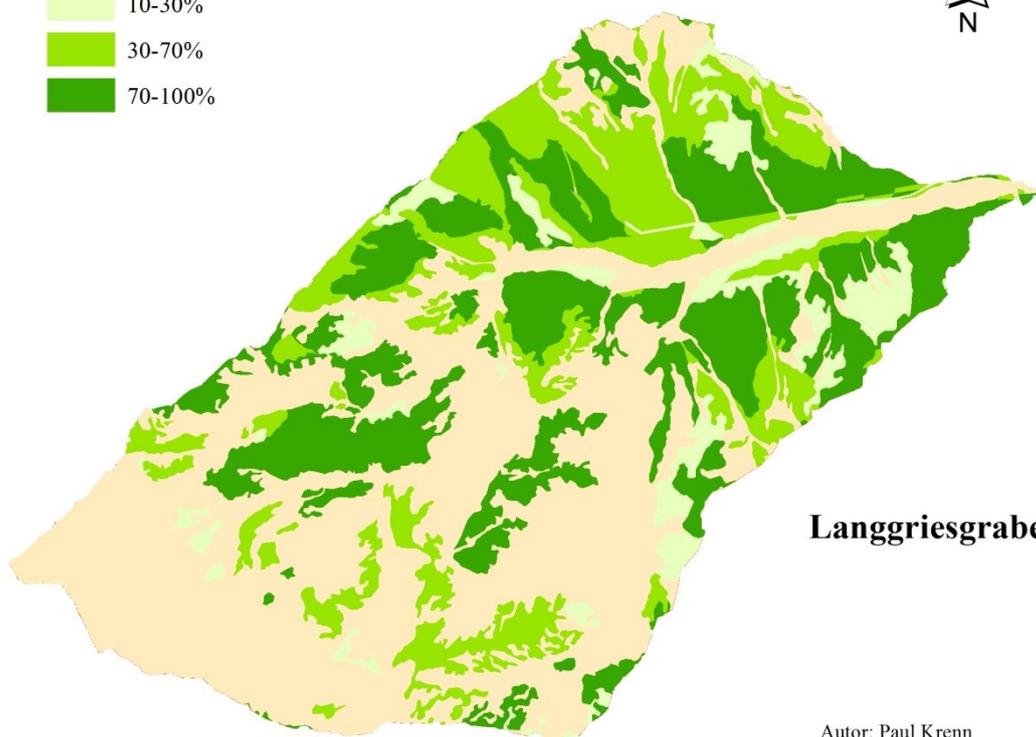
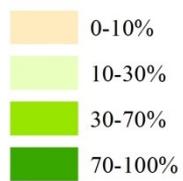
Die Bestimmung der Prozessintensität setzt sich zusammen aus Hangneigung und Grad der Vegetationsbedeckung (Abbildung 13). Jede Rasterzelle in den Teileinzugsgebieten wird mit Werten über Hangneigung und Vegetationsbedeckung versehen und die Information miteinander verschnitten. Je nach Steilheit des Hanges und Dichte der Vegetation ergeben sich Werte für die Prozessintensität. Die Hangneigung kann mit dem DEM leicht berechnet werden, bei der Generierung der Vegetationsbedeckung aus der HABITALP-Kartierung des Nationalparks Gesäuse traten jedoch Schwierigkeiten auf. Beim Start der rasterbasierten Analyse wurden Fehler in der Attribuierung des Datensatzes festgestellt. In vielen Fällen war die Information über den Grad der Vegetationsbedeckung korrekt, jedoch gab es auch Fälle, wo Polygone mitten im Gseng- oder Langgriesgraben mit 100% Bedeckung ausgegeben wurden. Somit mussten die Daten für die beiden Gräben mittels Orthophoto verifiziert bzw. korrigiert werden.

Nach der Korrektur der Daten wurde die Vegetationsinformation in die in Kapitel 4.4 vorgeschlagenen Klassen eingeteilt, wie Abbildung 19 veranschaulicht. Auch die Information über die Hangneigung wurde in einzelne Klassen ( $< 15^\circ$ ,  $15-30^\circ$ ,  $> 30^\circ$ ), siehe Abbildung 20. Aufgrund der unterschiedlichen Projektion, muss diese noch auf den gleichen Nenner (UTM WGS 1984 – 33N  $\rightarrow$  Projektion des DEMs) gebracht werden. Mittels „Feature to Raster“ werden die Shape-Files der Einzugsgebiete in 1x1m Raster umgewandelt, die lagegetreu mit dem DEM sein müssen, um eine Analyse durchführen zu können. Mit dem Befehl „Extract by Mask“ werden die beiden Untersuchungsgebiete aus dem DEM ausgestanzt. Nun kann die Hangneigung für den Gseng- und Langgriesgraben mit dem Spatial Analyst Tool „Slope“ ermittelt werden.

„Reclassify“ erlaubt es Parameter, wie beispielsweise Hangneigung in Grad, in Klassen mit unterschiedlichen Werten einzuteilen. Dies ist ein entscheidender Schritt für die Multiplikation in der rasterbasierten Analyse. Derselbe Vorgang wird für den Grad der Vegetationsbedeckung der beiden Teileinzugsgebiete angewandt. Mit dem „Raster Calculator“ werden beiden Raster mit einander multipliziert.



#### Grad der Vegetationsbedeckung

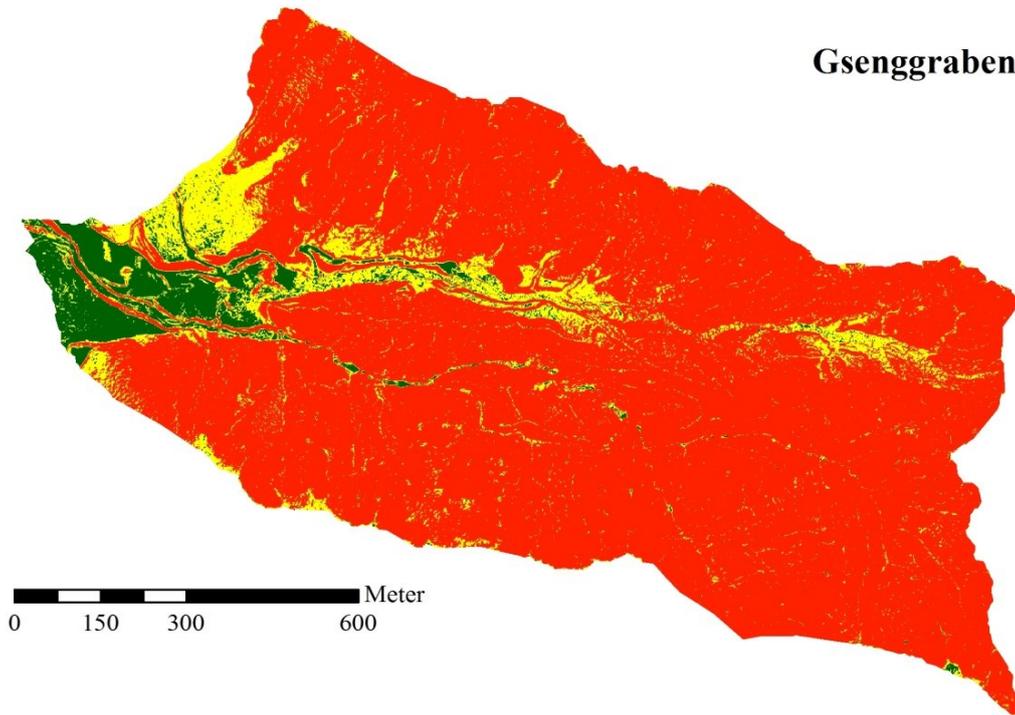


### Langgriesgraben

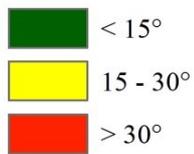
Autor: Paul Krenn  
 Datengrundlage: Eric Rascher  
 Projiziertes Koordinatensystem: UTM - WGS 1984  
 Date: 20.09.2016

**Abbildung 19: Grad der Vegetationsbedeckung im Gseng und Langgriesgraben (Quelle: Eigene Darstellung)**

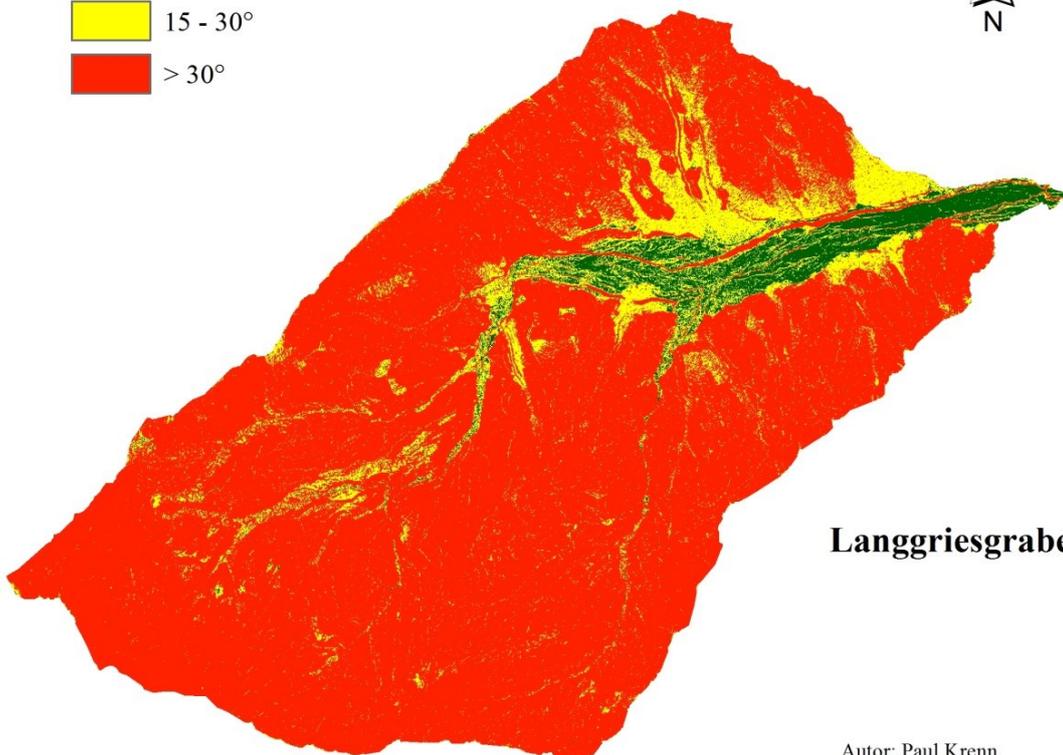
## Gsenggraben



### Hangneigung



## Langgriesgraben



Autor: Paul Krenn  
Datengrundlage: Eric Rascher  
Projiziertes Koordinatensystem: UTM - WGS 1984  
Date: 20.09.2016

Abbildung 20: Hangneigung im Gseng- und Langgriesgraben (Quelle: Eigene Darstellung)

c.) Re-Klassifizierung der Eingangsparameter

**Intensity of process(es) acting on the sediment storage**

Slopes	7	7	14	21	28
	6	6	12	18	24
	5	5	10	15	20
		1	2	3	4
		Vegetation landcover			

Abbildung 21: Matrix - Intensity Calculation (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Werte sind so zu wählen, dass beim Ergebnis der Multiplikation keine Werte doppelt oder dreifach vorkommen, damit jedes Ergebnis exakt einer Klasse zugeordnet werden kann, siehe Abbildung 21. So wurden den Klassen der Hangneigung beispielsweise die Werte 5, 6 und 7 und dem Grad der Vegetation die Werte 1, 2, 3 und 4 zugeordnet. Somit ergeben sich Werte für die Intensität der auf den Sedimentspeicher wirksamen Prozesse, die sich aus Hangneigung und Grad der Vegetationsbedeckung zusammensetzt.

Die Multiplikationsergebnisse müssen im nächsten Schritt wieder den einzelnen Intensitätsklassen zugeordnet werden. Hierbei kommt „Reclassify“ abermals zum Einsatz. Das Resultat ist die Intensität der auf verschiedene Sedimentspeicher wirksamen Prozesse und wird im Ergebnisteil (Abbildung 24) dargestellt.

Im zweiten und letzten Schritt der rasterbasierten Analyse wird die Information über die Prozessintensität mit der Konnektivität verschnitten. Hierfür können die Ergebnisse von STANGL et al. (2016) herangezogen werden, die bereits in Kapitel 6.2 gezeigt wurden, sind in **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.** in klassifizierter Form (JENKS

1967) – Natural Breaks) noch einmal dargestellt. Diesen Klassen werden mit „Reclassify“ die Werte 1, 5, 7, 8 und 9 zugeordnet, damit, wie in Kapitel 6.3 bereits erwähnt, nach der Multiplikation jeder Ergebniswert exakt nur eine Klasse passt. Mit dem „Raster Calculator“ wird nun der Grad der Kopplung mit den Prozessintensitätsklassen, welchen die Werte die 1, 2, 3 und 4 zugewiesen wurden, verschnitten.

**Supplying of Sediments by the sediment storage in the global dynamics**

Intensity of processes acting on the sediment storage	4	36	32	28	20	4	no connection
	3	27	24	21	15	3	
	2	18	16	14	10	2	
	1	9	8	7	5	1	
		9	8	7	5	1	
		Connection of storage					

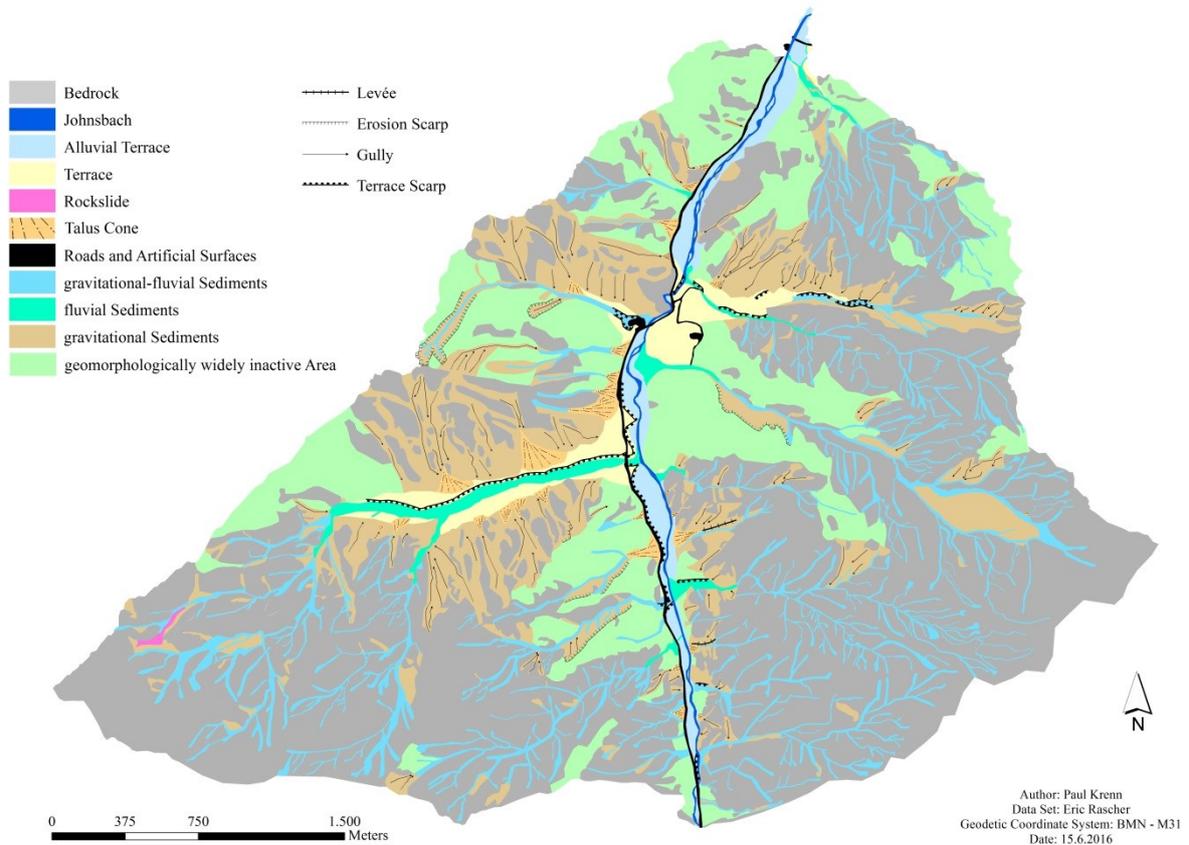
Abbildung 22: Supplying of Sediments by the sediment storage in the global dynamics

Abschließend wird noch ein letztes Mal der „Reclassify“-Befehl angewandt, um die Ergebnisse der Multiplikation wieder den jeweiligen Klassen zuzuordnen. Das finale Ergebnis der rasterbasierten Analyse ist eine Karte der Bedeutung für die Sedimentlieferung, die im Ergebniskapitel 4.2.2 dargestellt ist.

## 4. Ergebnisse

### 4.1 Ergebnisse der geomorphologischen Karte

Zur besseren Veranschaulichung des Kartierungsergebnisses befindet sich ein Druck im A3-Format (im Maßstab 1:10.000) als Beilage am Ende dieser Arbeit.



**Abbildung 23: Ergebnis der geomorphologischen Kartierung der Zwischenmüerstrasse**

Im Gegensatz zur Arbeit von REMICH (2001), bei der es sich um eine geomorphologische Grundlagenerhebung und Bewertung handelt, ist dies eine moderne digitale geomorphologische Karte. Hierbei gilt es allerdings zu erwähnen, dass die Diplomarbeit des Kollegen Remich sich auf den gesamten Nationalpark Gesäuse bezieht. Wirft man nun einen Blick auf Abbildung 23, wird klar, dass ein grundlegend anderer Zugang als bei REMICH (2001) gewählt wurde.

Generell weist das Untersuchungsgebiet topographische Charakteristika auf, die für nicht vergletscherte Einzugsgebiete in den Alpen typisch sind. Sedimentquellen mit erosionsanfälligerem Material und potentieller Konnektivität zum Wasserlauf sind hauptsächlich im Bereich des Johnsbaches zu finden (STANGL et al., 2016)

Wie bereits bei LIEB und PREMM (2008) diskutiert, kann man die Zwischenmüerstrasse in Bezug auf Erscheinungsbild und Morphodynamik in drei einzelne Abschnitte unterteilen. Der südlichste Teil ist vor allem durch steile Hänge und zerschnittene Felslandschaft geprägt. Im südwestlichen Part dieses Teilabschnittes ist neben den weitverbreiteten gravitativ-fluvialen

Sedimentspeichern auch Material eines Felssturzes zu erkennen, das sich aufgrund der Größe der Blöcke und Trümmer klar abhebt. Der Sedimenttransport erfolgt in diesem Bereich hauptsächlich in Form von Steinschlag und gravitativ-fluvialer (Re-)Mobilisierung von Material in den Felsrinnen. Nahe des Johnsbaches, wo einzelne Schutthalden direkt ins Gerinne münden, lassen sich beispielsweise Landformen wie Terrassen- und Erosionskanten, Levées, und Erosionsrinnen auf den gravitativen Sedimentspeichern erkennen. Jene Bereiche, wo Brekzien am Dolomit aufliegen, sind aus geomorphologischer Sichtweise weitestgehend inaktiv. Hier ist allerdings auch der hohe Grad an Vegetationsbedeckung der orographisch linken Seite zu erwähnen.

Der sanftere Mittelteil zeichnet sich durch große Gräben (z.B. Langgries- und Gsenggraben) und ausgeprägte geomorphologische Formen aus. Seine Gestalt resultiert von den hier großräumig am Dolomit aufliegenden Brekzien, die vor Abtrag schützen, und aus der vergleichsweise geringeren Reliefenergie in diesem Bereich. Die Erosions- und Terrassenkanten, Schuttkegel und Erosionsrinnen sind in diesem Teil des Einzugsgebiets hingegen besonders markant. Vor allem im Nahebereich der größeren Gräben finden sich mehrere teilweise direkt aneinander gereihte Schuttkegel, an deren Fuß punktuell Verbauungsmaßnahmen installiert werden mussten (z.B. Langgriesrunse), um die Infrastruktur vor potentiellen Naturgefahren zu schützen. Die geomorphologische Aktivität in diesem Teil ist hoch, was die unzähligen Erosionsrinnen an den gravitativen Sedimentspeichern beweisen. LIEB und PREMM (2008) sprechen alleine im Langgriesgraben von Geschiebemengen in der Größenordnung von 10.000m<sup>3</sup> pro Jahr, die in den Johnsbach eingetragen werden. Dieser Geschiebeeintrag ist einer der wichtigsten Faktoren in Bezug auf die Flussdynamik des Johnsbaches (THONHAUSER, 2008).

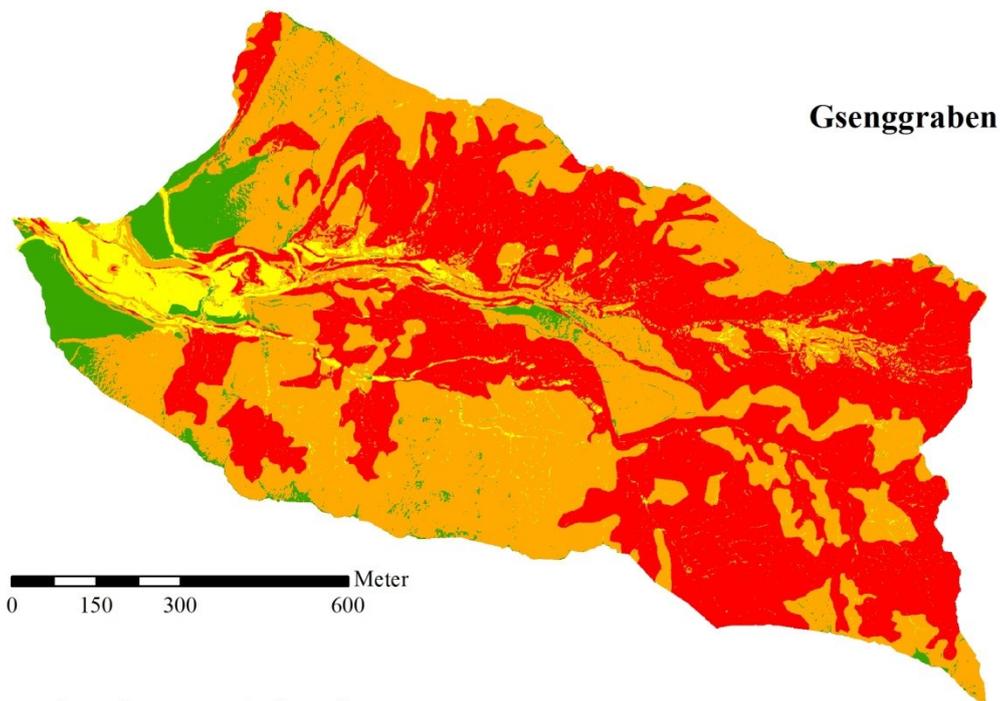
Betrachtet man nun den nördlichsten Teil des Einzugsgebiets, wo die anstehenden Kalke das Tal wieder verengen, nehmen Flussterrassen einen beachtlichen Teil der Talsohle ein. Neben sehr vereinzelt Schuttkegeln und Erosionsrinnen ist dieser Teil der Zwischenmäuerstrecke aus geomorphologischer Sicht weniger spektakulär. Der hohe Grad an Vegetation und die geringere Reliefenergie tragen wesentlich dazu bei, dass der Sedimenttransport hauptsächlich fluvial bzw. gravitativ-fluvial erfolgt.

## 4.2 Ergebnisse der Modellierung der Sedimentdynamik

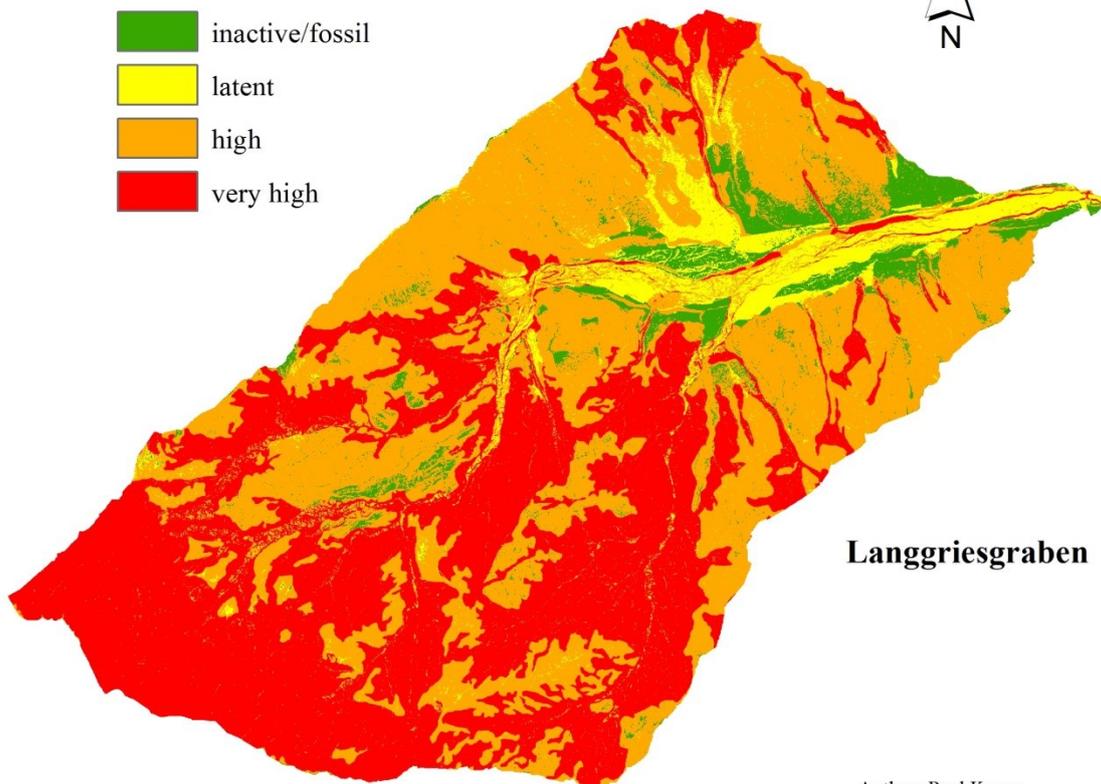
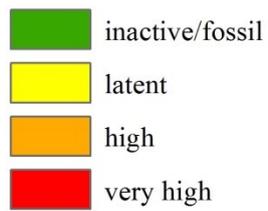
### 4.2.1 Karte der Prozessintensität

Im folgenden Kapitel wird das Ergebnis der Prozessintensität der beiden Einzugsgebiete gezeigt. Abbildung 24 ist das Resultat der Verschneidung aus Hangneigung und Grad der Vegetationsbedeckung und beschreibt den Grad der Intensität pro 1x1m Rasterzelle.

Wirft man nun einen Blick auf die nachfolgende Karte, erkennt man sofort, dass vor allem in den oberen Bereichen der beiden Einzugsgebiete eine sehr hohe Prozessintensität zu erwarten ist. Dies liegt daran, dass im Nahebereich der Gsengscharte und des Admonter Reichensteins kaum Vegetation, sondern hauptsächlich nackte steile Felswände vorzufinden sind. Generell überwiegen jene Bereiche, in denen mit einer hohen bzw. sehr hohen Prozessintensität zu rechnen ist. Nur auf den flachen Terrassen und den stark mit Vegetation bewachsenen Teilen des Gseng- und des Langgriesgrabens sind inaktive Sedimentspeicher zu erwarten. In den großen Rinnen selbst ist die Intensität vergleichsweise klein, obwohl hier nahezu keine Vegetationsauflage vorzufinden, jedoch die Hangneigung so gering ist, dass kaum Prozesse wirksam werden können. Welche Bereiche allerdings völlig herausstechen, sind die Terrassenkanten sowohl im Gseng- als auch im Langgriesgraben. Aufgrund ihrer Steilheit kann sich hier kaum Vegetation ansiedeln und wenn nur in Form von Gräsern oder Zwergsträuchern. Betrachtet man den unteren Bereich des Langgriesgrabens, kann man orographisch links und rechts Bereiche erkennen, die starker Rinnenerosion ausgesetzt sind, erkennen. Bei genauer Betrachtung von Abbildung 19, wird deutlich, dass genau diese Areale kaum mit Vegetation bewachsen und in Kombination mit der starken Hangneigung höchst anfällig für Erosionsprozesse sind. Im Gsenggraben ist die Situation ähnlich, allerdings kommt die Rinnenerosion nicht so deutlich heraus, da der Anteil an stark erosionsanfälligen Bereichen aufgrund der geringeren Vegetationsbedeckung an den Hängen wesentlich höher ist. Zusammenfassend ist aber in beiden Teileinzugsgebieten vorwiegend mit hohen bzw. sehr hohen Prozessintensitäten zu rechnen.



**Intensity of process(es) acting  
on the sediment storage**

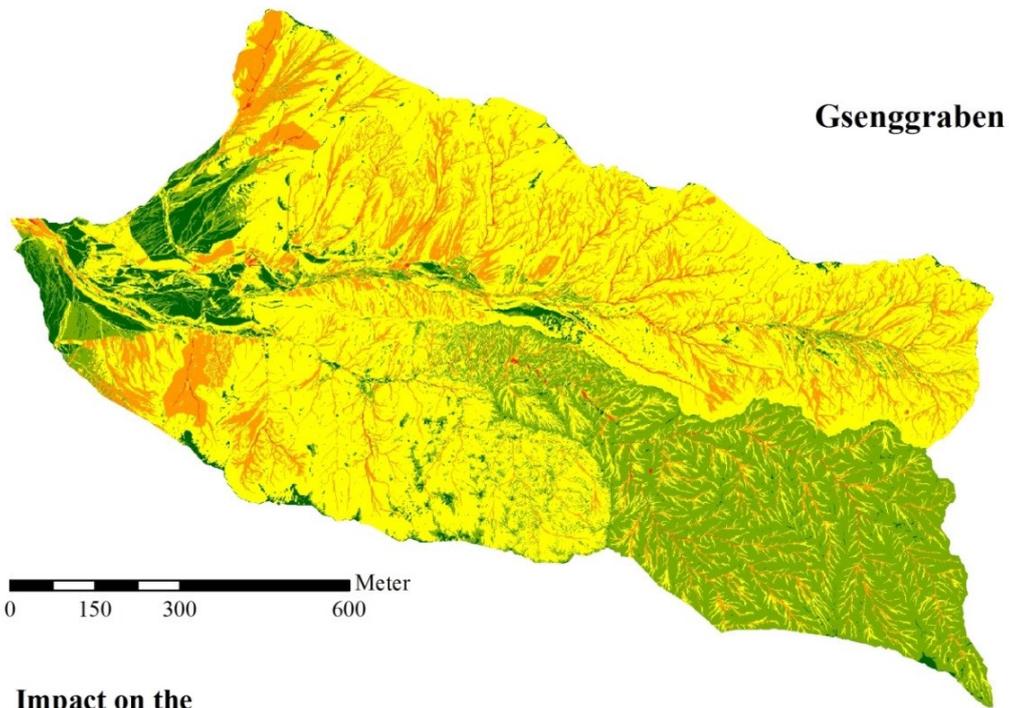


Author: Paul Krenn  
 Data Set: Eric Rascher  
 Geodetic Coordinate System: UMT - WGS 1984 - 33N  
 Date: 5.10.2016

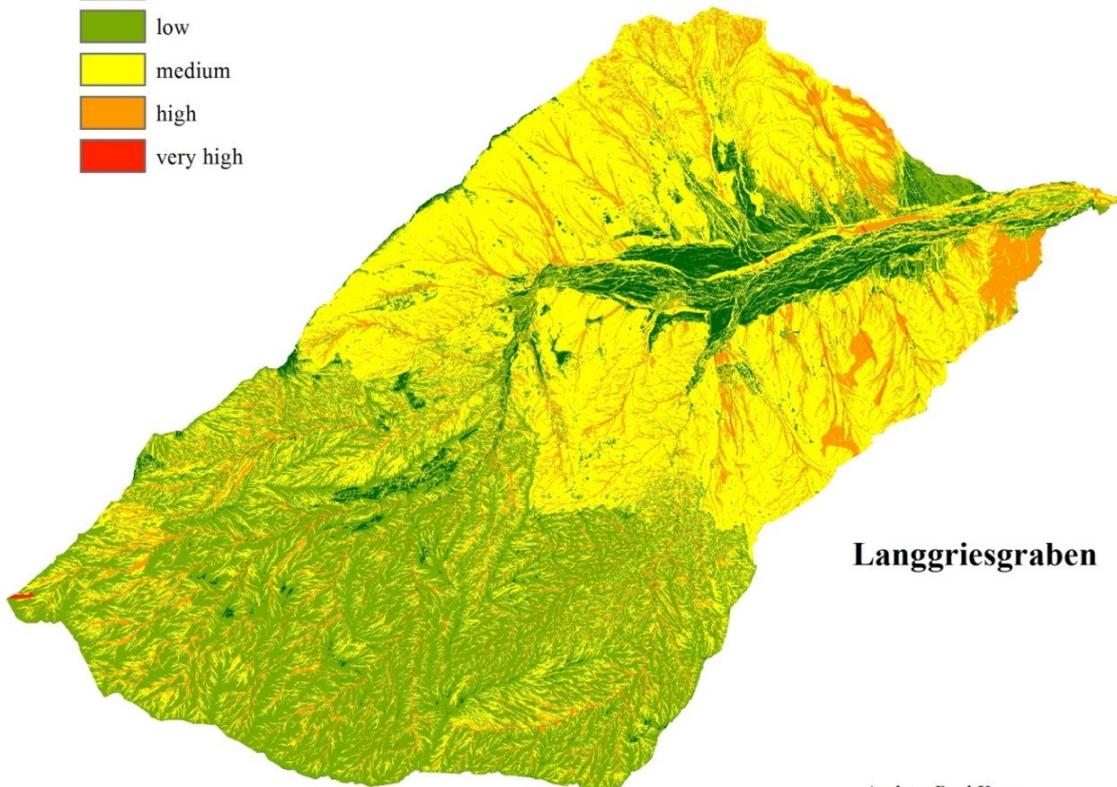
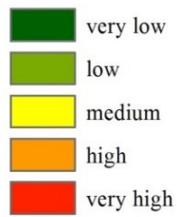
**Abbildung 24: Karte der Prozessintensität (Quelle: Eigene Darstellung)**

#### 4.2.2 Karte der Bedeutung für die Sedimentdynamik der Einzugsgebiete

Betrachtet man Abbildung 25 ist eine zusätzliche Klasse zu beachten, die sich aus den Eingangsparametern der Konnektivität (5 Klassen) ergibt. Im Vergleich zur Intensitätskarte fällt auf, dass bei der Karte der Bedeutung der Sedimentlieferung das Ergebnis wesentlich gemäßigter ausfällt. Dem Großteil der beiden Teileinzugsgebiete kommt in Bezug auf die Sedimentlieferung eine mittlere Bedeutung zu. Die oberen Bereiche der beiden Gräben (Gseng nur orographisch links) – Rinnen ausgenommen, da hier vermutlich eine nicht unwesentliche Menge an Sediment transportiert wird – sind weniger bedeutsam. Die Rinnen zeichnen sich nicht nur durch große Prozessintensitäten aus, sondern weisen zusätzlich noch eine hohe Konnektivität auf. Umso näher man dem Mündungsbereich kommt, ändert sich die Bedeutung der Sedimentlieferung orographisch links und rechts allmählich. Die zuvor schon erwähnten Bereiche, die sich durch Rinnenerosion auszeichnen, weisen auch einen hohen Grad der Kopplung auf, womit ihnen eine sehr hohe Bedeutung bei der Sedimentlieferung zuteilwird. Die Terrassen wiederum zeigen ein komplett gegenteiliges Verhalten auf. Aufgrund der hohen Vegetationsbedeckung, der geringen Hangneigung und Konnektivität tragen sie nur unwesentlich zur Sedimentlieferung bei. Abermals fallen die Terrassenkanten auf, die durch die Kombination der drei Eingangsparameter als Bereiche mit hoher Bedeutung hervorgehen. Bemerkenswert ist allerdings, dass den „Haupttrinnen“ weder im Gseng- noch im Langgriesgraben bez. der Sedimentlieferung eine große Bedeutung zukommt, obwohl hier Unmengen an Material durch fluviale Prozesse in den Johnsbach transportiert werden. Warum dies der Fall ist wird im Diskussionskapitel genauer beleuchtet.



**Impact on the global dynamics**



Author: Paul Krenn  
 Data Set: Eric Rascher  
 Geodetic Coordinate System: UTM - WGS 1984 - 33N  
 Date: 5.10.2016

**Abbildung 25: Karte der Bedeutung der Sedimentlieferung (Quelle: Eigene Darstellung)**

### 4.2.3 Verschneidung der Prozessdynamik mit den Sedimentspeichern

In den folgenden beiden Kapiteln werden der Gseng- und Langgriesgraben gesondert betrachtet, da nicht beide Einzugsgebiete die exakt gleichen Sedimentspeichertypen aufweisen. Begonnen wird aber wie in den Grafiken zuvor mit dem Gsenggraben.

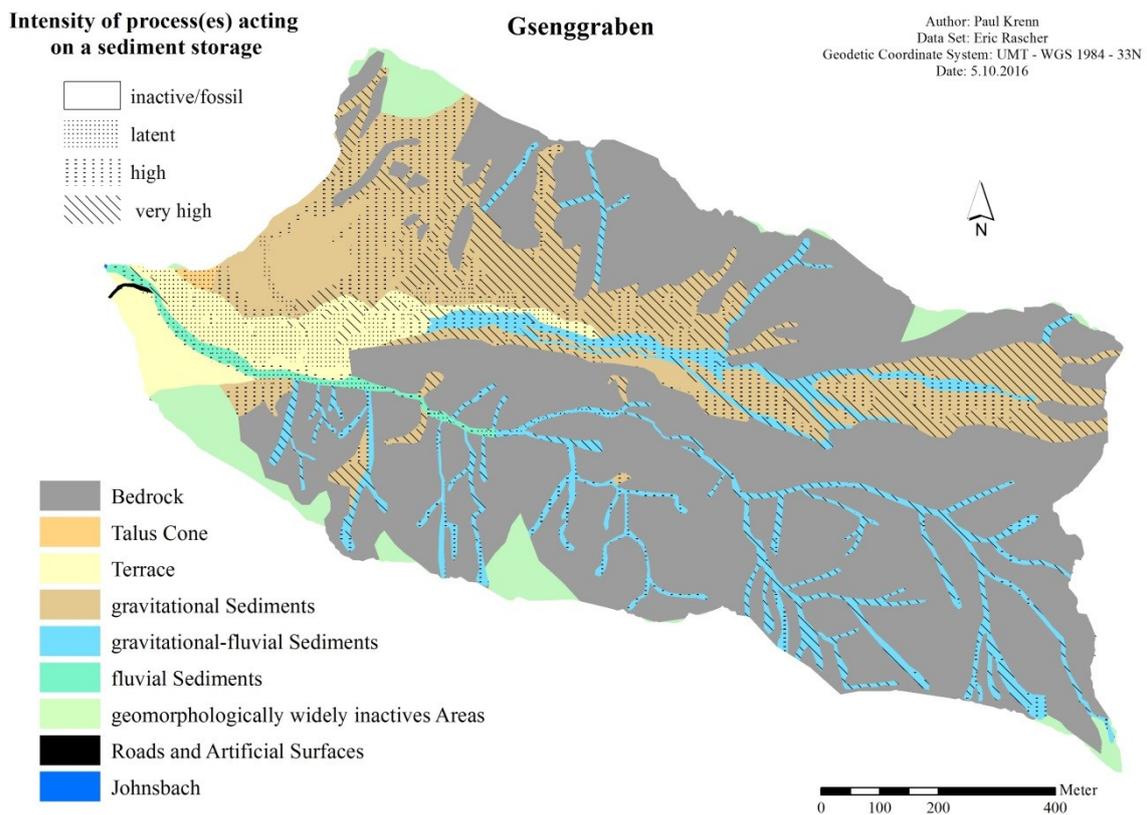
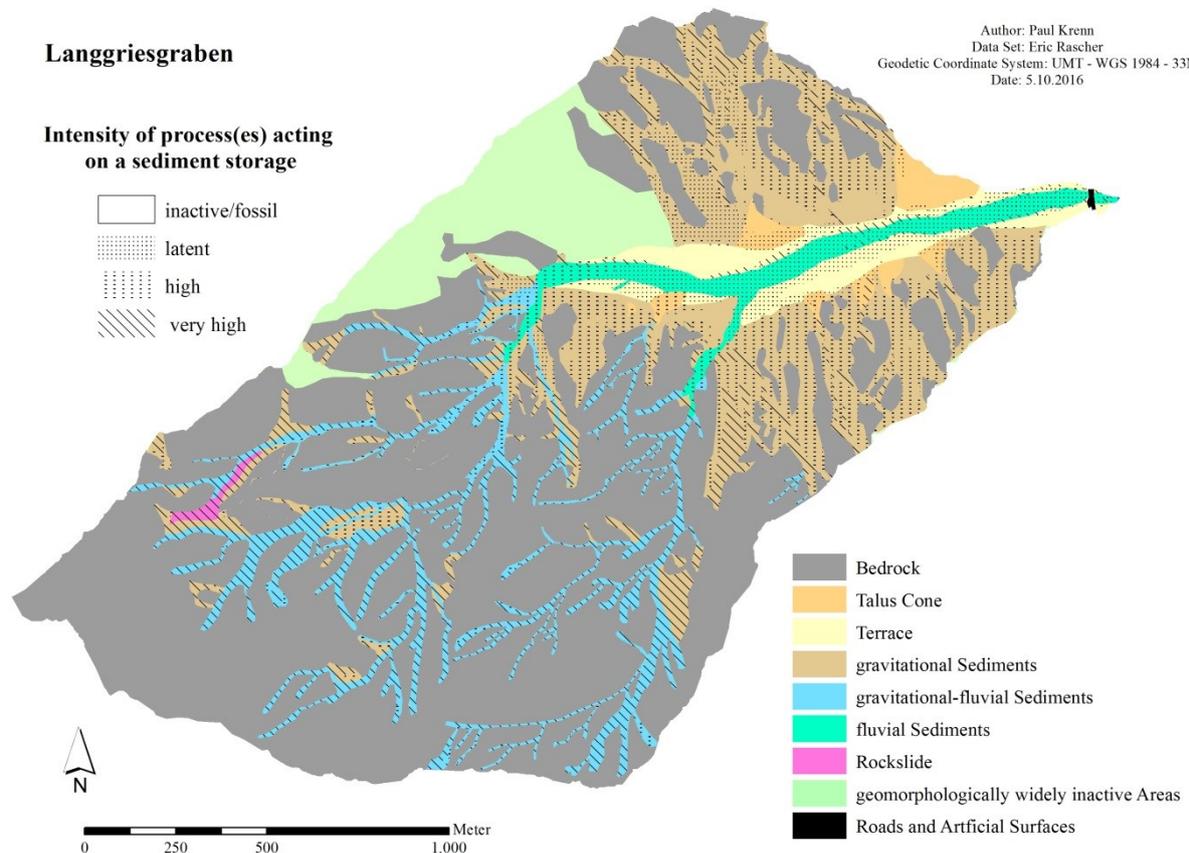


Abbildung 26: Karte der auf den Sedimentspeichern wirksamen Intensität – Gsenggraben (Quelle: Eigene Darstellung)

Der wesentliche und einzige Unterschied bez. der Sedimentspeichertypen zwischen den beiden Einzugsgebieten ist das Felssturzmaterial im südwestlichen Teil des Langgriesgrabens. Im Gseng- als auch im Langgriesgraben werden große Teile von Fels und geomorphologisch inaktiven Bereichen eingenommen, die im Vorhinein als „inaktiv/fossil“ eingestuft wurden. Betrachtet man nun Abbildung 26 stehen die hohen Prozessintensitäten vor allem auf den gravitativen Sedimentspeichern ins Auge. Nur ein sehr geringer Anteil dieses Sedimentspeichertyps ist inaktiv oder latent. Eine gänzlich andere Situation zeigt sich bei den Terrassen (exklusive Terrassenkanten). Der Löwenanteil ist inaktiv oder latent, wie man es von Terrassen erwarten würde. Bei gravitativ-fluvialen und fluvialen Klasse gibt es nahezu keine inaktiven Bereiche. Erstere werden von den Klassen „hoch“ bis „sehr hoch“ dominiert

und letztere sind hauptsächlich latent. Wie schon in den Ergebnissen der vorhergehenden Kapitel ersichtlich, sind die Terrassenkanten im Gsenggraben sehr hohen Prozessintensitäten ausgesetzt.

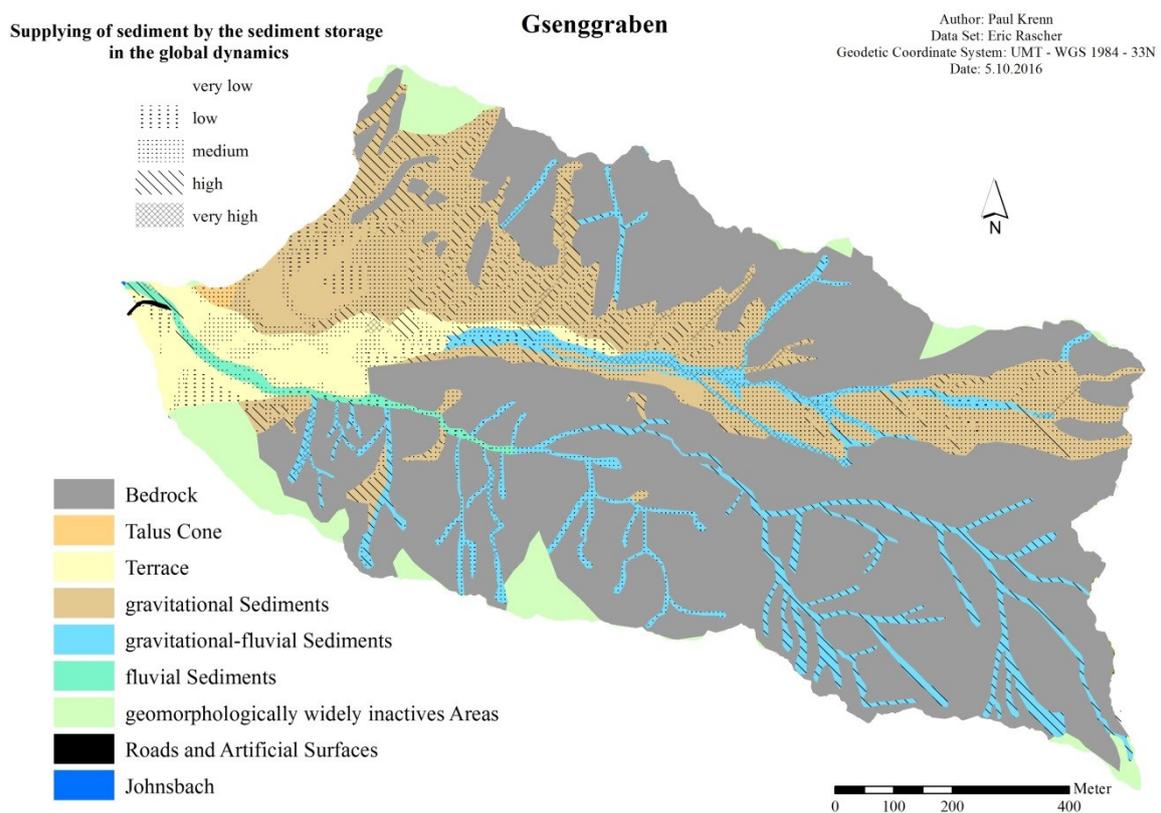


**Abbildung 27: Karte der auf den Sedimentspeichern wirksamen Intensität – Langgriesgraben (Quelle: Eigene Darstellung)**

Diese Situation im Langgriesgraben ist sehr ähnlich. Weite Teile der gravitativen Sedimentspeicher dominieren die Klassen „hoch“ bis „sehr hoch“. Auch das Felssturzmaterial ist nach der Analyse sehr hohen Prozessintensitäten unterworfen, dieser Punkt wird aber in der Diskussion noch einmal aufgegriffen und besprochen. Da die Anzahl der Schuttkegel im Vergleich zum Gsenggraben wesentlich höher ist, fällt auf, dass die Intensität der Prozesse auf den Schuttkegeln sehr gering ist, die Bereiche dahinter allerdings höchst aktiv sind. Für die Terrassen sowie die gravitativ-fluvialen und fluvialen Sedimentspeichern zeigen sich wiederum Parallelen zum Gsenggraben. Die Terrassenkanten sind hohen Prozessintensitäten unterworfen, die Terrassen selbst scheinen relativ inaktiv bzw. latent, die gravitativ-fluvialen Speicher weisen hohe bis sehr hohen Prozessintensität auf, wohingegen die fluvialen Sedimente latent bis hoch aktiv sind.

#### 4.2.4 Karte der Sedimentdynamik

In Abbildung 28 und Abbildung 29 ist nun die Bedeutung der Sedimentspeicher für die globale Sedimentdynamik in den Teileinzugsgebieten dargestellt. Hier gilt es anzumerken, dass die Ergebnisse aus der rasterbasierten Analyse generalisiert wurden, um sie kartographisch anschaulich abbilden zu können. Wie schon im vorigen Kapitel werden Festgestein und geomorphologisch inaktive Teilbereich außenvorgelassen.



**Abbildung 28: Karte der Bedeutung der Sedimentlieferung - Gsenggraben (Quelle: Eigene Darstellung)**

Wirft man einen Blick auf die Ergebnisse des Gsenggrabens, fällt auf, dass es nur vereinzelt Bereiche gibt, die eine sehr hohe Bedeutung in Bezug auf die Sedimentlieferung aufweisen. Die Klasse „hoch“ nimmt schon einen wesentlich höheren Anteil ein und ist vorwiegend mit gravitativen und gravitativ-fluvialen Sedimentspeichern in Verbindung zu bringen. Der Klasse „mittel“ sind große Bereiche des Gsenggrabens zuzuordnen. Obwohl sich der Gsenggraben durch hohe bis sehr hohe Prozessintensitäten auszeichnet, fällt das Ergebnis der Bedeutung der Sedimentlieferung deutlich gemäßigter aus. In Bezug auf die fluvialen Speicher ist anzumerken, dass ihnen ausschließlich im unmittelbaren Mündungsbereich in den Johnsbach

eine hohe Bedeutung bei der Sedimentlieferung zukommt. In den übrigen Bereich sind sie eher wenig bis sehr wenig bedeutend. Die Terrassen sind bei der Sedimentlieferung, außer in den Terrassenkantenbereichen, wo die Bedeutung hoch bis teilweise sogar sehr hoch ist, kaum wichtig.

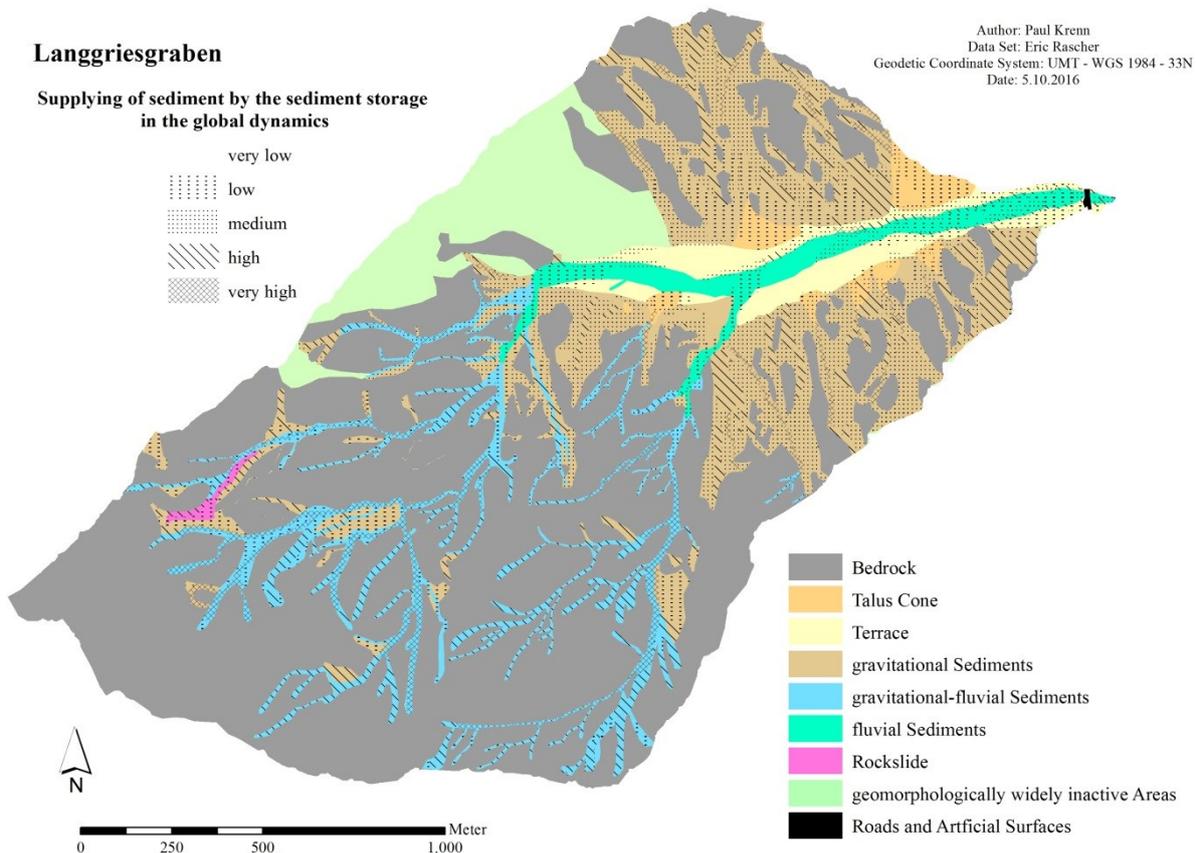


Abbildung 29: Karte der Bedeutung der Sedimentlieferung - Langgriesgraben (Quelle: Eigene Darstellung)

Die Eindrücke aus dem Gsenggraben decken sich grundsätzlich mit den Ergebnissen aus dem Langgriesgraben. Allerdings tragen die gravitativ-fluvialen Speicher vor allem im höheren Bereich des Einzugsgebiets noch bedeutender zur Sedimentlieferung bei. In den übrigen Teilen des Langgries ähnelt die Situation sehr stark dem Gsenggraben. Gravitative Speicher tragen mittel bis sehr stark zu Sedimentlieferung bei, die fluvialen Sedimentdepots sind sehr wenig bis wenig bedeutend, außer abermals im Nahebereich des Johnsbaches, wo sie sehr bedeutend sind, Terrassen tragen kaum zur Sedimentlieferung bei, wohingegen ihre Kantenbereiche wieder als sehr bedeutsam einzustufen sind. Das Felssturzmaterial im Südwesten des Langgriesgrabens geht aus der Analyse als wenig bis hoch bedeutsam hervor. Betrachtet man allerdings die beiden für die Kartierung verwendeten Orthophotos, lässt der Grad der Verwitterung des Gesteins darauf schließen, dass sich das Material kaum bewegt.

## 5. Diskussion

Wie bereits zuvor erwähnt handelt es sich bei der geomorphologischen Kartierung der Zwischenmäuerstrecke um keine herkömmliche GMK, sondern um ein modernes digitales Kartenprodukt, dessen Fokus auf die Sedimentspeicher gerichtet ist. Trotz der vielen Feldaufenthalte, den unzähligen Fotos, den Orthophotos und digitalen Geländemodellen ist eine gewisse Subjektivität im Kartierungsprozess stets vorhanden. Da das Einzugsgebiet doch eine Größe von mehr als 13km<sup>2</sup> aufweist, war auch die ideale Wahl des Kartierungsmaßstabs anfänglich schwierig. Ein zu großer Maßstab und der damit verbundene Detailreichtum hätten nicht nur den Arbeitsaufwand wesentlich erhöht, sondern auch die Karte überladen. Ein zu hoher Grad der Generalisierung ist allerdings auch nicht ideal, weshalb ein Kartierungsmaßstab von mind. 1:2.500 gewählt wurde.

Die von THELER und REYNARD (2008) gezeigte Methode vereint Feldbeobachtungen, Orthophoto-Interpretation und GIS-Analysen. Im Unterscheid zur klassischen geomorphologischen Kartierung steht die Abgrenzung und Beschreibung der verschiedenen Sedimentspeicher, wo während eines Ereignisses potentiell Material zur Mobilisierung vorhanden ist, im Mittelpunkt. Konträr zur klassischen geomorphologischen Kartierung, die sich viel mehr mit der Abbildung und Klassifizierung von Landformen und deren Genese bzw. zeitliche Abfolge beschäftigt, handelt es sich hierbei um eine prozessorientierte kartographische Methode. Ein Vorteil davon ist die Schraffierung, die die Anfälligkeit gespeicherter Sedimente durch Erosionsprozesse das Hauptgerinne zu erreichen, darstellt. In diesem Sinne versucht die Methode morphogenetische und morphodynamische Information miteinander zu kombinieren. Das Ziel der Methode ist die semi-quantitative Bewertung von Sedimentspeichern, wo potentiell Sedimente durch hydro-meteorologisches Ereignisse mobilisiert werden können (THELER et al., 2010).

Die Verwendung von hydrologischen GIS-Tools erlaubt eine schnelle Unterteilung des Untersuchungsgebiets in Teileinzugsgebiete. Die Verschneidung der beiden Schlüsselfaktoren Hangneigung und Vegetation erlaubt die Ermittlung der erosionsanfälligen Bereiche. Durch die Kombination von Prozessintensität und Konnektivität können nun jene Teile des Untersuchungsgebiets identifiziert werden, die während eines Ereignisses maßgeblich zum Transport von Sedimenten zum Gerinne beitragen.

Generell kann die Methode als interessantes vorbereitendes Analysetool in Wildbachsystemen

angesehen werden. Allerdings können keine quantitativen Aussagen zum Volumen, das während solcher Sedimenttransportereignisse mobilisiert wird, getroffen werden. Da die Ergebnisse auf Beobachtungen im Feld und der Verarbeitung topographischer Daten basiert, bleiben die Ergebnisse semi-quantitativ. Zusätzlich handelt sich bei den Analyseergebnissen um eine statische Abbildung der Realität, deren zeitliche Validität ist aufgrund der hohen Dynamik des Untersuchungsgebiets nur begrenzt ist. Außerdem gibt die Methode keinerlei Auskunft über die Frequenz von Ereignissen, sondern liefert lediglich eine Aussage zur Intensität. Die kartographische Information müsste somit mit Daten aus Felduntersuchungen vervollständigt werden. Der nächste logische Schritt wäre eine quantitative Untersuchung des Sedimenttransports, sei es mit Werten aus der Literatur und/oder mit Felduntersuchungen. Weiters wird die lithologische Information nicht miteinbezogen, da diese bei Berücksichtigung die Karte überladen würde. Allerdings gilt hier anzumerken, dass je nach Beschaffenheit des Festgesteins mit einer gänzlich unterschiedlichen Menge an erodiertem Material aus dem Herkunftsgebiet zu rechnen ist. Auch die Vegetation muss noch einmal angesprochen werden, denn obwohl diese in der Analyse berücksichtigt wird, werden Parameter, wie beispielsweise Wurzeltiefe oder die Wirkung des Gewichts auf den Hang, außen vor gelassen (THELER et al., 2010).

Bei der Analyse um eine statische Abbildung der Wirklichkeit handelt, d.h. es wurde die Bedeutung des Sedimenttransports pro 1x1m Rasterzelle ermittelt. Dies kann dazu führen, dass der Sedimentlieferung eines Sedimentspeichers hangabwärts eine geringe Bedeutung zuteilwird, obwohl der Sedimenttransport hangaufwärts bedeutender ist. Das würde nämlich implizieren, dass die Sedimente irgendwo verlanden, obwohl dies in der Realität gar nicht der Fall ist. Der Ansatz von THELER und REYNARD (2008) berücksichtigt den Durchtransport von Sedimenten von einem geomorphologischen Kompartiment zum nächste nämlich nicht. Der auch im Konzept berücksichtigte Kaskadenansatz, der in diese Arbeit nicht integriert wurde, würde durch eine stärkere Gewichtung der Konnektivität wahrscheinlich profitieren. Durch die stärkere Gewichtung und die Anwendung des Kaskadenansatzes wären die Ergebnisse dieser Arbeit vermutlich noch eindeutiger. Der Vorteil wäre, dass die Bedeutung des Sedimenttransports für jede einzelne hydro-geomorphologische Einheit (Subcatchment) gesondert und nicht pro Rasterzelle betrachtet werden würde. Somit könnten jedem Teileinzugsgebiet mittels Felduntersuchungen oder Daten aus der Literatur Werte über den Sedimentinput und -output zugeordnet, und folglich das Sedimentbudget für das Einzugsgebiet berechnet werden. Konzepte wie jenes von BARTSCH et al. (2009), die mit „geomorphological process units“ (GPUs) arbeiten, oder die Herangehensweise von

MESSENZEHL et al. (2014) gehen in diese Richtung.

Zusammenfassend ist zu sagen, dass die Methode von THELER und REYNARD (2008) sich als gutes Vorbereitungstool eignet, um sich einen Überblick, wo und wie stark Sedimenttransportprozesse stattfinden, zu verschaffen. Leider können mit Anwendung dieser Methode bis jetzt nur semi-quantitative Aussagen zum Sedimenttransport getroffen werden. Den Autoren nach soll der letzte Schritt hin zur Quantifizierung von Sedimenttransportprozessen in Zukunft noch folgen.

## 6. Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O. (1935): Geologische Führer der Gesäuseberge – Geologische Bundesanstalt, Wien, S. 195.
- AHNERT, F. (2009): Einführung in die Geomorphologie. 4. Auflage, Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart, S. 393.
- ARC-GIS RESOURCE CENTER (2011): How Flow Accumulation works.  
<http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#//009z00000062000000.htm>
- BARSCH, D. und LIEDKTE, H. (1980): Principles, scientific value and practical applicability of the geomorphological map of the Federal Republic of Germany at the scale of 1:25000 (GMK25) and 1: 100.000 (GMK 100). In: Zeitschrift für Geomorphologie, 36, S. 296-313.
- BARSCH, D. und CAINE, N. (1984): The nature of mountain geomorphology. In: Mountain Research and Development, 4, S. 287-298.
- BARTSCH, A., GUDE, M. und GURNEY, S., D. (2009): Quantifying sediment transport processes in periglacial mountain environments at a catchment scale using geomorphic process units. Geografiska Annaler, 91, S. 1-9.  
<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1468-0459.2009.00349.x/pdf>
- BEYLICH, A., A. und WARBURTON, J. (2007): Analysis of source-to-sink-fluxes and sediment budgets in changing high-latitude and high-altitude cold environments. NGU Report, S.162. [http://www.ngu.no/FileArchive/237/2007\\_053.pdf](http://www.ngu.no/FileArchive/237/2007_053.pdf)
- BONNET-STAU, I. (2001). A methodology for the mapping and analysis of hazard-application to the Bragousse torrent (France). In: Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 59, 319-327.
- BORSELLI, L., CASSI, P. und TORRI, D. (2008): Prolegomena to sediment and flow

- connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena* 75, 268-277. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816208000982>
- CAVALLI, M., TREVISANI, S., COMITI, F. und MARCHI, L. (2013): Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. In: *Geomorphology*, 188, 31–41.  
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X12002267>
- CHORLEY, R. J. und KENNEDY, B. A. (1971): *Physical Geography. A Systems Approach*. Prentice Hall, London, S. 370.
- CHURCH, M. und SLAYMAKER, O. (1989): Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. In: *Nature*, 337, S.452-454.
- CRUDEN, D. M. und VARNES, D. J. (1996): Landslide Types and Processes.- In: TURNER, A. K. und SCHUSTER, R. L. (Hrsg.): *Landslides, Investigations and Mitigation*, Nat. Res. Council, 247, S. 36-75.
- DE VENETE, J., POESEN, J., ARABKHEDRI, M. und VERSTRAETEN, G. (2007): The sediment delivery problem revisited. In: *Progress in Physical Geography*, 31, S. 155–178. <http://ppg.sagepub.com/content/31/2/155.full.pdf+html>
- DIKAU, R. und GLADE, T. (2002): Gefahren und Risiken durch Massenbewegungen. In: *Geographische Rundschau*, 54, 38-45.  
[http://www.geomorphology.uni-bonn.de/publications/Gefahren-und-Risiken-durch-Massenbewegungen./at\\_download/file](http://www.geomorphology.uni-bonn.de/publications/Gefahren-und-Risiken-durch-Massenbewegungen./at_download/file)
- DRAMIS, F., BISCHI, C. und GENTILI, B. (1998): *Cartografia Geomorfologica – Manuale di Introduzione al Rilevamento ed alla Rappresentazione degli Aspetti del Territorio*. Pitagora Verlag, Bologna, S. 232.
- DRAMIS, F., GUIDA, D., und CESTARI, A. (2011): Nature and Aims of Geomorphological Mapping. Introduction to Applied Geomorphological Mapping. In: *Development of Earth Surface Processes*, 15, S. 39-73.

- EMBLETON, C. und VERSTAPPEN, H. T. (1988): The nature and objectives of applied geomorphological mapping. In: Zeitschrift für Geomorphologie, 68, S. 1-8.
- FACCINI F., PICCAZZO, M., ROBBIANO, A., und ROCCATI, A. (2008): Applied geomorphological map of the Portofino Municipality Territory (Italy). In: Journal of Maps, 4, S.451-462.
- FRYIRS, K. (2013): (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. In: Earth Surface Processes and Landforms, 38, S. 30-46.  
<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.3242/full>
- GELLERT, G., F. (1976): Gegenstand und Inhalt der Geomorphologischen Detailkartierung. In: DEMEK (Hrsg.): Handbuch der Geomorphologischen Detailkartierung, Verlag Ferdinand Hirt, Wien, S. 1-13.
- GEIGER, I. (2001): Die Glazialformen der Steiermark. Unpubl. Diplomarbeit Universität, Graz, S. 123.
- GRIFFITHS, J., S., SMITH, M., J., und PARON, P. (2011): Introduction to Applied Geomorphological Mapping. In: Development of Earth Surface Processes, 15, S. 3-11.
- GOUDIE, A. (1998) (Hrsg.): Geomorphologie – Ein Methodenhandbuch für Studium und Praxis. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. S. 645
- GUTIÉRREZ, F., GUTIÉRREZ, M. und SANCHO, C. (1998): Geomorphological and sedimentological analysis of catastrophic flash floods in the Arás drainage basin. In: Geomorphology, 22, S.265-283.
- HAAS, F. (2008): Fluviale Hangprozesse in Alpinen Einzugsgebieten der Nördlichen Kalkalpen - Quantifizierung und Modellierungsansätze, Eichstätter Geographische Arbeiten, Bd. 17. München and Wien: Profil-Verl, S. 230.
- HAYDEN, R., S. (1986). Geomorphological Mapping. In Geomorphology from Space,

- NASA, Washington DC, S. 637-656.
- HINTENHAUS, K. (1995): Länderkundliche Darstellung des Hochgebirgsraumes der Gesäuseberge. Unpubl. Diplomarbeit, Universität Graz, S. 107.
- HOOKE, J. (2003): Coarse sediment connectivity in river channel systems: A conceptual framework and methodology. In: *Geomorphology*, 56, S. 79-94.  
[http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X\(03\)00047-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00047-3)
- HUNGR, O., McDOUGAL, S., WISE, M. und CULLEN, M. (2008): Magnitude-frequency relationships of debris flows and debris avalanches in relation to slope relief. In: *Geomorphology*, 96, S.335-365.
- HUTCHINSON, J., N. (1988): General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology.- Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne, 1, S. 3-35.
- JENKS, G., F. (1967): Optimal data classification for choropleth maps: Occasional Paper Department of Geography, University Kansas, 2, S. 24.
- JONES, A., P. (2000): Late quaternary sediment sources, storage and transfer within mountain basins using clast lithological analysis, Pineta Basin, central Pyrenees, Spain. In: *Geomorphology*, 34, S. 145-161.
- KNEISEL, C., LEHMKUHL, F., WINKLER, S., TRESSEL, E. und SCHRÖDER, H. (1998): Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen (GMK Hochgebirge). In: *Trierer Geographische Studien*, 18, S. 1-24.
- LEE, E., M. (2001): Geomorphological mapping. In: Griffiths, J.S. (Hrsg.) *Land Surface Evaluation for Engineering Practice*. : Engineering Geology Special Publications, 18. Geological Society, London, S. 53–56.
- LESER, H. und STÄBLEIN, G. (1975): Geomorphologische Kartierung – Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25.000. Selbstverlag des Instituts für

Physisches Geographie der Freien Universität Berlin, Berlin, S. 39.

LIEB, G., K. und PREMM, M. (2008): Das Johnsbachtal – Werdegang und Dynamik im Formenbild eines zweigeteilten Tales. In: Schriften des Nationalparks Gesäuse, 3, S. 12-24.

LOTTER, M. und HABERLER, A. (2013): Geogene Naturgefahren gravitative Massenbewegungen und ihre Ursachen. In: Berichte Geol. B.-A., 100, S.13.  
[http://www.zobodat.at/pdf/BerichteGeolBundesanstalt\\_100\\_0001-0017.pdf](http://www.zobodat.at/pdf/BerichteGeolBundesanstalt_100_0001-0017.pdf)

MESSENZEHL, K., HOFFMANN, T. und DICKAU, R. (2014): Sediment connectivity in the high alpine valley of Val Mütschans, Swiss National Park – linking geomorphetic field mapping with geomorphetic modelling. In: Geomorphology, 221, S. 215-229.

MOLINA, A., GOVERS, G., POESEN, J., VAN HEMELRYCK, H., DE BIÈVRE, B. und VANACKER, V. (2008): Environmental factors controlling spatial variation in sediment yield in central Andean mountain area. In: Geomorphology, 98, S. 176-186.

MORCHE, D., SCHMIDT K.-H., HECKMANN T. und HAAS F. (2007): Hydrology and geomorphic effects of a high-magnitude flood in an alpine river. In: Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 89, S. 5–19  
<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1468-0459.2007.00304.x/pdf>

MURRAY, B., A., LAZARUS, E., ASHTON, A., BAAS, A., COCO, G., COULTHARD, T., FONSTAD, M., HAFF, P., McNAMARA, D., PAOLA, C., PELLETIER, J. und REINHARDT, L. (2009): Geomorphology, complexity, and the emerging science of the Earth surface. Geomorphology, 103, S. 496-505.  
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X08003826>

O'CALLAGHAN, J., F., und MARK, D., M. (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. In: Computer Vision, Graphics and Image Processing, 28, S. 323-344.

OTTO, J., C. (2004): Symbolsatz zur geomorphologischen Kartierung im Hochgebirge.

<http://www.geomorphology.at/order.html>

OTTO, J., C., und SMITH, M., J. (2013): Geomorphological mapping. In: British Society for Geomorphology, S.10.

[http://www.geomorphology.org.uk/sites/default/files/geom\\_tech\\_chapters/2.6\\_GeomMapping.pdf](http://www.geomorphology.org.uk/sites/default/files/geom_tech_chapters/2.6_GeomMapping.pdf)

RATHJENS, C. (1982): Geographie des Hochgebirges: 1 Der Naturraum. Teubner Studienbücher der Geographie. Teubner Verlag, Stuttgart, S. 216.

REMONDO, J. und OGUCHI, T. (2009): GIS and SDA in geomorphology. In: Geomorphology, 111, S. 1-3.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X09001378>

SANCHEZ, M., J. (2002): Slope deposits in the Upper Nalòn River Basin (NW Spain): an approach to a quantitative comparison. Geomorphology 43, S. 165–178.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X01001325>

SCHROTT, L., HUFSCHMIDT, G., HANKAMMER, M., HOFFMANN, T. und DIKAU, R. (2003): Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. In: Geomorphology, 55, S. 45-63.

SCHROTT, L. und ADAMS, T. (2002): Quantifying sediment storage and Holocene denudation in an alpine basin, Dolomites, Italy. In: Zeitschrift für Geomorphologie, 128, S. 129-145.

SELBY, M., J. (1993): Hillslope Materials and Processes. Second Edition. Oxford University Press, New York, S. 451.

SEIJMONSBERGEN, A., C. (2013): The modern geomorphological map. In: SWITZER, A. und KENNEDY, D., M. (Hrsg.): Methods in geomorphology. Elsevier, Amsterdam, S. 35-52.

- SLAYMAKER, O. (1993): The Sediment Budget of the Lillooet River Basin, British Columbia. *Physical Geography*, 14, S.304-320.
- SMITH, M. J., GRIFFITHS, J., und PARON, P. (Hrsg.) (2011): *Geomorphological Mapping: Methods and Applications*. Elsevier, London, S. 635.
- STANGL, J., RASCHER, E. und SASS, O. (2016) (in press): Comparative analysis of sediment routing in two different alpine catchments.
- STERLING, S. und SLAYMAKER, O. (2007): Lithological control of debris torrent occurrence. In: *Geomorphology*, 86, S. 307-319.
- TARBOTON, D. (1997): A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. In: *Water Resources Research*, 33, S. 309-319.
- THELER, D. und REYNARD, E. (2008): Mapping sediment transfer processes using GIS applications. 6<sup>th</sup> ICA Mountain Cartography Workshop Mountain Mapping and Visualisation, S. 227-234.  
[http://www.mountaintcartography.org/publications/papers/papers\\_lenk\\_08/theler.pdf](http://www.mountaintcartography.org/publications/papers/papers_lenk_08/theler.pdf)
- THELER, D., REYNARD, E., LAMBIEL, C. und BARDOU, E. (2010): The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology*, 124, S. 113-123.
- THIEL, M. (2013): Quantifizierung der Konnektivität von Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen. Dissertation, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, S. 174.  
<https://opus4.kobv.de/opus4-ku-eichstaett/frontdoor/index/index/docId/108>
- THONHAUSER, H. (2008): Verbauungsgeschichte und der daraus resultierende Gewässerstrukturwandel. In: *Schriften des Nationalparks Gesäuse*, 3, S. 25-36.
- TRIMBLE, S., W. (1995): Catchment sediment budgets and change. In: GURNELL, A. und PETTS, G. (Hrsg.): *Changing River Channels*. Wiley, London, S. 201-215.

- VAN ASSELEN, S. und SEIJMONSBERGEN, A., C. (2006): Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology* 78, S. 309–320.  
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X06000626>
- VARNES, D., J. (1978): Slope movement types and processes. In: SCHUSTER R.L. & KRIZEK R.J. (Hrsg.): *Landslides, analysis and control.*- Transportation Research Board, 176, , S. 11-33.
- WALLING, D., E. und WEBB, B.W. (1996): Erosion and sediment yield: A global overview. In: WALLING, D.E, und WEBB, B.W. (Hrsg.): *Erosion and sediment yields: Global and regional perspectives.* IAHS Press, Wallingford, S. 3-19.
- WEISSENBÄCK, M. (1991): *Quartärgeologische Bearbeitung der nördlichen Gesäuseberge (Ennstal, Stmk.).* Diplomarbeit, Universität Wien.
- WHALLEY, W., B. (1974): The mechanics of high magnitude-low frequency rock failure and its importance in mountainous areas. *Geogr. Papers (Reading)*, 27, S. 48ff.
- ZANGERL, C., PRAGER, C., BRANDNER, R., BRÜCKL, E., EDER, S., FELLIN, W., TENTSCHERT, E., POSCHER, G. und SCHÖNLAUB, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. *Geo.Alp*, 5, 1-51.
- ZEPP, H. (2011): *Geomorphologie.* Ferdinand Schöningh Verlag, Paderborn, 5. Auflage, S. 385.