



# Master Thesis

im Rahmen des  
Universitätslehrganges „Geographical Information Science & Systems“  
(UNIGIS MSc) am Interfakultären Fachbereich für GeoInformatik (Z\_GIS)  
der Paris Lodron-Universität Salzburg

zum Thema

## Analyse des Einflusses der Landnutzung und von Landnutzungsänderungen auf das Auftreten von spontanen Lockergesteinsrutschungen

vorgelegt von

Bacc. techn. Monika Rössel  
GIS\_U1551, UNIGIS MSc Jahrgang 2012

Zur Erlangung des Grades  
„Master of Science (Geographical Information Science & Systems) – MSc(GIS)“

Innsbruck, 30.06.2015

**Erklärung der eigenständigen Abfassung der Arbeit**

Ich versichere, diese Master Thesis ohne fremde Hilfe und ohne Verwendung anderer als der angeführten Quellen angefertigt zu haben, und dass die Arbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegen hat. Alle Ausführungen der Arbeit die wörtlich oder sinngemäß übernommen wurden sind entsprechend gekennzeichnet.

Rössel Monika, Innsbruck, 30. Juni 2015

## Kurzfassung

Zur Untersuchung der Wirkung von Änderungen klimabedingter Systemzustände und der Landnutzung auf das Auftreten von spontanen Lockergesteinsrutschungen im Rahmen des ACRP-Projekts "Klimabedingte Systemzustandsänderungen an Hängen und ihre Bedeutung für das Auftreten von Lockergesteinsrutschungen" (C3S-ISLS) wurde ein Rutschungsinventar durch die Kombination einer Archiv-Ereignisinventur und einer geomorphologischen Inventur durch Luftbildinterpretation für 10 Gemeinden in Vorarlberg erstellt. Auf der Basis von neun Luftbildserien zwischen 1950 und 2012 wurden 2.379 spontane Lockergesteinsrutschungen kartiert.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Auswirkung der Änderung der Landnutzung bzw. der Landbedeckung auf die zeitlich-räumliche Rutschungsdichte durch den Vergleich der Rutschungsdichten in den Perioden 1972 - 1985 und 2001 - 2012 bei veränderter und unveränderter Landnutzung in der Gemeinde Au im Bezirk Bregenz untersucht. Der Vergleich basiert auf einer Stichprobenerhebung der Landnutzung 1985 und 2012 am Luftbild und der Zuordnung der Anzahl der Rutschungen pro Hektar Fläche und Jahr, die in den beiden Perioden neu aufgetreten sind.

Um den Einfluss der Landnutzung bei gleicher Rutschungsgrunddisposition vergleichen zu können, wurde ein statistisches Modell der Grunddisposition ohne Berücksichtigung der Landnutzung erstellt. Die Diskriminanzanalyse ergab, dass nur die Hangneigung und die Lithologie Flächen mit niedriger und hoher zeitlich-räumlicher Rutschungsdichte mäßig gut trennen.

Im Gemeindegebiet von Au ist es von 1985 auf 2012 zu keinen am Luftbild feststellbaren erheblichen Änderungen der Landnutzung bzw. -bedeckung gekommen, die allgemein mit einer Verschlechterung oder Verbesserung der Abflussverhältnisse und der Rutschungsaktivität in Verbindung gebracht werden. Am stärksten sind die zum Teil extensiv beweideten Rasenflächen mit Erosion durch Schneesurf und die Mähwiesen zurückgegangen. Diese Rasen mit Erosion haben sich überwiegend zu nicht beweideten und extensiv beweideten Rasen ohne Erosion und zu Strauchflächen entwickelt. Mähwiesen wurden für Siedlungs- und Verkehrsflächen in Anspruch genommen. Das Bewaldungsprozent hat sich von 41,3 auf 43,1 % erhöht. Die Waldfragmentierung hat sich verringert.

Zunahme der Rutschungsdichte war jedoch bei diesem mittelfristigen Vergleich auf Flächen mit Änderung der Landnutzung größer als auf Flächen ohne Änderung.

## Abstract

In order to analyze the impact of the climatic driven change of the system status on the occurrence of spontaneous landslides within the frame of the ACRP-Project "Climate induced system status changes at slopes and their impact on shallow landslide susceptibility" (C3S-ISLS) a landslide inventory for ten communities in Vorarlberg has been established. The method of the landslide detection was a combination of an archive event and a geomorphologic inventory based on nine aerial image series between 1950 and 2012. In total 2.379 spontaneous landslides have been mapped.

In the frame of this thesis the effects of land use and land cover change on the spatio-temporal landslide density have been analyzed by comparing the landslide densities of the periods 1972 - 1985 and 2001 - 2012 in the community Au, district Bregenz, Vorarlberg. The comparison is based on a sample survey of the land use in aerial images for the years 1985 and 2012. The number of the landslides per hectare and year, newly occurring in the periods, has been assigned to the sample plots.

A statistical model of the basic landslide susceptibility has been established in order to compare areas of the same basic susceptibility without consideration of the land use. Discriminant analysis shows, that only the slope gradient and lithology differentiate areas of lower and higher spatio-temporal landslide density moderately well.

No substantial changes of land use and land cover ascertainable by aerial images interpretation, which are seen associated to the deterioration or the improvement of water run-off and landslide activity in general, have occurred within the territory of Au from 1985 to 2012. Alpine grasslands used only for extensive grazing and with erosion from snow cover forces as well as meadows show the largest decline. These alpine grasslands with erosion mainly developed to grasslands without or with extensive grazing and to alpine scrubland. Meadows have been occupied for settlement and road traffic purposes. The forest percent increased from 41.3 to 43.1. The forest fragmentation decreased.

In both periods pasture land followed by meadows show the highest landslide densities. The focal spatio-temporal landslide density (STD<sub>L</sub>) of the period 2001 - 2012 is 0.0032 landslides per hectare and year. This value is 4.6 times higher than the STD<sub>L</sub> of the period 1972 - 1985, which is 0.0007 landslides per hectare and year. Landslide density increased on areas with as well as on areas without land use change significantly. The main reason of this higher landslide density in all classes of the basic landslide susceptibility is the greater number and intensity of the heavy rain events. Above all, the extreme heavy rain event in August 2005 had a major impact on the landslide density. Changes of the landslide density are controlled by heavy rain events beyond the critical thresholds mainly. The impact of land use changes is secondary. However, in case of this medium-term observation, the increment of the landslide density has been significantly higher on areas with land use change.

## Abkürzungen und Symbole

ACRP	Austrian Climate Research Program
ALS	Airborne Laser Scanning
BEV	Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen
BFW	Bundeforschungszentrum für Wald
BMLFUW	Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft
DGM	Digitales Geländemodell
DKM	Digitale Katastermappe
eHYD	Portal für hydrographische Daten
ELEVf	Seehöhenfaktor (der Grunddisposition)
GBA	Geologische Bundesanstalt
HD	Hydrographische Dienst
i.e.S.	im engeren Sinn
Ln	natürlicher Logarithmus
MMU	minimum mapping unit
n	Fallzahl
p	Irrtumswahrscheinlichkeit
STLD	spatio-temporal landslide density
WMS	Web Map Service
WLV	Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung
*	signifikant
**	sehr signifikant
***	höchst signifikant

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 4-1: Großrutschung Buchenfeld - Gegenhangfoto	Seite 8
Abbildung 4-2: Großrutschung Buchenfeld - Abgrenzung über Reliefschummerung	Seite 9
Abbildung 4-3: Spontane Hangrutschung ohne Hangmure	Seite 11
Abbildung 4-4: Spontane Fließrutschungen	Seite 12
Abbildung 4-5: Spontaner Rinnenabbruch	Seite 13
Abbildung 4-6: Spontaner Rinnenabbruch mit keilförmige Verengung in die Rinne	Seite 13
Abbildung 4-7: Rinnenanbruch und Rinnenerosionen	Seite 14
Abbildung 4-8: Schneeschurfblaiken	Seite 15
Abbildung 4-9: Spontane Uferrutschung	Seite 16
Abbildung 5-1: Lage des Untersuchungsgebiets, Inventurebene A	Seite 19
Abbildung 52-1: Lage des Untersuchungsgebiets, Inventur Teilgebiete Ebenen B und C	Seite 20
Abbildung 52-2: Feature Types der Rutschungskartierung auf Ebene C	Seite 23
Abbildung 52-3: Lage der Rutschungsanbrüche (BSCARPOINTS) in den Inventurregionen B	Seite 25
Abbildung 53-1: Topografische Übersicht der Gemeinde Au	Seite 27
Abbildung 53-2: Jahresverlauf der Niederschlagssumme und der mittleren Lufttemperatur	Seite 28
Abbildung 63-1: Die maximale Breite und Länge der Rutschungsanbruchsflächen	Seite 34
Abbildung 63-2: Verteilung der absoluten Differenzen der Hangneigung bei verschiedener Auflösung	Seite 36
Abbildung 641-1: Beobachtungszeiträume der Rutschungsaktivität Ebene B	Seite 40
Abbildung 641-2: Natural Breaks klassifizierte korrigierte Rutschungsdichte	Seite 41
Abbildung 6421-1: Boxplot der Hangneigung bei Rutschungsanbrüchen	Seite 43
Abbildung 6421-2: Histogramm der Hangneigung bei Rutschungsanbrüchen	Seite 43
Abbildung 6421-3: Verteilung der Hangneigung im Inventurgebiet B und der Rutschungen	Seite 44
Abbildung 6421-4: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition aufgrund der Hangneigung	Seite 45
Abbildung 6422-1: Tektonik Übersicht	Seite 46
Abbildung 6422-2: Ausschnitt - homogenisierte lithologische Einheiten	Seite 46
Abbildung 6422-3: Rutschungen pro Hektar Fläche der lithologischen Einheiten	Seite 49
Abbildung 6422-4: Rutschungen pro Hektar Fläche der lithologischen Einheiten (normalisiert)	Seite 50
Abbildung 6422-5: Ausschnitt - normalisierte, gewichtete Rutschungsdichte	Seite 51
Abbildung 6423-1: Boxplot der Seehöhe von Rutschungsanbrüchen	Seite 52
Abbildung 6423-2: Histogramm der Seehöhe von Rutschungsanbrüchen	Seite 52
Abbildung 6423-3: Verteilung der Seehöhe im Inventurgebiet B	Seite 52
Abbildung 6423-4: Verteilung der Seehöhe im Inventurgebiet B und der Rutschungen	Seite 53
Abbildung 6423-5: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition aufgrund der Seehöhe	Seite 53
Abbildung 6424-1: Histogramm des TWI von Rutschungsanbrüchen	Seite 54
Abbildung 6424-2: Verteilung des TWI und des TWI von Rutschungsanbrüchen	Seite 55
Abbildung 6424-3: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition und Abflusskonzentration	Seite 55
Abbildung 6425-1: Wölbungen von Rutschungen und im Vergleich mit dem Gelände	Seite 56
Abbildung 6425-2: Profilwölbungen von Rutschungen und im Vergleich mit dem Gelände	Seite 57
Abbildung 6425-3: planare Wölbungen von Rutschungen und im Vergleich mit dem Gelände	Seite 57
Abbildung 6425-4: Standardabweichungen der Wölbung von Rutschungen und des Geländes	Seite 57
Abbildung 6425-5: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition aufgrund der planaren Wölbung	Seite 58
Abbildung 6426-1: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition	Seite 61
Abbildung 6426-2: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition mit Rutschungsanbrüchen	Seite 61
Abbildung 65-1: Orthofoto 2012 des Gemeindegebiets von Au überlagert vom 90 m Raster	Seite 66
Abbildung 65-2: Anzahl der Rasterpunkte je Landnutzungstyp am Orthofoto 1985 und 2012	Seite 66
Abbildung 71-1: Orthofoto 2012 überlagert vom 90 m Raster (mit Landnutzungsänderung)	Seite 68
Abbildung 71-2: Anteile der Landnutzungskategorien sowie die Differenz in Hektar	Seite 71
Abbildung 8-1: Durchschnittliche Anzahl der Tagesniederschläge pro Jahr	Seite 86

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 4-1: C3S-ISLS-Rutschungen im Rahmen der Rutschungsklassifikation von Varnes	Seite 10
Tabelle 52-1: Luftbildmaterial für die Rutschungsinventur	Seite 21
Tabelle 52-2: Attribute des Feature Types BSCARPOINT	Seite 24
Tabelle 52-3: Anzahl der auf Ebene B kartierten Rutschungsereignisse und Rutschungen	Seite 26
Tabelle 641-1: Klassifikation der Rutschungsgrunddisposition	Seite 42
Tabelle 6422-1: Zusammenfassung der Quartär-Einheiten der geologischen Karten	Seite 47
Tabelle 6422-2: Zusammenfassung der Flysch-Einheiten der geologischen Karten	Seite 47
Tabelle 6422-3: Zusammenfassung der Helvetikum-Einheiten der geologischen Karten	Seite 48
Tabelle 6422-4: Zusammenfassung der ostalpinen Einheiten der geologischen Karten	Seite 48
Tabelle 6422-5: Zusammenfassung der Ultrahelvetikum-Einheiten der geologischen Karten	Seite 49
Tabelle 6426-1: Univariate ANOVA	Seite 59
Tabelle 6426-2: Univariate ANOVA	Seite 59
Tabelle 6426-3: Eigenwerte (Varianzanteile) der Diskriminanzfunktion	Seite 59
Tabelle 6426-4: Klassifizierungsergebnis der Diskriminanzanalyse	Seite 60
Tabelle 6426-5: Koeffizienten der Klassifizierungsfunktionen	Seite 60
Tabelle 65-1: Landnutzungskategorie Siedlungs-, Verkehrsflächen	Seite 62
Tabelle 65-2: Landnutzungskategorie Ödflächen	Seite 63
Tabelle 65-3: Landnutzungskategorie Grünland	Seite 63
Tabelle 65-4: Landnutzungskategorie Zwergstrauchheide	Seite 63
Tabelle 65-5: Landnutzungskategorie landwirtschaftlich genutzte Flächen	Seite 63
Tabelle 65-6: Landnutzungskategorie Wald- und Strauchflächen	Seite 64
Tabelle 65-7: Landnutzungskategorie Wintersport	Seite 64
Tabelle 65-8: Landnutzungskategorie Gewässer, Gletscher	Seite 65
Tabelle 65-9: Erfassung der Siedlungs- und Verkehrsflächen durch Kartierung und Stichprobennetze	Seite 65
Tabelle 65-10: Erfassung der Änderung der Infrastruktur durch Kartierung und Stichproben	Seite 65
Tabelle 66-1: Anzahl der in Au erfassten Rutschungen in den Vergleichsperioden	Seite 67
Tabelle 71-1: Flächen der Landnutzungstypen 1985 und 2012 und ihre Änderung	Seite 69
Tabelle 71-2: Anzahl der Waldflächen und der Rutschungen pro Kilometer Waldaußenrand	Seite 72
Tabelle 72-1: Anzahl der Rutschungen pro km <sup>2</sup> und Jahr	Seite 73
Tabelle 72-2: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL über alle Landnutzungskategorien	Seite 74
Tabelle 72-3: Vergleich der Mediane der STDL-Differenzen mit/ohne Änderung der Landnutzung	Seite 75
Tabelle 72-4: Vergleich der STDL für Weiderasen und Weiderasen, die sich zu Wald entwickelt haben	Seite 76
Tabelle 72-5: Vergleich der STDL für Grünland und Grünland, das sich zu Wald entwickelt hat	Seite 76
Tabelle 72-6: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Schuttflächen 1985	Seite 76
Tabelle 72-7: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Rasen - nicht beweidet 1985	Seite 77
Tabelle 72-8: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Weiderasen 1985	Seite 77
Tabelle 72-9: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Mähwiesen 1985	Seite 78
Tabelle 72-10: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Nasswiesen 1985	Seite 78
Tabelle 72-11: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Rasen mit Erosion 1985	Seite 79
Tabelle 72-12: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Rasen mit Schutt/Erosion 1985	Seite 79
Tabelle 72-13: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Hochstaudenfluren 1985	Seite 80
Tabelle 72-14: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für sonstige Wiesen 1985	Seite 80
Tabelle 72-15: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Zwergsträucher beweidet 1985	Seite 81
Tabelle 72-16: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Laubholzgebüsch 1985	Seite 81
Tabelle 72-17: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Nadelwald 1985	Seite 81
Tabelle 72-18: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Laubwald 1985	Seite 82
Tabelle 72-19: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Nadel-Laub-Mischwald 1985	Seite 82
Tabelle 72-20: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Blößen 1985	Seite 83
Tabelle 8-1: Vergleich der Summen des Niederschlags und des Schneefalls Station Au	Seite 85

## Inhalt

Kurzfassung .....	II
Abstract .....	III
Abkürzungen und Symbole .....	IV
Abbildungsverzeichnis.....	V
Tabellenverzeichnis.....	VI
1. Einleitung.....	1
2. Forschungsfragen .....	1
3. Relevanz der Fragestellung und Stand des Wissens .....	2
4. Definition der betrachteten Rutschungsprozesse.....	6
5. Das Rutschungsinventar und das Untersuchungsgebiet.....	17
5.1. Die Rutschungsinventur auf Ebene A.....	18
5.2. Die Rutschungsinventur auf Ebene B.....	20
5.3. Detail-Untersuchungsgebiet auf Ebene C .....	26
6. Untersuchungsmethodik .....	30
6.1. Genereller Ansatz .....	30
6.2. Werkzeuge.....	31
6.3. Räumliche Auflösung .....	32
6.4. Das Grunddispositionsmodell .....	37
6.4.1. Einheit und Klassen der Grunddisposition .....	39
6.4.2. Grunddispositionsmodell - Dispositionsfaktoren.....	42
6.4.2.1. Hangneigung.....	43
6.4.2.2. Lithologie .....	45
6.4.2.3. Seehöhe .....	51
6.4.2.4. Topografische Feuchteindex.....	54
6.4.2.5. Wölbung .....	56
6.4.2.6. Gesamtmodell der Rutschungsdisposition .....	58
6.5. Erfassung der Landnutzung .....	62
6.6. Rutschungsdichte in den Vergleichsperioden.....	67
7. Ergebnisse.....	68
7.1. Veränderungen der Landnutzung.....	68
7.2. Veränderungen der Rutschungsdichte .....	72
8. Diskussion und Schlussfolgerungen .....	84
Literatur:.....	88

## 1. Einleitung

Im Rahmen des ACRP-Projekts "Klimabedingte Systemzustandsänderungen an Hängen und ihre Bedeutung für das Auftreten von Lockergesteinsrutschungen" (C3S-ISLS) wird der Einfluss des Klimawandels und der Landnutzung auf das Auftreten von spontanen Lockergesteinsrutschungen untersucht.

Dazu wurde von der Autorin der Master Thesis am Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Institut für Naturgefahren, ein flächendeckendes Inventar von spontanen Lockergesteinsrutschungen für 10 Gemeinden in Vorarlberg auf der Grundlage von Ereignisdokumentationen und der Interpretation von neun Luftbildzeitreihen erstellt.

Ergänzend zur Analyse der Reaktion der Hangstabilität unter verschiedenen Klima- und Nutzungsszenarien mit physikalischen Modellen in C3S-ISLS untersucht diese Master Thesis den Zusammenhang von Landnutzungsänderungen und der zeitlich-räumlichen Rutschungsdichte mit statistischen Methoden auf der Basis von Datenaufbereitungen und Datenanalysen mit GIS-Methoden in einer der 10 Gemeinden.

Von den 10 Gemeinden wurde die Gemeinde Au im Bregenzerwald (Bezirk Bregenz) ausgewählt. Die Gemeinde Au ist noch stark von der traditionellen Land- und Forstwirtschaft mit Dominanz der 3-Stufengrünlandwirtschaft geprägt ([Jeschke, 2012](#)). Im Gegensatz zu anderen Gemeinden im Alpenraum haben der Sommer- und Wintersporttourismus und der Strukturwandel in der Landwirtschaft zu keinen erheblichen Veränderungen der Landnutzung und der Bewirtschaftungsart großer Flächen geführt.

Solche Bedingungen erschweren einerseits die Identifikation des Einflusses von Landnutzungsveränderungen auf die Rutschungsaktivität, andererseits verbessert das die Zuverlässigkeit der Aussage.

## 2. Forschungsfragen

Die Master Thesis soll zur Klärung folgender Frage beitragen:

Ist bei vergleichbarer geomorphologischer Rutschungsgrunddisposition eine deutliche Veränderung der zeitlich-räumlichen Dichte spontaner Lockergesteinsrutschungen aufgrund von Änderungen der Landnutzung festzustellen, oder sind Änderungen der Rutschungsdichte stärker auf meteorologische Dispositionsfaktoren zurückzuführen?

Detailfragestellungen der Untersuchung sind:

- Zu welchen Veränderungen der Landnutzung und ihrer räumlichen Verteilung ist es im Beobachtungszeitraum gekommen? Haben sich insbesondere das Bewaldungsprozent, die Waldstruktur und der Grad der Waldfragmentierung geändert?
- Hat sich bei gleicher geomorphologischer Rutschungsgrunddisposition die Rutschungsdichte in den Landnutzungseinheiten signifikant verändert?

- Welche Veränderungen der Landnutzung (und der Waldbewirtschaftung bzw. Waldstruktur) haben zu besonders ausgeprägten Änderungen der Rutschungsdichte geführt?
- Sofern eine signifikante Veränderung der Rutschungsdichte besteht: Geht diese Veränderung der Rutschungsdichte vor allem auf besonders starke auslösende Niederschlagsereignisse zurück, oder besteht auch ein Zusammenhang mit Landnutzungsänderungen?

### 3. Relevanz der Fragestellung und Stand des Wissens

Bis zur zweiten Hälfte des zwanzigsten Jahrhunderts dürften in Österreich Schäden an der Infrastruktur durch eine direkte Einwirkung von Bodenrutschungen im Verhältnis zu den anderen Naturgefahren relativ selten und gering gewesen sein.

In der "Brixner Chronik" mit Einträgen vom Jahr 588 bis zum Jahr 1891 beträgt der Anteil der Rutschungen an den 1.090 dokumentierten gravitativen Naturgefahren-Ereignissen 4,4 % (Hübl et al., 2008).

Die Naturchronik von Fliri (1998) enthält bis einschließlich 1996 insgesamt 7.869 Einträge gravitativer Naturgefahren-Ereignisse. Davon werden nur 106 Einträge (1,3 % aller gravitativen Ereignisse) explizit als "Rutschung" oder "Rutschungen" bezeichnet. Der Anteil der "Rutschungen" beträgt vom Jahr 1885, ein Jahr nach der Gründung der Wildbach- und Lawinverbauung (WLV), bis zum Jahr 1949 nur 2,3 %. Im Durchschnitt gibt es für diese Periode pro Jahr 0,7 Rutschungseinträge. Der Anteil der Rutschungen an den Ereignissen nimmt in der Periode 1950 bis 1996 auf 3,1 % um 35 %, und der Jahresdurchschnitt auf 1,6 Rutschungseinträge pro Jahr um 129 % zu. Hingegen steigt die Anzahl aller Einträge gravitativer Naturgefahren-Ereignisse von durchschnittlich 29,8 auf 50,3 pro Jahr um 69 % an.

Die aus verschiedenen Quellen erstellte Naturgefahren-Ereignisdokumentation des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt- und Wasserwirtschaft (BMLFUW) enthält für den Zeitraum von 1885 bis 1949 und das heutige Gebiet Österreichs 6.467 Meldungen von Naturgefahren-Ereignissen. Davon sind 141 Meldungen (2,1 % bzw. 2,2 pro Jahr) als "Rutschung" klassifiziert worden. Für die Periode 1950 bis 1996 mit 13.430 Ereignissen beträgt der Anteil der Rutschungen 2,5 % mit durchschnittlich 7,2 Ereignismeldungen pro Jahr. Der Verdoppelung der durchschnittlichen Anzahl der Naturgefahren-Meldungen pro Jahr von 1885 bis 1949 auf 1950 bis 1996 steht eine Verdreifachung der Rutschungs-Meldungen pro Jahr gegenüber, obwohl in der Literatur beschriebene Starkregenereignisse nach 1949 mit zahlreichen Rutschungen wie die Ereignisse von 1965, 1966, 1975 und 1985 nur mit relativ wenigen Einzel- oder Sammelmeldungen in den Archivdaten vertreten sind.

1965 und 1966 gab es in Kärnten und Osttirol zahlreiche Hangrutschungen aufgrund von drei Starkniederschlagsereignissen (Fuxjäger, 1975). Die Hangrutschungen bzw. Hangmuren forderten 16 Todesopfer (Fuxjäger, 1975). 1975 verursachten Starkregen und Schneeschmelze ca. 3.000 Schadensfälle durch "Muren" in Oberkärnten (Herzog, 1975) und ca. 230 Fälle in Niederösterreich (Schwenk, 1992). 1985 kam es durch Unwetter zu Rutschungen im mittleren Inntal (Moser & Schoger, 1989).

1999, 2002, 2005, 2009 und 2013, aber auch weniger zahlreich und räumlich mehr zerstreut 2010 und 2012, sind in relativ kurzer zeitlicher Folge in vielen Gebieten Österreichs mit regionalen Schwerpunkten zahlreiche spontane Rutschungen durch Starkregenereignisse aufgetreten ([Andrecs et al. 2002](#), [BMLFUW 2006](#), [Tilch 2009](#), [Hornich & Adelwöhrer 2010](#), [BMLFUW 2013](#)).

Die Ereignisdokumentation sowie die Entwicklung von Methoden zur Identifikation von Gefahren- und Schadenspotenzialen durch Rutschungen wurden vor allem nach den Ereignissen von 2002, 2005 und 2009 in Österreich intensiviert. Mehrere Bundesländer (Burgenland, Niederösterreich, Oberösterreich) haben begonnen flächendeckende Inventare und Gefahrenhinweiskarten für Massenbewegungen zu erstellen.

Der Einfluss des Klimawandels erhöht aber die Unsicherheit der Gefahrenbeurteilung ([BMLFUW, 2011](#)). Die intensivierte Rutschungsdokumentation in Verbindung mit den Möglichkeiten der schnellen Bereitstellung und -verarbeitung von Information durch das Internet verzerren die Aussage der neueren Archivdaten auf der Basis von Ereignisinventuren im Verhältnis zu den historischen Sammlungen, aus denen sich Veränderungen der Häufigkeit von Naturgefahren-Ereignissen statistisch nicht zuverlässig ableiten lassen. Dennoch lassen die obigen Vergleichszahlen aus historischen Quellen den Schluss zu, dass ab der zweiten Hälfte des zwanzigsten Jahrhunderts häufiger Rutschungen aufgetreten sein könnten, oder zumindest in Bezug auf die Schäden oder die Wahrnehmung in den Medien eine zunehmend größere Bedeutung haben.

Das könnte die Folge einer Zunahme des Niederschlags und der Intensität des Niederschlags sowie der Abnahme des Schneeanteils am Niederschlag seit Ende der 1980er Jahre und somit des Klimawandels sein. Der Anteil der niederschlagsreichen "zyklonalen Westlage" an den winterlichen Wetterlagen und ihre maximale Dauer zeigen im Südwesten Deutschlands seit 1881 einen signifikanten Anstieg mit einem ausgeprägten Bruchpunkt im Jahr 1981 ([Caspary, 2004](#)). Gleichzeitig haben auch die Schneehöhe, der Anteil von Schnee am Niederschlag im Winter und die Schneedeckendauer in Österreich ([Formayer et al. 2009](#), [Böhm 2008](#), [Auer et al. 2008](#), [Jurković 2008](#)), im Südwesten Deutschlands ([Bartels et al. 2004](#), [Günther 2004](#), [Günther et al. 1996](#)) und in der Schweiz ([Laternser, 2002](#)) vor allem seit 1980 signifikant abgenommen. Eine Zunahme der Häufigkeit von sommerlichen Vb-Wetterlagen, die in Österreich zu den Starkregenereignissen mit vielen Rutschungen in den Jahren 1999, 2002 und 2005 geführt haben ([Formayer & Kromp-Kolb, 2009](#)), lässt sich nicht nachweisen ([Formayer & Kromp-Kolb 2009](#), [Mudelsee et al. 2004](#)). Modellrechnungen ergeben eine Abnahme von Vb-Zugbahnen, aber eine Zunahme von damit verbundenen Starkregenereignissen ([Kundzewicz et al., 2005](#)).

Aber auch die steigende Intensität der Veränderungen der Landnutzung beeinflusst das Gefahren- und Schadenspotenzial spontaner Lockergesteinsrutschungen. [Meusburger & Alewell \(2008\)](#) konnten in einem alpinen Einzugsgebiet der Schweiz eine Zunahme der Erosionsfläche durch Rutschungen um 92 % im Zeitraum von 1959 bis 2004 feststellen. Sie führen das auf die Zunahme der Intensität der Starkregenfälle und der Intensität und räumlichen Konzentration der Beweidung zurück. Ein möglicher Einfluss

des Klimawandels und die Landnutzungsänderungen erfordern daher nicht nur Information durch neue Gefahrenhinweiskarten, Bauregulierungen der Raumordnung und technischen Objektschutz. Effiziente Präventionsmaßnahmen müssen umfassend an der Landnutzung und ihren Regelungsinstrumenten unter Berücksichtigung der kumulativen Effekte ansetzen. Das Fehlen geeigneter Planungs- und Entscheidungsgrundlagen vermindert die Präventivwirkung der Raumplanung (Pomaroli et al., 2011) als auch die Effizienz der Förderinstrumente zur Regelung der Landnutzung. Es besteht ein Bedarf an Informationsinstrumenten wie Gefahrenkarten (BMLFUW 2011, Pomaroli et al. 2011, Petschko et al. 2013) und an präventiven Landnutzungsstrategien (Meusburger & Alewell, 2008) für diese Gefahrenart.

Ein starker Einfluss der Landnutzung auf das Auftreten von Bodenerosionsprozessen ist in Studien belegt (Glade 2003, Tasser et al. 2003, Vanacker et al. 2003, Beguería 2006, Petley et al. 2007, Meusburger & Alewell 2008, Van den Eeckhaut et al. 2009, Bruschi et al. 2013, Reichenbach et al. 2014) und gilt als gesichert (Meusburger & Alewell, 2008). Über das Ausmaß dieses Einflusses und die Wirkung verschiedener Nutzungsänderungen im Verhältnis zur Wirkung des Klimawandels gibt es jedoch kaum Anhaltspunkte und unterschiedliche Annahmen (Meusburger & Alewell, 2008). Die methodischen Unterschiede der Studien, vor allem bei der Definition und Erfassung der Erosionsprozesse, erschweren die Interpretation. Häufig werden in Publikationen die unter dem Begriff "Rutschung" in die Untersuchung einbezogenen Erosionsprozesse nicht erläutert bzw. differenziert und exakt definiert. So weist der in der Studie von Meusburger & Alewell (2008) festgestellte Zusammenhang zwischen der Schneelawinenaktivität und der Rutschungsdichte darauf hin, dass nicht nur spontane Lockergesteinsrutschungen im engeren Sinn (Keusen et al., 2004), sondern auch Lawinen- und Schneeschurf als "Rutschungen" erfasst worden sind.

Die meisten Autoren vermeiden klare Aussagen zum Einfluss des Klimawandels auf die Rutschungsaktivität. In Bezug auf das künftige Gefahren- und Schadenspotenzial werden aber tendenziell drei Standpunkte vertreten:

- 1) Der Klimawandel (die Erderwärmung) führt dazu, dass Rutschungen und von ihnen ausgelöste Muren häufiger auftreten (Raetzo & Latelin 2003, ONERC 2008, BAFU 2012, Glade et al. 2014).
- 2) Der Klimawandel führt dazu, dass die Rutschungsaktivität abnimmt (Collison et al. 2000, Dehn et al. 2000, Beek 2002, Bathurst et al. 2005, Malet et al. 2007, Jomelli et al. 2009).
- 3) Der Einfluss des Klimawandels auf die Rutschungsaktivität und das Schadensrisiko ist im Verhältnis zum Einfluss der Änderungen der Landnutzung und der Zunahme des Schadenspotenzials vernachlässigbar (Collison et al. 2000, Crozier 2010, Petley 2010, Bruschi et al. 2013).

Durch die Erderwärmung nehmen Starkregenereignisse weltweit zu (Kharin et al. 2007, Kysely & Beranová 2009, zit. aus Stoffel & Huggel 2012). Sie sind, neben starker Schneeschmelze, die Hauptauslöser von spontanen flach- und tiefgründigen Bodenbewegungen in Europa (Glade et al. 2014, Crosta et al. 2012). In Verbindung mit

Änderungen der Landnutzung und der ständigen Zunahme von Siedlungs- und Verkehrsflächen würde sich das Risiko von Schäden durch Rutschungen erhöhen.

Glade et al. (2014) gehen davon aus, dass der Einfluss des Klimawandels auf die gravitativen Massenbewegungen bereits "sichtbar" ist. Andererseits führen Glade et al. (2014) auch an, dass es keine " ... unwiderlegbaren Studien gibt, die eine Veränderung der Frequenz und Magnitude von Rutschungen einzig und allein auf Klimaveränderungen zurückführen können."

Eine in Zukunft abnehmende Rutschungsaktivität ergeben vor allem jene Studien, die mit physikalischen Simulationen der Hangstabilität unter veränderten Szenarien klimatisch bedingter Systemzustände arbeiten. Die verbesserte Hangstabilität ergibt sich in diesen Studien hauptsächlich aus der größeren Evapotranspiration aufgrund der Erwärmung. Solche Studien liegen jedoch in Europa, mit Ausnahme der Studie von Collison et al. (2000) für Südengland, nur für den mediterranen Raum und die Südalpen vor. Ihre Übertragbarkeit auf die Zentral- und Nordalpen ist fraglich. Die Studien sind mit großen Unsicherheiten der Parameter zur Hanghydrologie und Hangstabilität behaftet (Glade et al., 2014). Bei einer generellen Stabilisierung der Hänge durch die Erderwärmung würde eine Veränderung des Schadensrisikos durch Rutschungen nur aus Änderungen der Landnutzung und des Schadenspotenzials resultieren.

Es wird auch die Meinung vertreten, dass das Risiko von Schäden durch Rutschungen zunimmt, dass das aber nur sekundär mit dem Klimawandel zusammenhängt. Als Ursache dafür werden vor allem Änderungen der Landnutzung mit hydrologischen Effekten gesehen, die das Auftreten von Rutschungen begünstigen (Bruschi et al., 2013). Ein weiterer Grund ist die Zunahme des Schadenspotenzials durch die vermehrte Nutzung gefährdeter Gebiete. Auch eine geringere Sensibilität der Bevölkerung in Bezug auf die lokalen naturräumlichen Verhältnisse und ihre Grenzen (Van Den Eeckhaut et al., 2009) sowie Änderungen der Bewirtschaftungsform (Meusburger & Alewell, 2008) erhöhen das Gefahren- und Schadenspotenzial.

Da ausreichend lange und vollständige Zeitreihen von Rutschungsereignissen, ihrer auslösenden Faktoren und der herrschenden Systemzustände für statistische Analysen fehlen, beruhen Aussagen zum möglichen Einfluss von Änderungen des Klimas und der Landnutzung hauptsächlich auf Szenarien der Hangstabilität bei verschiedenen, simulierten Bedingungen, die mit Hilfe von physikalischen Modellen der Hangstabilität bestimmt werden (Meusburger & Alewell, 2008).

Mit physikalischen (geotechnischen) Hangstabilitätsmodellen können unabhängig von Rutschungsbeobachtungen und ihrer zeitlichen und räumlichen Repräsentativität Veränderungen der Einflussfaktoren auf die Hangstabilität quantitativ, logisch und konsistent abgebildet werden (Buma 1999, Van Westen 2004).

Ein Nachteil der deterministischen Modelle ist ihre große Sensitivität in Bezug auf Einflussfaktoren bzw. Modelleingangsgrößen, die nicht direkt in der erforderlichen räumlichen Auflösung messbar sind. Diese Faktoren können nur lokal gemessen werden. Sie variieren aber kleinräumig sehr stark. Wenn Aussagen für größere Flächen erforderlich sind, müssen diese Faktoren auf der Grundlage lokaler Punktmessungen

mit komplexen Modellen in flächendeckende Parameterkarten transformiert werden (Qui et al., 2007). Damit sind große Unsicherheiten verbunden. Besonders schwierig sind die korrekte Identifikation der mechanischen und hydrologischen Eigenschaften des Bodens (Arnone et al., 2014), der Gleitflächen (ihre Tiefe und Form) sowie der speziell an einem Standort wirksamen Auslösungsmechanismen der Rutschung wie Bruch durch Porenwasserdruck bei Bodenwassersättigung, Abgleiten auf einer plastifizierten Schmierschicht, Subrosion durch Zwischenabfluss oder Stabilitätsverlust durch Erosion des Hangfußes (Van Westen et al. 1997, Qui et al. 2007).

Melchiorre & Frattini (2012) kommen zum Schluss, dass auch solche Modelle durch die Unsicherheiten bei der Parametrisierung keine zuverlässige Abschätzung der zukünftigen Hangstabilität zulassen. Die Modellaussagen müssen daher durch Analysen bisher beobachtbarer Unterschiede und Trends mit statistische Methoden ergänzt werden.

#### 4. Definition der betrachteten Rutschungsprozesse

Rutschungen sind ein sehr vielfältiges, schwerkraftbedingtes (gravitatives) Phänomen der Verlagerung von Fest- und/oder Lockergesteinen mit verschiedenartigen Auslösungsmechanismen, Bewegungsformen und Dimensionen. Für Rutschungen wurde bis in die 1990er Jahre auch der Begriff "Massenbewegungen" verwendet (Prinz, 1997). Da dieser Begriff aber auch Bodenerosionsvorgänge ohne bruchartigen Versagensmechanismus und Phänomene wie Schneelawinen einschließt, wird er nicht mehr speziell als Oberbegriff für Rutschungen verwendet.

In der englischsprachigen Literatur zählen auch Festgesteinsversagen wie Felssturz und Steinschlag zu den Rutschungen im weiteren Sinne (den "landslides"), da auch diese Massenbewegungen aus einer gleitenden bis kippenden initialen Bewegung resultieren. Die internationale Nomenklatur der "Rutschungen" nach der UNESCO Working Party for World Landslide Inventory (WP/WLI, 1993) basiert auf der Rutschungsklassifikation von Varnes (1978), die auch z. B. "rock fall" (Steinschlag) und "rock slide" (Felsrutschung) zu den Rutschungen ("landslides") zählt. Es gibt jedoch zahlreiche Klassifikationssysteme, die auf verschiedene Aspekte des Phänomens ausgerichtet sind, und daher je nach Fragestellung zur Beschreibung und Klassifikation von Rutschungen geeignet sind.

In der Schweiz und in Österreich werden vor allem Versagen von konsolidiertem Lockergestein und/oder von Festgestein als Rutschungen bezeichnet, die aus einem Scherbruch mit gleitender Initial- und Sekundärbewegung der abgelösten Masse stammen. Die abgelösten Massen bewegen sich vor allem in der ersten Phase des gravitativen Massentransports gleitend hangabwärts. Der Massentransport kann dann aber auch in eine fließende oder stürzende Bewegung übergehen. Handelt es bei abgelöstem Material hauptsächlich um konsolidiertes Lockergestein, spricht man von Bodenrutschungen. Bei einer Gleitfläche im Festgestein mit dominierendem Anteil von Festgesteinskomponenten im abgelösten Material und bei schlagartigen Versagen handelt es sich um Felsrutschungen, die meist dem Prozess bzw. Oberbegriff "Felssturz" zugeordnet werden. Langsame Geländeverlagerungen mit Gleitflächen in

tieferen Schichten des Lockergesteins und/oder im Festgestein werden als Rutschungen klassifiziert.

Bodenrutschungen werden auch nach der Tiefenlage der Gleitfläche in der Erdkruste in flachgründige und tiefgründige Rutschungen eingeteilt.

Nach [Záruba & Mencl \(1961, zit. aus Perzl et al. 2015\)](#) sind Rutschungen bis zu 1,5 m Tiefe Oberflächenrutschungen und bis 5 m Tiefe noch flache Rutschungen. Heute bezeichnen die meisten Autoren Rutschungen mit bis zu 2 m Tiefe als flache oder flachgründige Rutschungen (z. B. [Bründl 2009](#), [Krummenacher & Tobler 2009](#), zit. aus [Perzl et al. 2015](#)). Vielfach geben aber auch Autoren nicht genau an, was sie unter einer flachen Rutschung verstehen ([Perzl et al., 2015](#)).

Für kausalanalytische Fragen in Zusammenhang mit dem Klimawandel und der Landnutzung ist diese definitorische Frage sekundär. Die Vegetationsdecke dürfte vor allem einen Einfluss auf die oberen Bodenschichten bis in eine Tiefe von 3 bis 10 m haben ([Felt 1953, zit. aus Záruba & Mencl 1961](#), [Li et al. 2008](#), [Sidle 2008](#)). Die Klimabedingungen wirken sich daher vermutlich direkt über die Vegetation vor allem auf eher flache Rutschungen in der Deckschicht aus. Es können aber sowohl flachere als auch tiefere Rutschungen auf klimatisch bedingte Systemzustandsänderungen reagieren oder nicht reagieren. Bei Fragestellungen nach dem Einfluss von variablen Faktoren ist es vor allem von Bedeutung, ob zum Zeitpunkt der Bodenbewegung die Gleitfläche (Bruchfläche) bereits ausgebildet war, oder durch eine Systemüberlastung neu entstanden ist.

Im Hinblick auf die praktischen Anforderungen von Rutschungsinventuren, Prozess- und Gefahrenanalysen ist die Einteilung der Bodenrutschungen in zwei große Gruppen nach [Keusen et al. \(2004\)](#) zweckmäßig ([Perzl et al., 2015](#)):

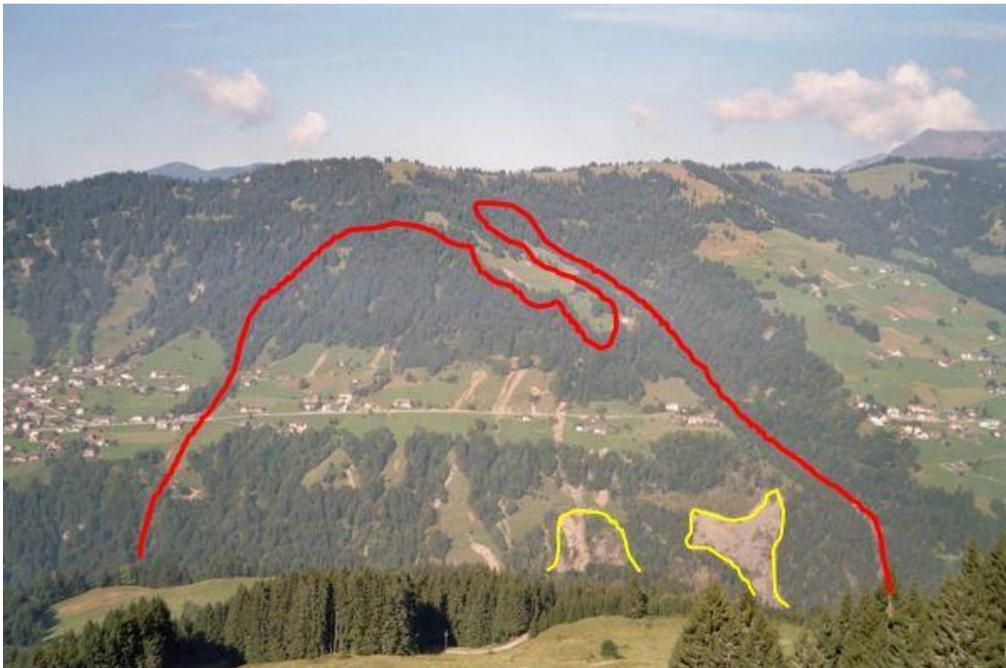
- A) Permanente Rutschungen
- B) Spontane Rutschungen

Bei permanenten Rutschungen bewegt sich der sogenannte Rutschungskörper mit Phasen unterschiedlicher Aktivität und Geschwindigkeit auf einer ständig angelegten Bruch- und somit auch Gleitfläche hangabwärts. Der Rutschungskörper liegt zum großen Teil noch auf der Gleitfläche auf und gleitet langsam oder phasenweise schneller aus der Anbruchzone. Diese Rutschungen können über lange Zeiträume aktiv oder inaktiv ("suspended" oder "dormant") sein. Die Bewegungsgeschwindigkeit kann phasenweise so gering sein, dass auf dem Rutschungskörper unter Umständen eine geschlossene, ungestörte Vegetationsdecke vorhanden ist. Es kann aber auch zu einer plötzlichen Aktivierung bzw. Reaktivierung der Rutschungen mit hohen Bewegungsgeschwindigkeiten kommen. Die Gleitflächen liegen meist im Festgestein oder es handelt sich um Hangbewegungen der gesamten Deckschicht. Permanente Rutschungen sind daher meist großflächig und tiefgründig. Tiefgründigkeit ist jedoch nur ein zusätzliches, häufiges und nicht zwingendes Merkmal solcher Rutschungen. Sie zeigen sich nicht immer durch offenen Boden. Das Erkennen solcher Rutschungen erfordert die Interpretation geomorphologischer Indikatoren an der gesamten Berg- und Talflanke. Der durch das Aufschieben der bewegten Masse oft übersteilte

Rutschungsfuß kann in ein Fluss- oder Bachbett gedrückt werden. Dort kann es zu sekundären Erosionsprozessen wie Uferanbrüchen, Rinnenerosionen und Nachbrüchen von Böschungskanten kommen, die aber primär auf die permanente Hangbewegung zurückzuführen sind. Aufgrund der Geländevertiefungen und der Auflockerung durch die Massenbewegung treten häufig auf permanenten Rutschungen auch spontane Rutschungen im engeren Sinne oder Zonen mit Steinschlagaktivität auf (FPB, 2004).

Abbildung 4-1 zeigt die permanente, tiefgründige Rutschung "Buchenfeld" in der C3S-ISLS Studienregion Laternsertal. Der Rutschungskörper ist in Rot abgegrenzt. Es handelt sich um eine postglaziale Bergzerreißung bzw. um einen Talzusub in den dort anstehenden Drusenberg-Schichten. Der übersteilte Rutschungsfuß wird in den Hauptbach des Laternsertals, die Frutz, gedrückt. Die Tiefen- und Seitenerosion der Frutz greift den Fuß der Rutschung an. Sie verursacht dort verschiedene rezente (aktive) Formen von Erosion wie lineare Ufererosion und spontan auftretende Rutschungen und Nachbrüche durch das Nachsacken des Fußes. Das ist im unteren rechten Teil des Gegenhangfotos erkennbar (gelbe Linien). In diesem Bereich lassen sich die Erosionsformen nicht mehr exakt in spontane Rutschungen im engeren Sinne und Ufer- sowie Rinnenerosionsformen mit kontinuierlichem und episodischem Auftreten trennen. Der Rutschungskörper kann aber auch von flachgründigen spontanen Rutschungen im engeren Sinne überlagert werden, die in keinem unmittelbaren Zusammenhang mit der permanenten Hangbewegung stehen. Im mittleren Teil des Rutschungskörpers vor allem am Waldrand oberhalb der Straße sind solche, beim Starkregenereignis im August 2005 aufgetretenen, flachgründigen Rutschungen erkennbar.

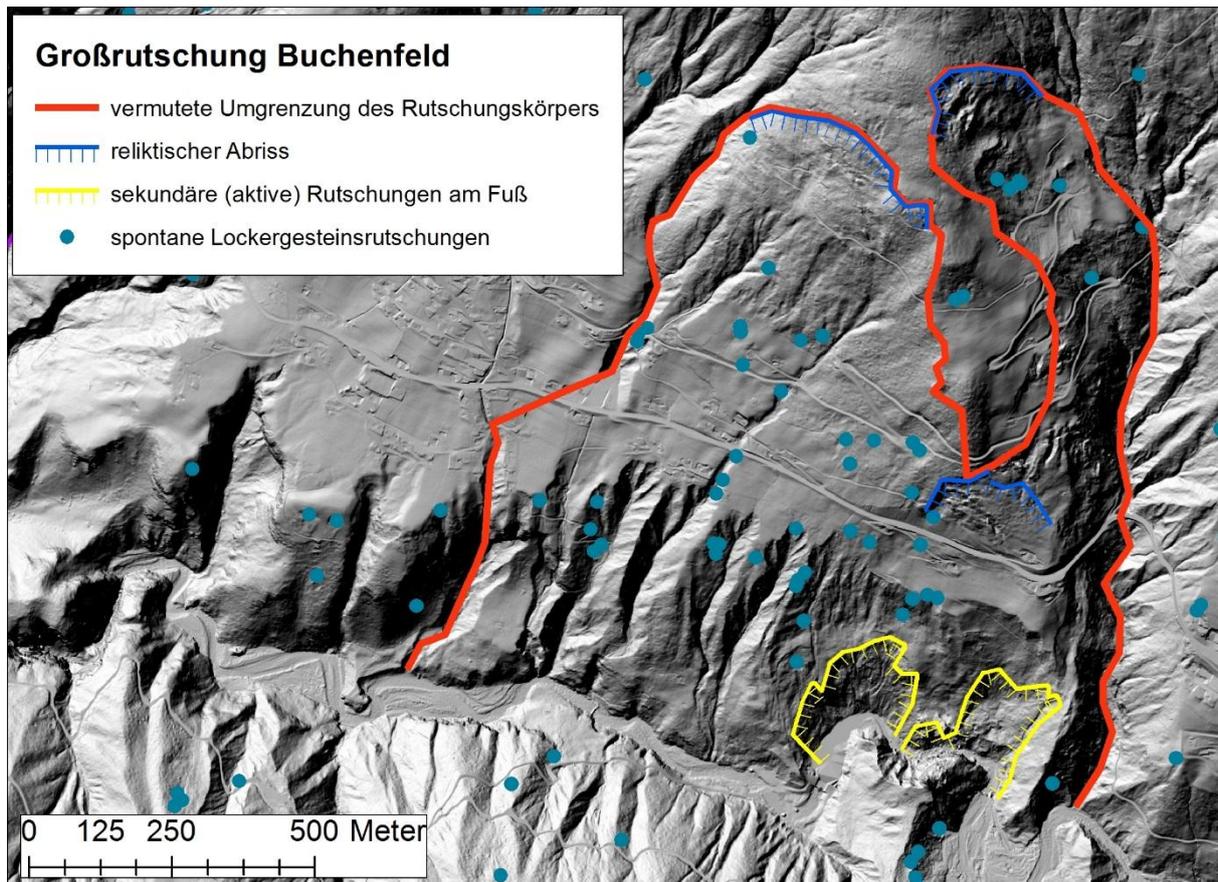
Abbildung 4-1: Großrutschung Buchenfeld (Foto: BFW, Luzian 2005)



Permanente Rutschungen lassen sich nicht immer exakt eingrenzen und von primär spontanen Rutschungen trennen. Seit hoch aufgelöste digitale Geländemodelle durch Airborne Laser Scanning (ALS) zur Verfügung stehen, hat sich die mögliche Qualität

der Identifikation und Abgrenzung solcher Rutschungen durch geomorphologische Interpretation auch in bewaldeten Regionen stark erhöht (Guzetti et al., 2012). Diese Daten erleichtern auch die Differenzierung von Rutschungen in eine Folge primär permanenter oder spontaner Hangbewegung. Erst die "Relief-Schummerung" lässt den großräumigen Zusammenhang der am Gegenhangfoto (Abbildung 4-1) am Einhang der Frutz sichtbaren Rutschungen erkennen (Abbildung 4-2).

Abbildung 4-2: Abgrenzung der Großrutschung Buchenfeld auf Grundlage der Relief-Schummerung auf Basis des ALS-Höhenmodells 2011 (Reliefdaten Land Vorarlberg)



Bei spontanen Rutschungen löst sich eine Locker- oder Festgesteinsmasse durch einen plötzlichen, schlagartigen Verlust der Scherfestigkeit an einer Bruchfläche. Die Masse gleitet auf der Bruchfläche ab. Das abrutschende Material wird dabei meist fast vollständig aus der Anbruchzone abtransportiert (Perzl et al., 2015). Nur bei einem geländebedingtem Rückstau in einer kurzen Transportzone liegen nach dem Ereignis noch Teile des ursprünglichen Rutschungskörpers auf der Gleitfläche in ihrem unteren Bereich auf. Es kann ein präformierter Bruch- bzw. Gleithorizont vorhanden sein. Die eigentliche Bruch- bzw. Gleitfläche bildet sich aber erst beim Ereignis (Keusen et al., 2004). Gleitfläche und Bewegung sind also nicht ständig angelegt. Im Gegensatz zu den permanenten Rutschungen ist die verlagerte Masse in Relation zur unmittelbaren Umgebung vor und nach dem Ereignis in Ruhe. Es gibt daher oft vorher keine Anzeichen von Bodenbewegungen im Gelände und an der Vegetation. Das ist nur dann der Fall, wenn die spontanen Rutschungen ein permanentes Rutschgelände überlagern, oder wenn die zeitlich-räumliche Rutschungsdichte relativ hoch ist.

Spontane Lockergesteinsrutschungen sind meist kleinflächige und flachgründige Phänomene. Die unmittelbare Hauptursache solcher Rutschungen ist häufig ein lokal stark erhöhter Porenwasser- oder Strömungsdruck im Boden (Iverson 1997, Iverson et al. 1997, Hungr 2003, Simoni et al. 2004). Der Porenwasser- und Strömungsdruck spielt auch bei der Reaktivierung von permanenten Rutschungen eine Rolle (Matsuura et al., 2008). Er ist jedoch nicht für den Bruch verantwortlich. Spontane Rutschungen treten oft in Zonen mit permanenter Hangbewegung auf. Es besteht ein kausaler Zusammenhang (Keusen et al., 2004). Es können in solchen Zonen sehr verschiedene Mechanismen der Auslösung auftreten, die mehr oder weniger stark von der permanenten Hangbewegung abhängig sind.

Die vorliegende Arbeit analysiert nur spontane Lockergesteinsrutschungen im engeren Sinne nach dem C3S-ISLS-Rutschungsinventar. Wenn spontane Rutschungen permanente Rutschungszonen überlagern, dann wurden sie nur dann zu den spontanen Lockergesteinsrutschungen im engeren Sinne gezählt, sofern kein unmittelbarer Zusammenhang mit der permanenten Bewegung erkennbar ist. Tabelle 4-1 aus Perzl et al. (2015) ordnet die betrachteten Prozesse (fett markiert) in die vereinfacht dargestellte Rutschungsklassifikation nach Varnes (1978) ein.

Tabelle 4-1: Die betrachteten spontanen Lockergesteinsrutschungen im Rahmen der Rutschungsklassifikation von Varnes (1978, vereinfacht und modifiziert)

Type of slope failure movement	Landslide type dependent from surface cover (material) of the displacement area and type of failure movement		
	in case of hard and weak bedrock	in case of regolith	
		consolidated or loose 20 – 80 % coarse	fine regolith, soil < 20 % coarse
<b>spontaneous</b>			
topple	rock topple		
falls	rock fall	debris fall	
rotational slides	rock slide	<b>rock - debris slide</b>	<b>regolith (debris) slides</b>
translational slides			<b>debris slide</b>
stripping		topsoil stripping (by snow)	
<b>permanent, episodic</b>			
subrosion, "tunneling"	caving-in		
lateral spreads	rock spread		
creeps	subsidence	debris creep	soil creep

Das C3S-ISLS Rutschungsinventar unterscheidet nach der Lage des Anbruchs und nach der Sekundärbewegung vier Typen von spontanen Lockergesteinsrutschungen:

- Spontane Hangrutschungen:
  - Spontane Hangrutschungen ohne Hangmure
  - Spontane Hangrutschungen mit Hangmure
    - Fließrutschungen (Hangmuren im engeren Sinne)
    - Rinnenanbrüche
- Spontane Uferrutschungen

In Bezug auf ihre Lage im Verhältnis zum Gerinnesystem unterscheidet man spontane Hangrutschungen und spontane Uferrutschungen. Die Hangrutschungen kann man nach der sekundären Bewegung in die Rutschungen ohne und mit Hangmure einteilen.

Abbildung 4-3 zeigt eine spontane Lockergesteinsrutschung ohne Hangmure, den Prototyp einer Hangrutschung, bei dem der Rutschungskörper (die Gleitscholle) zum größten Teil erhalten bleibt, und unmittelbar unterhalb der Anbruchfläche abgelagert wird.



Abbildung 4-3:  
Spontane Hangrutschung ohne  
Hangmure (Foto: BFW, Mayerl J.  
2005)

Dieser Prototyp kommt in Gebirgsregionen nur relativ selten vor. Aufgrund der steilen Hänge und des mit den Anbrüchen verbundenen starken Austritts von Hangwasser sowie durch Oberflächenwasser kommt es meist zu einer Zerlegung der Scholle in kleine Teilschollen, zur Verflüssigung des Materials und zu einem murartigen Abtransport über den Hang, zu einer Hangmure.

Bei einer Hangmure geht die ursprüngliche Gleitbewegung der Masse in ein schnelles, viskoses Fließen über (Sharpe 1938, Varnes 1978, Latelin 1997, Cruden & Varnes 1996, Hungr et al. 2001, Keusen et al. 2004, Bründl 2009). Eine solche Rutschung wird im deutschen Sprachraum als Hangmure bezeichnet. In der englischsprachigen Literatur ist dafür eine Vielzahl von Begriffen wie "mudflow", "earthflow", "flow slide", "soil-slip debris flow", "debris slide/flow", "debris avalanche", "hillslope debris-flow" oder "debris flow" in Verwendung (Perzl et al., 2015). Vor allem der Begriff "debris flow" wird auch für Muren im engeren Sinn verwendet. Muren im engeren Sinn entwickeln sich jedoch nicht primär aus einer Rutschung, sondern aus der Geschiebemobilisierung im Bachbett. Es ist manchmal nicht eindeutig, auf welchen Prozess sich die Angaben in der Literatur beziehen. Hungr et al. (2001) schlagen daher für Muren im engeren Sinn den Begriff "debris flood" vor.

Es gibt keine allgemein anerkannte und scharfe Definition einer Hangmure (Perzl et al., 2015). BUWAL (1998) und Hübl et al. (2006) geben an, dass eine Hangmure keine Gleitfläche hat (Perzl et al., 2015). In diesem Fall muss aber ein Prozess gemeint sein, der nicht zu den Rutschungen zählt (Perzl et al., 2015). Die meisten Autoren verstehen heute unter einer Hangmure eine spontane Hangrutschung mit einem murartigen Abtransport des verlagerten Materials. Sharpe (1938) und Hungr et al. (2001) verwenden den Begriff "debris avalanche", wenn der murenartige Abtransport nicht in einem bereits existierenden Graben erfolgt. Als "debris flow" bezeichnen Hungr et al. (2001) Rutschungen, die über Gerinne niedriger Ordnung abtransportiert werden, oder

eine kanalisierte Sturzbahn aufweisen. Eine Rutschung kann jedoch kanalisierte und nicht kanalisierte Abschnitte der Sturzbahn haben. Hangmuren werden in der deutschsprachigen Literatur meist nicht weiter differenziert. Aber schon Moser (1975) erwähnt "Muschelanbrüche mit murenförmigem Abtransport" und beschreibt "Rinnenabbrüche aus Muschelanbrüchen mit rinnenförmiger Erosion und Vermurung".

Das C3S-ISLS Rutschungsinventar (Perzl et al., 2015) unterscheidet zwei Arten von "Hangmuren", die Fließrutschung ("debris avalanche") und den Rinnenabbruch ("debris avalanche/flow").

Abbildung 4-4 zeigt zwei Fließrutschungen. Die Rutschungsscholle wird nach dem Bruch und der initialen Gleitbewegung stark zerlegt und verflüssigt. Sie fließt praktisch in Form eines Schollenteppichs (Abbildung 4-4, Foto A) und/oder in Form eines Schlammstroms (Abbildung 4-4, Foto B) mit deutlich sichtbaren Fließlinien über den Hang ab.

Abbildung 4-4: Spontane Fließrutschungen (Fotos: BFW, Perzl F. 2005)



Es spielt bei diesem Vorgang primär keine Rolle, ob die Transportzone kanalisiert oder nicht kanalisiert ist. Bei einer Kanalisierung in Form einer Mulde oder entlang einer Rinne finden meist als Folge der Abflusskonzentration eine stärkere Verflüssigung und ein fast vollständiger Abtransport der Teilschollen aus der Transportzone statt. Deutlich ist in [Abbildung 4-4 A](#) zu erkennen, dass das Material meist fast vollständig aus der Anbruchsfläche abtransportiert wird, und dass der Anbruch nach unten begrenzt ist.

Bei einem Rinnenabbruch wird nicht nur eine Scholle abgelöst, sondern der Anbruch verengt sich meist keilförmig nach unten und geht in eine rinnenförmige Erosion entlang der Transportzone über ([Abbildung 4-5](#)). Der Begriff "Rinnenabbruch" deutet darauf hin, dass es sich oft um Anbrüche in Mulden am Beginn von Rinnen erster Ordnung handelt, die in der nordamerikanischen Literatur als "bedrock hollows" bezeichnet werden ([Dietrich & Dunne 1978](#), [Benda & Dunne 1997](#), [Benda et al. 1998](#)). Aber auch dieser Typ ist grundsätzlich nicht an muldenförmiges Gelände bzw. "bedrock hollows" und kanalisierte präferenzielle Fließwege gebunden. In der Transportzone kann bereits eine (erodierte) Rinne vorhanden sein. Das ist jedoch keine Voraussetzung für den Prozess. Vielmehr schaffen diese Rutschungen neue offene Rinnen erster Ordnung ("gullies"), die sich unter Umständen nicht mehr schließen, und in denen dann bei Starkregenereignissen murartige Verlagerungen von erodiertem Material und/oder

abgelagerten Sedimenten stattfinden. [Tsukamoto et al. \(1982\)](#) sprechen daher bei diesen "Grabenköpfen" auch von Einzugsgebieten 0ter Ordnung. Das Hauptmerkmal dieser Rutschungen besteht aber darin, dass die Anbruchfläche nach unten mehr oder weniger keilförmig zugespitzt ist, und dann in weiterer Folge auch eine bestehende Rinne erodiert oder neu aufgerissen wurde ([Abbildung 4-6](#)). Das Material aus der Anbruchfläche und aus der Rinne wird kanalisiert abtransportiert und dann murenartig abgelagert.



Abbildung 4-5:  
Spontaner Rinnenabbruch (Foto:  
BFW, Andrecs et al.1999)

Abbildung 4-6:  
Spontaner Rinnenabbruch mit  
keilförmige Verengung in die  
Rinne (Foto: BFW, Perzl F. 2005)

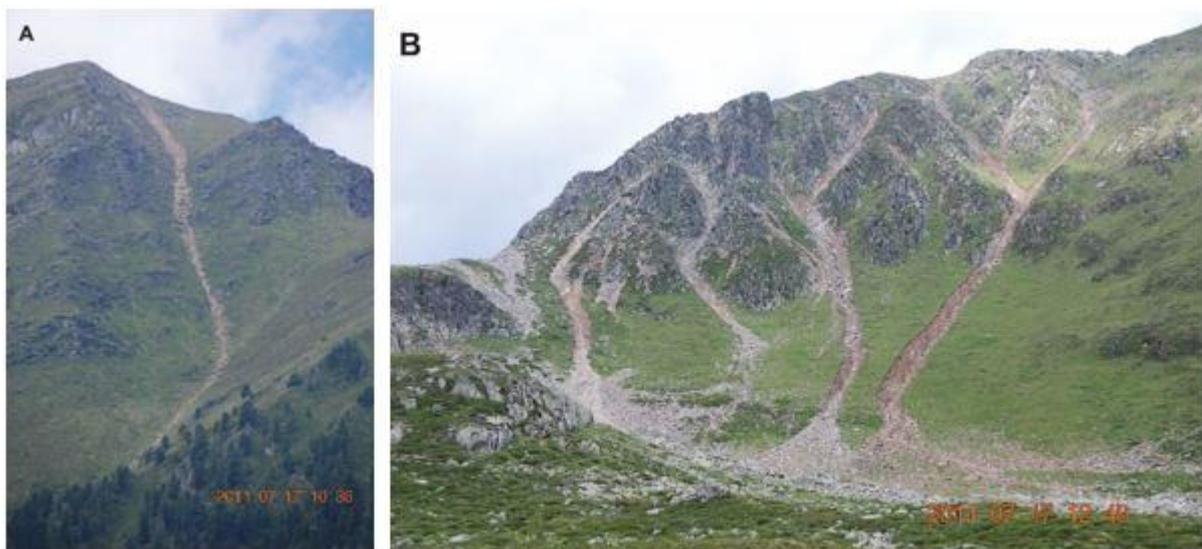


Im Gegensatz zur Fließrutschung dürfte nicht primär der Porenwasserdruck in der Bodenmatrix, sondern großer Strömungsdruck im Grobporensystem des Bodens den Anbruch bewirken ([Tsukamoto et al. 1982](#), [Pierson 1983](#), [Uchida et al. 2001](#), [Uchida & Mizuyama 2002](#)), indem er erst zu einer tunnelartigen Ausschwemmung (Subrosion), dann zur Blockade der Drainage und schließlich zum Versagen der Bodenlinse führt. Dieser Rutschungstyp tritt daher vor allem in grobskelett- und grobporeneren Böden auf Festgestein auf. Auch Rinnenabbrüche haben eine Gleitfläche. Der Bruch verläuft jedoch meist nicht auf einer so glatten Schale wie bei Fließrutschungen.

Das Phänomen ist einer Erosionsform sehr ähnlich, die bei C3S-ISLS nicht zu den spontanen Hangrutschungen zählt, der Rinnenerosion durch die Schürfwirkung von

konzentriertem Oberflächenabfluss. Der Begriff Rinnenabbruch wird von [Bunza \(1975\)](#) für diese oft mit rückschreitender Erosion verbundene Rinnenausschürfung und Rinnenausspülung verwendet. Vom Gegenhang und vor allem am Luftbild sind diese beiden Erosionsformen oft nur sehr schwer voneinander zu unterscheiden. [Abbildung 4-7 A](#) zeigt einen Rinnenabbruch und [Abbildung 4-7 B](#) feilenförmige Rinnenerosionen mit murartiger Ausschüttung, die primär durch konzentrierten Oberflächenabfluss in felsigen Rinnen entstanden sind. Rinnenerosionen können auch eine Folge von reliktschen Rinnenabbrüchen sein. Die geomorphologische Interpretation am Luftbild erlaubt nicht immer eine eindeutige Zuordnung der Erosionsformen zu einer spontanen Rutschung oder zu einer linearen und rückschreitenden Erosion. Voraussetzung für die Zuordnung zum Typ Rinnenabbruch bei C3S-ISLS war ein spontanes Auftreten in der Beobachtungsperiode, eine noch muschel- bis löffelförmige Anbruchsfläche sowie das Fehlen von Indikatoren von konzentriertem Oberflächenabfluss.

[Abbildung 4-7: Rinnenabbruch und Rinnenerosionen \(Fotos: Rössel M. 2011\)](#)



Auch Schneelawinen und das Schneegleiten verursachen im Gebirge an den Hängen sowie an den Flanken bzw. Böschungen der Rinnen, Gräben und Fließgewässer Erosionserscheinungen, die den spontanen Hangrutschungen sehr ähnlich sein können. Vor allem die sogenannten Blattanbrüche ("Blaiken" oder "Plaiken"), die durch das Abschürfen des Oberbodens durch die Schneedecke bei starkem Gleitschneedruck entstehen ([Karl 1961](#), [In der Gand 1968](#), [Laatsch & Grottenthaler 1972](#), [Schauer 1975](#)), lassen sich manchmal nur schwer von den spontanen Hangrutschungen unterscheiden ([Abbildung 4-8](#)).

Abbildung 4-8: Schneeschorfblaiken (Fotos: Rössel M., 2009)



Der Begriff "Blaike" wird auch für die Anbruchflächen spontaner Hangrutschungen, vor allem von flachgründigen Translationsrutschungen, den "Rasenschälrrutschen", verwendet. Heute wird das Phänomen der "Rasenschälrrutsche" oder "Blaikenbildung" kausal primär auf das Schneegleiten zurückgeführt. Es handelt sich also nicht um spontane Hangrutschungen im Sinn einer plötzlichen Bodenselbstbewegung. Im Gegensatz zu den meist brettartigen und im Verhältnis zur Länge relativ breiten und sehr flachen Ausbruchsschollen der "Schneeschorfblaiken" (Ishibashi, 1982) haben spontane Hangrutschungen meist keine ebenen Gleitflächen, sondern es handelt sich um, wenn auch manchmal sehr flache, schalenförmige Ausbrüche. Erosionen durch Schnee- und Schneelawinenschurf zählen beim C3S-ISLS Rutschungsinventar nicht zu den spontanen Rutschungen. Sie wurden daher nicht erfasst.

Uferrutschungen sind eine Sonderform der spontanen Hangrutschung. Sie finden an den Uferböschungen von Fließgewässern statt. Es ist jedoch nicht jede Erosion an einer Uferböschung bzw. jeder "Uferanbruch" auch eine Uferrutschung i.e.S.. Die Erosion von Bach- und Flussufern kann aus verschiedenen Mechanismen resultieren, die entweder mehr den spontanen Rutschungen ("bank failure") oder mehr den permanenten fluviatilen Erosionen ("bank erosion" oder "bank scour") zuzuordnen sind (Melville et al. 2006, Nasermoaddeli 2011). Oft überlagern sich räumlich und zeitlich verschiedene Prozesse, sodass es oft schwierig ist, Ufererosionen abzugrenzen und einem bestimmten Typ und Ereignis zuzuordnen (Thorne 1982, zit. aus Beck 2006).

Bei C3S-ISLS wurden nur jene Rutschungen an Uferböschungen erfasst, deren Anbruchs- bzw. Gleitflächen nicht oder ausschließlich im untersten Bereich bei Hochwasser in Kontakt mit dem Fließgewässer standen (Abbildung 4-9). Eine weitere Bedingung war, dass die Erosion bzw. das Versagen der Böschung augenscheinlich nicht nur vom Seitenschurf des Fließgewässers, sondern auch durch Porenwasser- und Strömungsdruck in der Böschung oberhalb des Wasserspiegels verursacht wurde. Diese Rutschungen resultieren also nicht nur aus dem Verlust der Abstützung der Böschung durch die fluviatile Erosion des Böschungsfußes. Ein Indiz dafür ist eine begrenzbare, geneigte, muschel- bis höchstens schwach feilenförmige Anbruchfläche im Gegensatz zu den diffus bandförmigen (planaren), feilenförmigen und/oder bis zur Gewässersohle fast senkrechten oder überhängenden Anbrüchen, die durch kontinuierlichen Seitenschurf oder die Unterschneidung der Böschungen entstehen.



Abbildung 4-9:  
Spontane Uferrutschung (Foto:  
Rössel M., 2007)

Bei der C3S-ISLS-Rutschungsinventur durch die geomorphologische Interpretation von Luftbildern wurden nur Rutschungen mit noch offenen Anbruchflächen erfasst, deren Anbruchflächen mindestens 10 m breit waren. Eine Ausnahme bildeten kleinere Teilanbrüche oder Sekundäranbrüche von Rutschungen oder Hangmuren, die aus mehreren Anbrüchen resultierten.

Die Einschränkung auf diese vier Rutschungstypen hat einen Einfluss auf die Aussage der Untersuchung. Verschiedene Erosionsformen bzw. Rutschungstypen reagieren auf die erwarteten Änderungen des Klimas sehr wahrscheinlich räumlich differenziert und unterschiedlich stark.

So könnte z. B. der Rückgang von Schneeniederschlag in den tieferen Lagen auch einen Rückgang der Blaikenbildung durch Schneeschurf verursachen. Höhere Bodentemperaturen infolge der allgemeinen Erwärmung würden aber verstärktes Schneegleiten in den generell schneereicheren Hochlagen und dadurch dort wieder mehr Schneeschurf bewirken. Wo der Boden durch Schneegleiten fehlt, können keine spontanen Rutschungen im engeren Sinne auftreten.

Spontane Lockergesteinsrutschungen i.e.S. (Hangrutschungen) dürften sehr stark auf den Sättigungszustand des Bodens reagieren (Iverson et al., 1997), der nicht nur von der Niederschlagsintensität abhängt, sondern auch von der Vorfeuchte und damit auch von der Dauer des Niederschlags bestimmt wird. Die Schwellenwerte der Dauer und Intensität der auslösenden Niederschläge sind eine Frage des Vorregens bzw. der Vorfeuchte (Corominas & Moya, 1999). Nicht bei jedem Starkregenereignis treten auch gehäuft Rutschungen auf, auch wenn es in den Gerinnen zu Murgängen kommt (Coe et al. 2008, Kean et al. 2011). Die Niederschlagsdauer-/intensitätskurven der Rutschungen (Hangmuren) auslösenden Niederschlagsereignisse aus verschiedenen Regionen der Erde haben ein deutlich unterschiedliches Niveau (Giannecchini 2006, Guzetti et al. 2008). Die Vorfeuchte und die Reaktion auf die Vorfeuchte werden also vom saisonalen durchschnittlichen Niveau des Niederschlags bestimmt, und damit sind Schwellenwerte

vom Klima im engeren Sinn abhängig. Der Vorregen ist jedoch im Verhältnis zur Niederschlagsintensität am Ereignistag ein sekundärer Faktor (Wallner, 2012). Andere Prozesse wie z. B. Muren dürften im Vergleich zu Rutschungen stärker direkt auf die Niederschlagsintensität reagieren und auch bei geringer Wassersättigung der Böden auftreten, da Starkniederschläge hoher Intensität rascher oberflächennah abfließen, die Sedimente in den Gerinnen mobilisieren und die Ufer erodieren.

## 5. Das Rutschungsinventar und das Untersuchungsgebiet

Zur Beantwortung der Forschungsfragen mit statistischen Methoden auf der Basis von GIS-Modellierungen und -Analysetechniken ist ein Rutschungsinventar erforderlich.

Ein Rutschungsinventar ist eine Datenbank mit Angaben darüber, wo und wann sich Rutschungen ereignet haben. Im einfachsten Fall ist das eine Tabelle. Oder es kann sich um komplexe relationale Geodatenbanken handeln.

In Österreich gibt es keine zentral koordinierte, einheitliche und systematische Erfassung von Naturgefahren-Ereignissen und der durch sie verursachten Schäden (Perzl & Walter, 2012). Nicht nur die historischen Quellen sind unbefriedigend. Auch heute noch erfolgt die Erfassung von Schäden durch Naturgefahren lückenhaft. Die Angaben über das Auftreten von Naturgefahrenereignissen und die von ihnen verursachten Schäden in verschiedenen Quellen weichen stark voneinander ab (vgl. Perzl & Walter 2012, Pfurtscheller & Thieken 2012).

Vor allem die spontanen Lockergesteinsrutschungen werden nur dann und lokal begrenzt in Ereignisdokumentationen (mit Ereignisinventuren) erfasst, wenn sie (besonders große) Schäden verursacht haben. Daher fehlen verwertbare statistische Zeitreihen über das Auftreten von spontanen Lockergesteinsrutschungen und ihre Schäden. Die Kompetenzzersplitterung sowie der Mangel an zuverlässigen Daten und Methoden für die Gefahrenbeurteilung haben auch dazu geführt, dass sich in Österreich kein integriertes System der Risikoplanung für diese Massenbewegungen etabliert hat (BMLFUW 2011, Rudolf-Miklau 2014).

Im Rahmen von C3S-ISLS wurde daher ein Rutschungsinventar aufgebaut. Die C3S-ISLS-Rutschungsinventur kombiniert je nach der räumlichen Erfassungsebene die beiden Hauptmethoden der Erfassung von Rutschungen, die Ereignisinventur und die geomorphologische Inventur (Malamud et al., 2004).

Eine Ereignisinventur erfasst schon während oder kurz nach einem Rutschungen auslösenden Ereignis alle Rutschungen in einem bestimmten Gebiet. Dadurch können die Rutschungen im besten Fall einem genauen Ereigniszeitpunkt, auf jedem Fall aber einem auslösenden Niederschlagsereignis zugeordnet werden.

Bei einer geomorphologischen oder historischen Rutschungsinventur wird in einem bestimmten Gebiet das Auftreten von Rutschungen anhand von Spuren im Gelände und an der Vegetation festgestellt. Die Rutschungen können nicht mehr einem bestimmten auslösenden Ereignis zugeordnet werden, es sei denn, es gibt historische Quellen (Berichte) mit Lagebeschreibungen, die eine räumlich-zeitliche Zuordnung erlauben.

Geomorphologische Inventuren setzen meist die stereoskopische oder nicht-stereoskopische Luftbildinterpretation als effizientestes Mittel zum Auffinden von Anzeichen vergangener Rutschungsereignisse, manchmal kombiniert mit anderen Verfahren wie terrestrische Kartierung, ein.

Stehen Luftbild-Zeitreihen zur Verfügung, dann kann man bei geomorphologischen Inventuren das Auftreten der Rutschungen der Periode zwischen den Aufnahmen der Luftbildserien zuordnen. Voraussetzung ist, dass man den Aufnahmezeitpunkt der im Foto abgebildeten Fläche kennt. Bei der Verwendung von Orthofotos, die aus verschiedenen Flügen generiert wurden, müssen die Trennlinien (seamlines) zu Verfügung stehen, die Bereiche unterschiedlicher Aufnahmen umgrenzen.

[Guzetti \(2006\)](#) und [Guzetti et al. \(2012\)](#) unterscheiden saisonale und multi-temporale geomorphologische Rutschungsinventuren. Der Unterschied liegt nur in einer kürzeren oder längeren Beobachtungsperiode. Der Begriff multi-temporale Rutschungsinventur im Sinne von [Guzetti et al. \(2012\)](#) umfasst auch, dass nicht nur das erstmalige Auftreten einer Rutschung, sondern auch die weitere Entwicklung der Rutschung aufgezeichnet bzw. kartiert wird.

Eine sogenannte Archiv-Inventur ist eine spezielle Form der Ereignisinventur. Dabei werden die in verschiedenen Archiven (Datenbanken) dokumentierten Ereignisse aus Ereignisinventuren, aber auch aus anderen Primärquellen wie Medienberichten oder wissenschaftlichen Arbeiten zusammengestellt, geprüft, zeitlich und räumlich verortet und in eine Datensammlung (Datenbank) übernommen ([Guzetti et al. 2000](#), [Guzetti et al. 2012](#)). Eine Archivinventur kann auch geomorphologische Inventuren integrieren. Der Zweck einer Archivinventur besteht aber meistens darin, Ereignisse zu erhalten, die einem bestimmten Ereigniszeitpunkt aus Ereignisinventuren zugeordnet werden können. Nur mit solchen Ereignisdaten können die meteorologischen Vorbedingungen und die auslösenden Ereignisse der Rutschungen bestimmt werden.

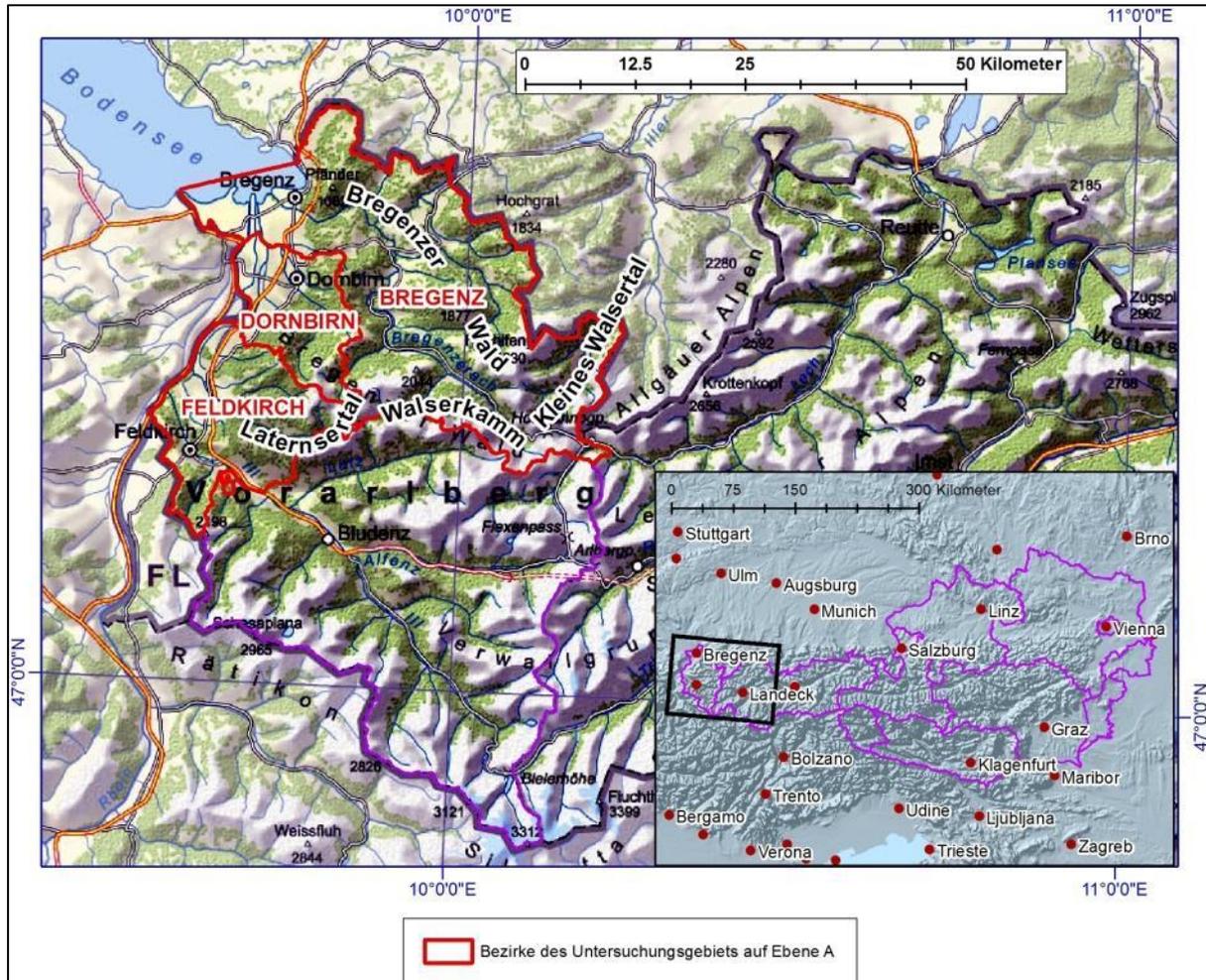
Die C3S-ISLS Rutschungsinventur kombinierte eine Archiv- und eine multi-temporale geomorphologische Inventur. Das C3S-ISLS-Rutschungsinventar hat drei räumliche und inhaltliche Erfassungsebenen ([Perzl et al., 2015](#)):

- Inventurebene A: Archivdaten-Inventur
- Inventurebene B: multi-temporale geomorphologische Rutschungsinventur
- Inventurebene C: spezielle Erhebungen/Kartierungen in ausgewählten Untersuchungsgebieten

### 5.1. Die Rutschungsinventur auf Ebene A

Auf Erfassungsebene A wurde eine sogenannte Archivdaten-Inventur für die Region "Nordvorarlberg" durchgeführt. Räumlich umfasst die Ebene A drei unmittelbar benachbarte politische Bezirke im Bundesland Vorarlberg, Österreich, die Bezirke Bregenz, Dornbirn und Feldkirch ([Abbildung 5-1](#)). Die drei Bezirke liegen im Norden Vorarlbergs. Sie umfassen eine Fläche von 1.310 km<sup>2</sup>. Die geografischen Hauptregionen sind der Bregenzerwald, das Kleine Walsertal, das Laternsertal und der Vorarlberger Teil des Rheintals.

Abbildung 5-1: Lage des Untersuchungsgebiets, Inventurebene A



Das nördliche Vorarlberg hat ein kühl-humides Randalpenklima und ist aufgrund seiner Staulage sehr niederschlagsreich mit schneereichen Wintern (Markart et al., 2007). Die Niederschläge der Wetterfronten aus dem Nordwesten stauen sich an dem das Gebiet nach Süden begrenzenden Walsenkamm, einem Gebirgszug mit bis zu 2.400 m hohen Gipfeln. Die langjährigen mittleren Jahressummen der Niederschläge liegen je nach Seehöhe zwischen rund 1.200 und 2.400 mm. Nur der östliche Rand des Untersuchungsgebiets, das Rheintal und seine rechte Flanke in den Bezirken Feldkirch und Dornbirn, ist etwas gegen den Nordwesten abgeschirmt, und dadurch niederschlagsärmer und milder. Geologisch liegt die Region in der alpinen Molassezone, dem Helvetikum und dem Penninikum. Nach Süden schließt die Lechtal-Decke der nördlichen Kalkalpen an.

Bei der Inventur auf Ebene A wurden für diese drei Bezirke alle Rutschungsereignisse erfasst, in die Datenbank eingepflegt, sowie mit Hilfe der Lagebeschreibungen<sup>1</sup> und der Orthofotoserien des Landes Vorarlberg verortet, die in der Literatur und den verfügbaren Naturgefahren-Datenbanken nachvollziehbar dokumentiert sind. Die

<sup>1</sup> Genauere Lagekoordinaten finden sich in den (historischen) Archivdaten nur selten. Erst seit Inbetriebnahme der Online-Ereignisdokumentation des forsttechnischen Dienstes der Wildbach- und Lawinerverbauung (WLVB) mit einem Web-Map-Service im Jahr 2005 anlässlich des Starkregenereignisses von August 2005 werden Rutschungen (Schadensereignisse) systematisch auch mit Koordinaten genauer verortet.

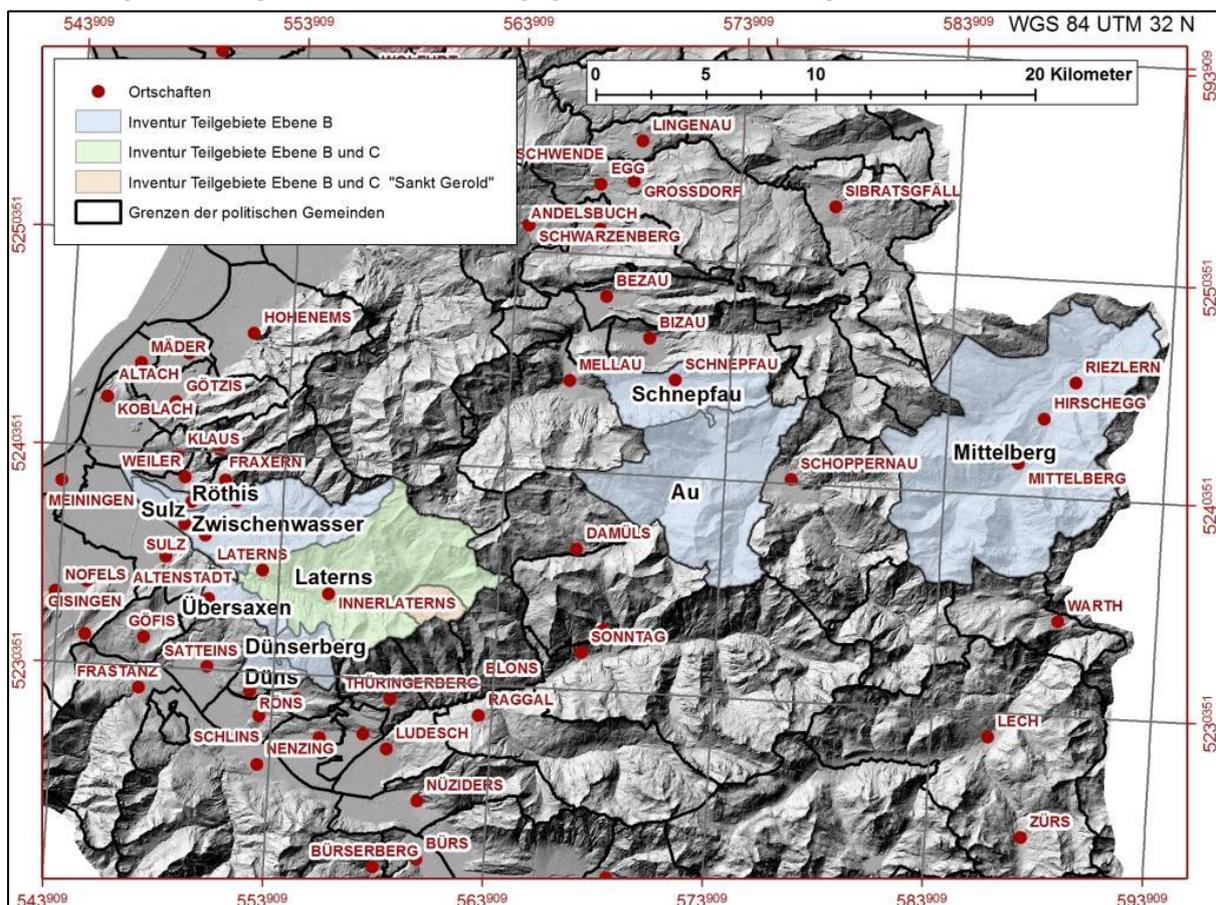
Datenquellen sind in [Perzl et al. \(2015\)](#) angegeben. Die Verortung der Ereignisse erfolgte auf Ebene A nur mit einem sogenannten INFOPOINTA mit unterschiedlicher Genauigkeit je nach Art und Qualität der Angaben in den Archivdaten und den sich daraus ergebenden Möglichkeiten. Der INFOPOINTA ist eine Punktverortung der Hauptablagerung der Gleitscholle eines Rutschungsereignisses. Er kann aber auch – je nach Situation – die Anbruchfläche der Rutschung oder die Konzentration von Fließablagerungen einer Hangmure markieren ([Abbildung 52-2](#)).

Die Rutschungsinventur auf Ebene A ist für die gegenständliche Untersuchung nicht von zentraler Bedeutung, da nur ein geringer Teil der insgesamt erfassten Rutschungen über Archivdaten zeitlich und räumlich verortet werden konnte. Die Methodik baut auf dem Vergleich der zeitlich-räumlichen Dichte des erstmaligen Auftretens von Rutschungen in den Perioden zwischen jeweils zwei zeitlich aufeinanderfolgenden Luftbildserien im Untersuchungsgebiet auf Erfassungsebene B auf.

## 5.2. Die Rutschungsinventur auf Ebene B

Das für diese Untersuchung entscheidende Hauptverfahren der räumlichen Verortung und zeitlichen Eingrenzung spontaner Lockergesteinsrutschungen war die Inventur auf Ebene B, die flächendeckende, monoskopische Interpretation von neun Luftbildserien, die das Land Vorarlberg zur Verfügung stellte. Diese Luftbildinterpretation umfasste die Gebiete von zehn politischen Gemeinden im Untersuchungsgebiet auf Ebene A sowie Teile einer Gemeinde außerhalb dieser Bezirke ([Abbildung 52-1](#), [Tabelle 52-3](#)).

[Abbildung 52-1](#): Lage des Untersuchungsgebiets, Inventur Teilgebiete Ebenen B und C



Die visuelle Interpretation von Luftbildern ist die wichtigste und am häufigsten verwendete Methode zur Verortung bzw. Kartierung von Rutschungen (Guzetti et al., 2012). Am besten eignet sich dazu die stereoskopische Betrachtung von digitalen georeferenzierten Farbluftbildern durch geübte Geomorphologen. Ohne Möglichkeit zur dreidimensionalen Betrachtung des Geländes, also nur mit einfachen Luftbildern oder Orthofotos, ist das Erkennen und Klassifizieren von Rutschungen um einiges schwieriger (Fiorucci et al., 2011). Die monoskopische Auswertung von vorhandenen digitalen Orthofotos in einem GIS-System on-screen ist aber die effizienteste Methode der großflächigen Erfassung von Rutschungen. Einfache, aber hochauflösende Farbluftbilder sind für die Kartierung von noch nicht verwachsenen Rutschungen ausreichend (Fiorucci et al., 2011). Bei den Auswertungen konnten wir feststellen, dass es vor allem auf die geometrische und radiometrische Auflösung der Luftbilder ankommt, während die spektrale Auflösung der Luftbilder sekundär ist (Perzl et al., 2015). Unterstützung bieten auch Relief-Schummerungen aus hochauflösenden digitalen Geländemodellen (DGM), die durch Airborne Laser Scanning entstanden sind (Guzetti et al., 2012). Sie können den fehlenden dreidimensionalen Eindruck bei der monoskopischen Interpretation von Luftbildern kompensieren. Die verfügbaren zwei Modelle des Landes Vorarlberg (die Befliegungen 2004 und 2011) sowie teilweise auch die daraus gewonnenen Gelände-Differenzmodelle wurden dazu genutzt.

Tabelle 52-1 ist eine Liste der verwendeten Luftbildzeitreihen (Orthofoto-Serien). Die Serie "EOPV2005" wurde unmittelbar nach dem Starkregen im August 2005 aufgenommen. Die Befliegungen konzentrierten sich auf schmale Streifen entlang der großen, Hochwasser führenden Flüsse und Bäche. Die Serie deckt also das Untersuchungsgebiet nicht vollständig ab. Zudem verzerrt diese Serie die Erfassung der Rutschungen, indem die noch frischen Rutschungen auf diesen Bildern besonders deutlich zu sehen sind. Diese Verzerrung konzentriert sich aber auf kleine Areale vor allem im Siedlungsgebiet. Dort werden Flurschäden durch Rutschungen sehr rasch behoben und sind auf Luftbildern, die nicht unmittelbar nach dem Ereignis entstanden sind, oft nicht mehr sichtbar. Das wurde bei der Auswertung berücksichtigt.

Tabelle 52-1: Luftbildmaterial für die Inventur

Digitale Orthophoto-Serie (Kurzbezeichnung)	Bild-Maßstab	Auflösung		Aufnahmejahre (kleine Bereiche)
		geometrisch	spektral	
Orthophoto Vorarlberg 1950 Series (OPV195X)	11,800 - 28,000	25 cm	BW	1950, 1951, 1953, 1954, (1965, 1967, 1972)
Orthophoto Vorarlberg 1970 Series (OPV197X)	13,500 - 28,000	25 cm	BW	(1950, 1965), 1967, 1970, 1972, 1973
Orthophoto Vorarlberg 1980 Series (OPV198X)	9,800 - 53,000	20 cm	CIR	1984, 1985, (1994, 1996)
Orthophoto Vorarlberg 1990 Series (OPV199X)		50 cm	BW	1987, 1994, 1995
Orthophoto Vorarlberg 2001 Series (OPV2001)	10,000	25 cm	CIR	2001, (2002)
Event Orthophoto Vorarlberg HW 2005 Series CIR (EOPV2005)	15,000	25 cm	RGB	2005-08-25, 2005-08-29
Orthophoto Vorarlberg 2006 Series (OPV2006)	10,000	25 cm	RGB	2006
Orthophoto Vorarlberg 2009 Series (OPV2009)		12.5 cm	RGB	2009
Orthophoto Vorarlberg 2012 Series (OPV2012)		12.5 cm	RGB	2012

BW Schwarz-Weiß-Bilder (panchromatisch), RGB Echtfarben-Bilder, CIR Farb-Infrarot-Bilder

Die Qualität der Luftbildserien ist unterschiedlich und mit einer Ausnahme, der Serie 199X, befriedigend bis sehr gut. Die Serie OPV199X hat nicht nur eine sehr schlechte Bildqualität, sondern auch eine Genauigkeit der Orthorektifizierung mit einem Lageversatz von bis zu 15 m. Daher konnten auf dieser Bildserie nur sehr wenige Rutschungen identifiziert werden. Das schränkt die tatsächliche Anzahl der flächendeckend verfügbaren Zeitschnitte weiter auf 6 Perioden ein und erweitert die Periodenlängen.

Bei der Erfassung der Rutschungen unterscheidet das C3S-ISLS-Rutschungsinventar auf allen Ebenen zwischen einem Rutschungsereignis und einer Rutschung. Das Rutschungsereignis bildet im Sinn der Datenstruktur einer relationalen Datenbank den Hauptdatensatz. Ein Rutschungsereignis umfasst eine oder mehrere Rutschungen, die im zeitlichen, räumlichen und kausalen Kontext zusammenhängen, und den gleichen Schaden verursachen. Als Rutschungsereignis wird nur das erstmalige<sup>2</sup> Auftreten eines Anbruchs erfasst. Nachbrüche von Anbruchsflächen sind keine eigenen Rutschungsereignisse. Eine Rutschung ist definiert über eine räumlich differenzierbare Anbruchsfläche. Sie ist eine Relation des Rutschungsereignisses.

Die verschiedenen Ereignis- und Rutschungsmerkmale wurden in zwei getrennten Datenhaltungssystemen verarbeitet, einer MS-Access Datenbank und einer ESRI File Geodatabase. Als Hauptsystem wurde eine relativ einfach aufgebaute MS-Access-Datenbank genutzt und erweitert, die am Institut für Naturgefahren des BFW zur Verwaltung einer österreichweiten Naturgefahren-Ereignissammlung verwendet wird. In dieser Datenbank werden der größte Teil der ereignisbeschreibenden Attribute und die Metadaten verwaltet. Die Geodatabase enthält die Geometrien der Entitäten (Feature Types) der morphologischen Rutschungselemente, und die damit unmittelbar verbundenen Attribute. Die Daten sind über die von der MS-Access-Datenbank vergebenen Schlüssel verknüpft.

Diese Struktur hat sich aus den verschiedenen existierenden Ereignisdatenbanken entwickelt, die für C3S-ISLS genutzt wurden. Sie hat sich als einfach in der Bedienung und als sehr flexibel erwiesen. Sie zwingt jedoch zu einem sehr genauen Arbeiten und zu laufender Kontrolle, da die Schlüssel manuell übertragen werden.

Auf der Ebene B wurden zusätzlich zum INFOPOINTA folgende Feature Types erfasst:

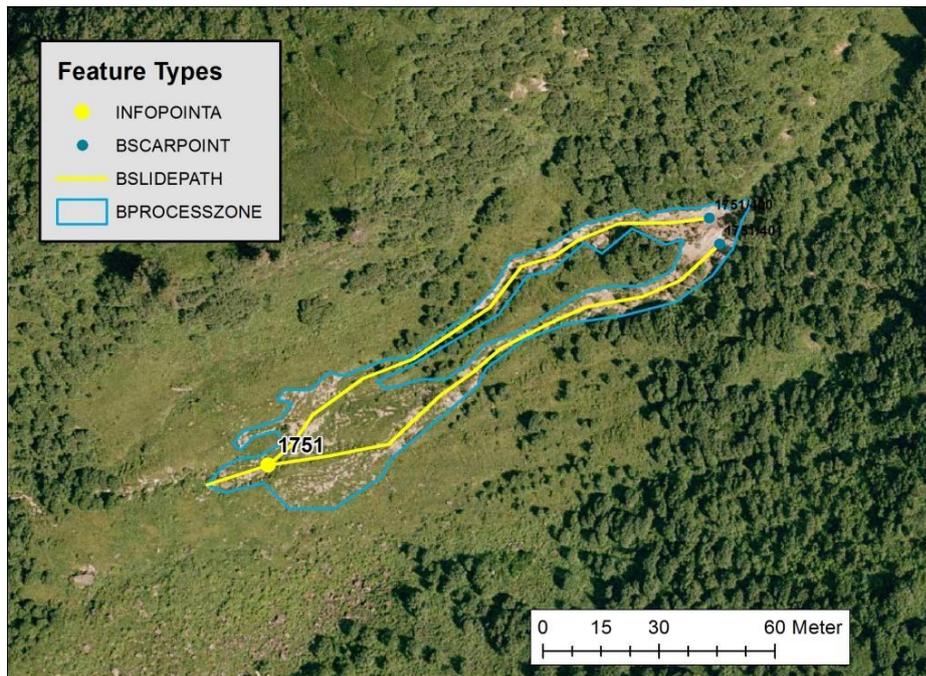
- der BSCARPOINT
- der BSLIDEPATH
- die BPROCESSZONE

[Abbildung 52-2](#) zeigt diese Feature Types der Rutschungskartierung auf Ebene B am Beispiel einer Hangmure (eine Fließrutschung mit Ansätzen zum Rinnenanbruch) aus zwei unmittelbar aneinander grenzenden, aber geomorphologisch durch einen Sporn getrennten Anbruchsflächen. Die zuerst getrennten Muren vereinigten sich in der Ablagerungszone.

---

<sup>2</sup> Eine Ausnahme bilden im Datenmodell permanente Rutschungen. Bei permanenten Rutschungen ist jede wahrnehmbare aktive Phase ein Ereignis.

Abbildung 52-2: Feature Types der Rutschungskartierung auf Ebene B



Der INFOPOINTA dient der Grobverortung eines Naturgefahren-Ereignisses. Er wird auch auf der Inventurebene A bevorzugt im Ablagerungsbereich gravitativer Prozesse gesetzt. In der [Abbildung 52-2](#) ist er mit der Ereignis-Nummer (EVENTID) der Rutschungsereignisses beschriftet.

Der BSCARPOINT ist eine Punktverortung der Anbruchsfläche. Jede Anbruchsfläche eines Rutschungsereignisses, auch sekundäre Anbrüche in der Transportzone, wurde mit einem BSCARPOINT markiert. Er wird ins Zentrum der Anbruchsfläche im Bereich der tiefsten Stelle der Bruchmuschel gesetzt. Der BSCARPOINT ist das entscheidende Feature für die Analyse der geomorphologischen Verhältnisse, der Landnutzung und der Landbedeckung (Vegetation) in Bezug auf Rutschungsanbrüche.

Der BSLIDEPATH ist eine vereinfachte Darstellung der Massentransportzonen nach dem Konzept der Fahrböschungslinie von [Heim \(1932\)](#). Dieser Feature Type wurde kartiert, um mit den Daten einfache Reichweitenmodelle kalibrieren zu können.

Die BPROCESSZONE ist die Prozessumhüllende der Massenbewegung. Dieser Feature Typ kann für die Entwicklung und Evaluierung von Ausbreitungsmodellen genutzt werden.

Es konnten nicht für jedes Rutschungsereignis alle Feature Types der Ebene B kartiert werden. Das hängt von der Sichtbarkeit der Prozesszonen ab. Wenn z. B. Rutschungen auf einer Wiese am Rand des darunter liegenden Waldgeländes anbrechen, dann ist oft die Transportzone unter den Bäumen nicht mehr sichtbar. In diesen Fällen kann nur ein "Anbruchspunkt" zuverlässig gesetzt werden, und die Prozessumhülle repräsentiert nur die Anbruchsfläche mehr oder weniger vollständig. Attribute beschreiben die Zuverlässigkeit der Ansprache des Prozesstyps und die Vollständigkeit der kartierten Features.

Für die gegenständliche Untersuchung ist der BSCARPOINT der entscheidenden Feature Type. Mit dem BSCARPOINT kann die räumliche und zeitliche Dichte des Auftretens von Rutschungsanbrüchen in verschiedenen Landnutzungseinheiten festgestellt werden. [Tabelle 52-2](#) beschreibt die Attribute des BSCARPOINTS.

**Tabelle 52-2: Attribute des Feature Types BSCARPOINT**

BSCARPOINT Field Name	Field Type	Content - source
	Field Value	Domain
OBJECTID*	PrimaryKey*	OBJECT ID of the feature.
EVENTID	Long Integer	Event identifier according to the BFW-ND database event record. In case of PROCESS types 40 to 90 EVENTID is empty.
SLIDEID	Long Integer	Slide identifier according to the BFW-ND database landslide record. In case of PROCESS types 40 to 90 SLIDEID is empty.
PROCESS	Long Integer	Type of erosion phenomenon. Database Domain: "Process"
	10	slide
	40	snow (topsoil stripping by snow cover forces)
	50	ungulates (erosion caused by ungulates)
	60	excavation (for terrain leveling, construction)
	80	no decision
PRELIABILITY	Long Integer	The reliability of the process attribution. Database Domain: "Reliability":
	1	high
	2	medium
	3	low
VISIBILITY	Long Integer	The visibility of the slide or erosion scar on the aerial image (orthophoto). Database Domain: "Visibility"
	1	total (1)
	2	parts of feature (2)
	3	not visible - localization with event photo (3)
	4	not visible - localization with description (4)
	5	not visible - localization with DTDm (5)
SCARWIDTH	Long Integer	Maximum width of the erosion scar [m].
SCARLENGTH	Long Integer	Maximum length of the erosion scar [m].
SCARDEPTH	Double	The maximum depth of the slide scar (Dr or Drv) according to the information in database records.
ASCARDEPTH	Double	The average depth of the main scarp according to the information in database records.
VERTICALDEPTH	Long Integer	Was the scar depth measured in vertical direction? Database Domain "YesOrNo"
	0	No
	1	Yes
	2	Unknown
OPDATEFIRST	Date	The capture date of the aerial image (orthophoto) on which the erosion scar is recognizable first according to the seamlines. In case of a scar only identified from aerial image evaluation this date corresponds to the "Date_until" field of the master table of the BFW-ND database. Notice: this database field only refers to aerial image (orthophoto) evaluation, but not to other remote sensing imagery.
OPDATEPRIOR	Date	The capture date of the image which was made prior to the image on which the erosion scar is visible first according to the seamlines. Notice: This is not the "Date_from" entry of the BFW-ND Database in each case. This database field only refers to aerial image (orthophoto) evaluation, but not to other remote sensing imagery.

Das Absuchen des Geländes nach Rutschungen erfolgte auf Ebene B in einem Betrachtungsmaßstab des Luftbildes von 1:1.000. Zur systematischen Organisation der Luftbildinterpretation wurden die Kacheln eines quadratischen GRIDS mit 400 m Seitenlänge verwendet. Während der Bildinterpretation wurden die GRID-Kacheln in Zonen unterschiedlicher Luftbildqualität und somit Sichtbarkeit der Rutschungen eingeteilt. Die Kartierung der Features erfolgte im Betrachtungsmaßstab 1:400.

Insgesamt wurde auf Ebene B eine Fläche von 249,4 km<sup>2</sup> bearbeitet. Es wurden 2.379 Anbruchflächen von Rutschungen der betrachteten Rutschungsprozesse kartiert bzw. mit BSCARPOINTS markiert (Tabelle 52-3, Abbildung 52-3). Diese Zahl enthält auch die auf Ebene C im Laternsertal nur aus den Differenzmodellen identifizierten Rutschungen im Wald. Es handelt sich insgesamt um 35 Rutschungsanbrüche.

Abbildung 52-3: Lage der Rutschungsanbrüche (BSCARPOINTS) in den Inventurregionen B

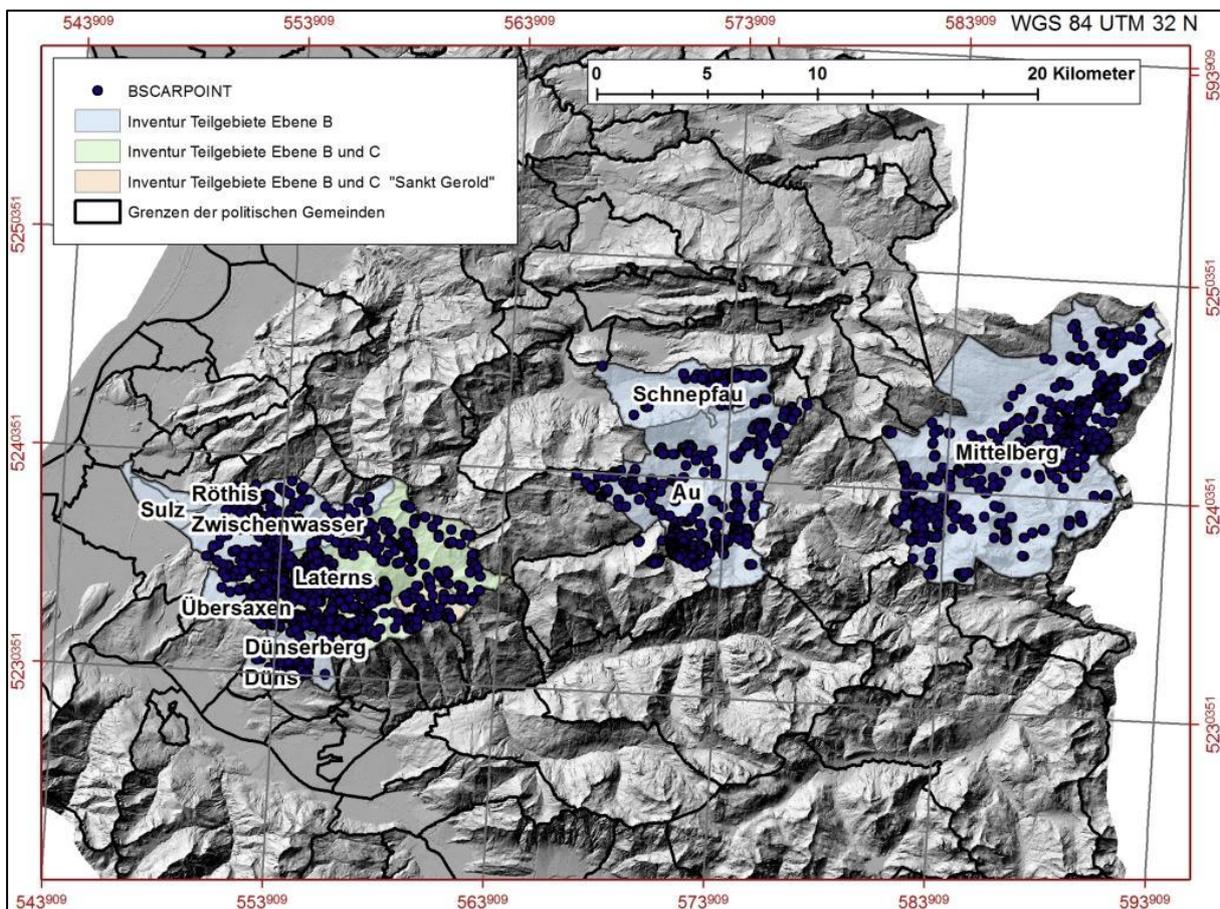


Tabelle 52-3: Anzahl der auf Ebene B kartierten Rutschungsereignisse und Rutschungen

Teilgebiet (Gemeinde)	Kartierte Fläche [km <sup>2</sup> ]	Anzahl der erhobenen Rutschungsereignisse und Rutschungen			
		Rutschungsereignisse A + B + C		Spontane Rutschungen aus Archiven	Anbruchsflächen (SCARPOINTS) B + C
		Alle Typen	Alle spontanen Hang-/Uferrutschungen		
Düns	3,5	24	23	3	23
Dünserberg	5,6	72	71	19	77
Laterns	43,8	658	628	152	708
Röthis	2,7	10	9	0	8
Sulz	3,0	0	0	0	0
Übersaxen	5,8	62	62	12	76
Zwischenwasser	22,6	211	210	14	251
Mittelberg	96,9	566	544	75	640
Au	45,0	408	392	61	446
Schnepfau	16,5	72	71	42	82
St. Gerold*	4,0	43	43	10	68
Σ	249,4	2.126	2.053	388	2.379

\* die Erhebung umfasste nur einen Teil des Gemeindegebiets von St. Gerold im Einzugsgebiet Laternsertal

Die bei der Luftbildinterpretation aufgenommenen Rutschungen wurden mit den Ereignissen aus der Archiv-Inventur abgeglichen, um Redundanzen zu vermeiden und eine möglichst hohe Anzahl an räumlich und zeitlich genau definierten Ereignissen zu erhalten. Nur 388 (18,9 %) der 2.053 erfassten Ereignisse in den Teilgebieten auf Ebene B stammen aus Archivdaten. Diese Zahl ist nur deshalb relativ hoch, weil nach den Starkregenereignissen im Mai 1999 und im August 2005 in Teilgebieten der C3S-ISLS-Inventur auf Ebene B vom BFW Ereignisinventuren durchgeführt wurden (Andrecs et al. 2002, Markart et al. 2007). 370 dieser 388 Archivdatensätze (95,4 %) stammen aus diesen beiden Sondererhebungen. Es wurden im Durchschnitt 9,5 Anbruchsflächen pro km<sup>2</sup> identifiziert. Die Anbruchsflächen der Rutschungen wurden auf Ebene B nicht kartiert. Diese Kartierung war Bestandteil von Detailuntersuchungen auf Ebene C.

### 5.3. Detail-Untersuchungsgebiet auf Ebene C

Die gegenständliche Untersuchung zählt zu den detaillierten Erhebungen in Gebieten der Ebene B, die beim Projekt C3S-ISLS als Ebene C bezeichnet werden.

Dazu zählen auch genauere Kartierungen der Rutschungsanbruchsflächen als Teil des Rutschungsinventars auf der Basis von Geländedifferenzmodellen sowie terrestrische Aufnahmen und experimentelle Untersuchungen (Bodenerhebungen, Geoelektrik Rammsondierungen, Beregnungsversuche) im Laternsertal.

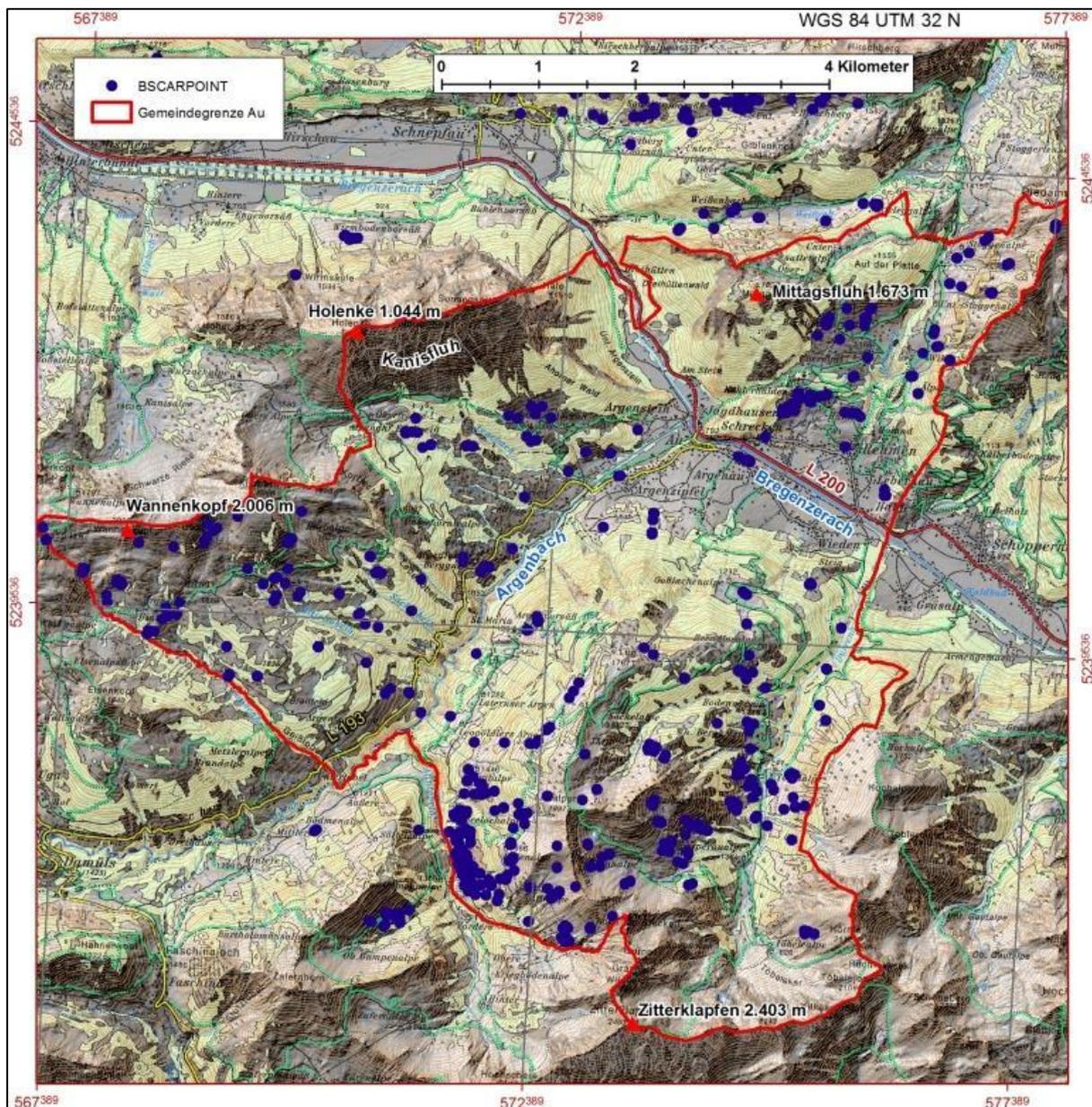
Als Untersuchungsgebiet für die gegenständliche Untersuchung wurde eine der politischen Gemeinden aus der Inventurebene B ausgewählt, die Gemeinde Au im Bregenzerwald. Die Gründe für diese Wahl waren:

- 1) Die stärkere Differenzierung der Rutschungsdichte nach geologischen Einheiten.
- 2) Die starke kleinflächige Durchmischung verschiedener Landnutzungsformen (vor allem Wald und Weideland) sowie die geringe Änderung der traditionellen Bewirtschaftung.

Die Gemeinde Au wird von der von Südost nach Nordwest fließenden Bregenzerache in einen nördlichen und einen südlichen Teil gegliedert (Abbildung 53-1). An der Bregenzerache liegt auf halber Strecke an der Bregenzerwald Landesstraße L200 der besiedelte Ortskern auf ca. 800 m Seehöhe. Der südliche Teil des Gemeindegebiets wird durch das Tal des Argenbaches in eine westliche und eine östliche Hälfte geteilt. Entlang des Argenbaches verläuft die Faschinastraße L193, die Au mit der Gemeinde Damüls verbindet, und weiter über das Furkajoch in das Laternsertal führt.

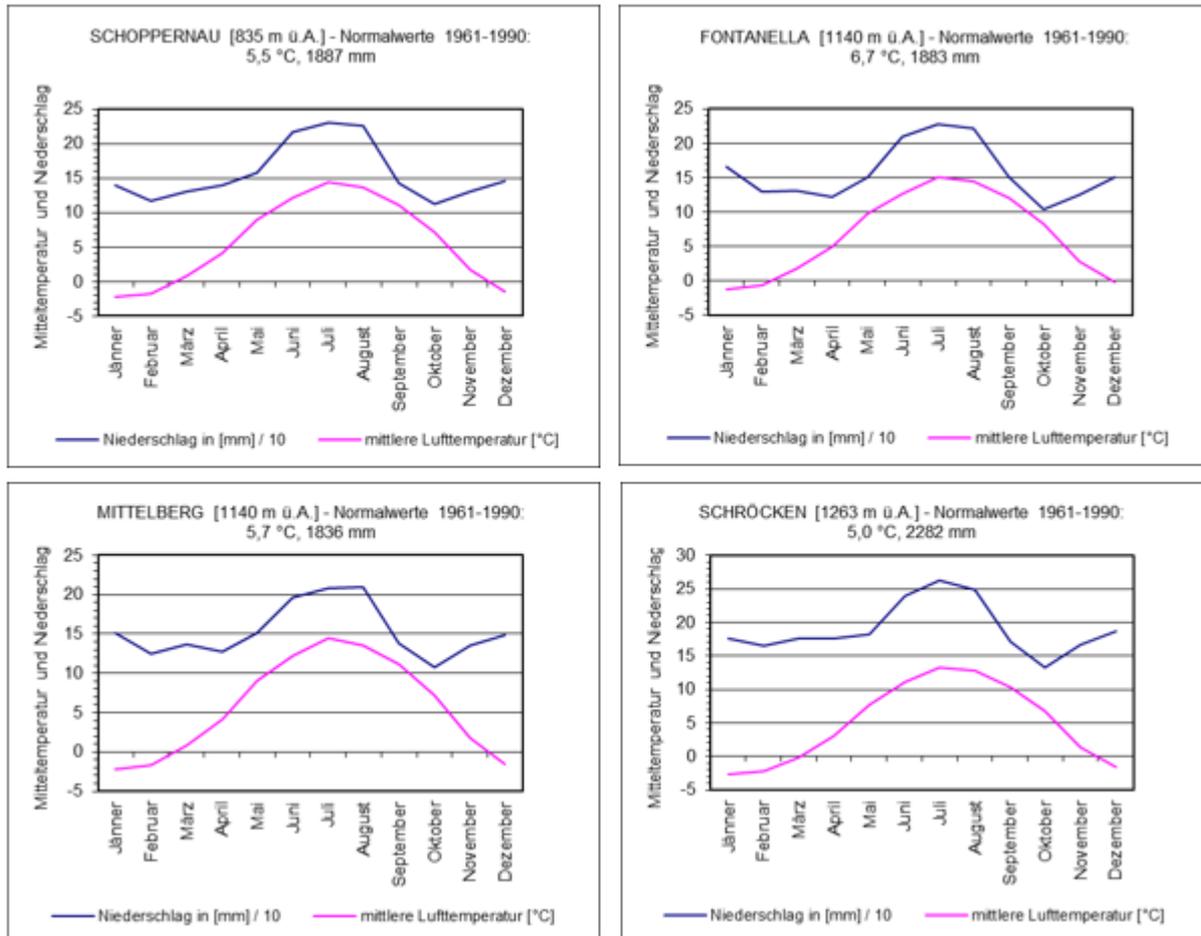
Der nördliche Teil (westlich vom Argenbach und nördlich von der Bregenzerache) der Gemeinde Au gehört geographisch zum Hinteren Bregenzerwald (Hinterwald), der südwestliche zum Walserkamm. Die Gemeinde erstreckt sich von 750 m Seehöhe bei der Bregenzerache bis zum Gipfel des Zitterklapfen auf 2.403 m. Der Median der Seehöhe beträgt rund 1.380 m. Der Median der Hangneigung bei einer Auflösung des DGMs von 5 m ist 29°. 50 % der Fläche der Gemeinde Au sind über 29° steil.

Abbildung 53-1: Topografische Übersicht der Gemeinde Au (Topografie ÖK 50, BEV)



Für die Mess-Station Au des Hydrographischen Dienstes (HD) gibt es nur Normalwerte des Niederschlags. Die mittlere Jahresniederschlagssumme 1961-1990 beträgt 1.969 mm. Die [Abbildung 53-2](#) zeigt den Jahresverlauf der Niederschlagssumme und der mittleren Lufttemperatur im langjährigen Mittel der nahe gelegenen Stationen Schoppernau, Fontanella, Mittelberg und Schröcken nach HD-Daten.

Abbildung 53-2: Jahresverlauf der Niederschlagssumme und der mittleren Lufttemperatur



Das Gebietsmittel der Jahresniederschlagssumme der Klimanormalperiode 1961-1990 von Au beträgt nach dem Regressionsmodell von [Markart et al. \(2007\)](#) ca. 2.200 mm. Die Niederschläge haben das schwächer ausgeprägte Sommermaximum der atlantisch beeinflussten Randalpen. Das Gebietsmittel der mittleren Jahres-Lufttemperatur liegt bei 3,7 °C.

Das Gemeindegebiet ist geologisch komplex aufgebaut ([Staudinger & Bischof, 2009](#)). Es besteht aus Kalkgesteinen des Helvetikums, Mergeln des Ultrahelvetikums, Flyschgesteinen des Penninikums sowie aus ostalpinen Schiefern, Mergeln, Kalken und Dolomitgesteinen ([Zacher 2008, Staudinger & Bischof 2009](#)).

Das Helvetikum und Ultrahelvetikum westlich der Linie des Argenbachs von der Mittagsfluh über die Kanisfluh zum Wannenkopf enthält mergelreiche Seewerkalke, Leimermergel, Kieselkalke der Drusbergschichten, Kalke und Schiefermergel der Palfris-Schichten, Zementstein und Quintner-Kalk ([Staudinger & Bischof, 2009](#)). Daran

schließt um den Argenbach und östlich vom Argenbach die Rhenodanubische Flyschzone an, die von Moränen, Gesteinen der Bleicherhorn-Serie (Grauwacke), Piesenkopf-Formationen (Kalk und Tonmergel) und Reiselsberger Sandsteinen dominiert wird. Der Bereich um den Zitterklapfen im Südosten liegt in der Allgäuer-Decke der nördlichen Kalkalpen des Ostalpinen-Systems mit Fleckenmergeln, Kössen-Schichten (Mergelkalk), Hauptdolomit und Plattenkalk.

Bereits die Verteilung der BSCARPOINTS über der Topografie lässt Konzentrationen der Rutschungsaktivität erkennen ([Abbildung 53-1](#)). Nur wenn solche Konzentrationen vorliegen, können Veränderungen bzw. Reaktionen von Bereichen mit großer oder kleiner Rutschungsdisposition festgestellt werden.

Die Gemeinde Au hat nach der Registerzählung 2014 der [Statistik Austria](#) 1.704 Einwohner. Wirtschaftlich ist die Gemeinde von der Bauwirtschaft, vom Tourismus und von der Land- und Forstwirtschaft geprägt. Die Agrarstrukturerhebung 2010 weist 106 land- und forstwirtschaftliche Betriebe aus, davon 41 Betriebe im Haupterwerb. Die Agrarquote beträgt rund 9 %.

In Au wird wie in noch vielen Gemeinden des Bregenzerwaldes die Drei-Stufen-Landwirtschaft betrieben ([Jeschke, 2012](#)). Die bergbäuerliche Betriebsorganisation hat drei Betriebsorte auf unterschiedlichen Seehöhenstufen, auf denen jahreszyklisch Mäh- und Weidewirtschaft betrieben wird. Dementsprechend gibt es auch drei Wohnsitze der bäuerlichen Familie, die während des Jahres von der ganzen Familie oder Teilen der Familie gewechselt werden, den Heimbetrieb im Tal, das Mai- oder Vorsäß und die Alpe, zuweilen auch mit einer Hochalpe. Daher gibt es sehr viele Flächen mit extensivem Weidebetrieb, die auch als Mähwiesen genutzt werden. Die Vorsäße sind zum Teil zu Dörfern konzentriert und werden heute auch zum Teil touristisch genutzt. In Au gibt es 9 Vorsäße und 21 Alpen ([Berchtel, zit. aus Jeschke 2012](#)). Wald, Mähwiesen und Weideflächen sind stark verzahnt. Eine Extensivierung des Weidebetriebs mit folgender Verbuschung (Verwaldung) und eine Reaktivierung der Beweidung (durch das Schwenden) wechseln sich oft innerhalb weniger Jahrzehnte auf kleinen Flächen mehrmals ab. Die Waldbewirtschaftung ist von kleinflächiger, plenterartiger Hiebsführung geprägt.

Aus diesen Bewirtschaftungsformen ergeben sich oft nur kleinflächige und geringfügige Wechsel der Landnutzung (Randlinieneffekte). Eine Reaktion von Veränderungen der Rutschungsdichte auf Veränderungen der Landnutzung ist daher nur dann zu erwarten, wenn der Einfluss der Landnutzung stärker auf die Rutschungsaktivität ist als die klimatischen Einflüsse.

## 6. Untersuchungsmethodik

### 6.1. Genereller Ansatz

Die Untersuchung basiert auf dem Vergleich der zeitlich-räumlichen Rutschungsdichte von Landnutzungseinheiten mit gleicher Rutschungsgrunddisposition der beiden durch Luftbild-Zeitschnitte definierten Perioden Oktober 1972 bis August 1985 (12,96 Jahre) und August 2001 bis August 2012 (10,97 Jahre) im Gemeindegebiet von Au.

Die Wahl dieser beiden Perioden ergab sich aus folgenden Kriterien:

- Bei Analysen, die primär auf einem multi-temporalen Rutschungsinventar beruhen, sollte zwischen den Vergleichsperioden ein deutlicher zeitlicher Abstand liegen. Mit den Daten multi-temporaler Rutschungsinventare können keine kontinuierlichen Zeitreihen der Rutschungsaktivität erstellt werden. Es ist nur möglich Zeitschnitte, also die gesamte Rutschungsaktivität in bestimmten Perioden, miteinander zu vergleichen. Auch die Landnutzung kann nur in Form eines für diese Perioden repräsentativen Zeitschnitts bestimmt werden. Um aus Zeitschnitten bei sich kontinuierlich ändernden Faktoren diese Veränderungen feststellen zu können, ist daher ein deutlicher zeitlicher Abstand der Perioden von Vorteil.
- Die Vergleichsperioden sollten nicht zu kurz und ungefähr gleich lang sein. Ein einziges extremes Starkregenereignis in einer Periode kann dazu führen, dass zahlreiche Rutschungen auftreten. Dieselbe Rutschungsdichte kann aber auch auf mehrere kleinere Ereignisse zurückgehen. Daher muss der Durchschnitt über eine längere Periode betrachtet werden. Bei längeren Perioden sind mit größerer Wahrscheinlichkeit Normalverteilung und Varianzhomogenität zu erwarten. Andererseits sollten innerhalb der Perioden die Änderungen der Landnutzung gering bzw. deutlich kleiner als zwischen den Vergleichsperioden sein. Gleich lange Perioden sind Voraussetzung für eine vergleichbare Wahrscheinlichkeit des Auftretens von auslösenden Wetterereignissen in den Perioden. Die Einhaltung dieser Kriterien erleichtert den Nachweis von Veränderungen.

Die beiden Vergleichsperioden ergeben sich aus diesen Kriterien und den zur Verfügung stehenden Luftbildserien. Für die Kartierung der Landnutzung sind orthorektifizierte Farb-Luftbilder besser geeignet. Schwarz-Weiß-Luftbilder enthalten weniger Information.

Die flächendeckend verfügbaren Orthofotoserien 195X, 197X, 198X, 199X, 2001, 2006, 2009 und 2012 ermöglichen maximal sieben Zeitschnitte mit unterschiedlichen Periodenlängen. Außerdem ist es möglich Serien zu überspringen und Perioden zusammenzufassen.

Eine optimale Konstellation besteht, wenn unter Berücksichtigung der obigen Kriterien jede Vergleichsperiode durch drei Luftbildserien abgedeckt ist. Eine Luftbildserie jeweils am Anfang und am Ende einer Periode ermöglicht die zeitliche Einordnung der Rutschungen und die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Rutschungsdichte. Eine Luftbildserie ungefähr in der Mitte der Periode repräsentiert die Landnutzung der

Periode. Diese ändert sich auch während der Periode. Sie kann aber nur in Form eines einmaligen Zeitschnitts berücksichtigt werden, da es sich um eine kategoriale Variable handelt. Optimal wäre es zudem, wenn diese Serie aus hoch aufgelösten Farb-Luftbildern von hoher Qualität besteht.

Die Serien 195X, 197X und 199X sind aber Schwarz-Weiß-Luftbilder. Die Luftbild-Serie 199X hat eine sehr schlechte Qualität. Auf dieser Serie konnten nur sehr wenige Rutschungen identifiziert werden. Das verzerrt die aus der Luftbildinterpretation bestimmte Rutschungsaktivität der Perioden 198X bis 199X, 199X bis 2001 und 198X bis 2001. Diese Serie ist als Periodengrenze und Periodenmitte bzw. als Basis für die Landnutzungskartierung nicht geeignet. Die verfügbaren Farb-Luftbildserien können für die Landnutzungskartierung nur genutzt werden, wenn die Landnutzung am Ende oder am Anfang der Periode für den Vergleich herangezogen wird. Damit innerhalb der Perioden keine zu starken Veränderungen vorliegen, dürfen sie aber wiederum nicht zu lang sein. Die beste Qualität hat die Luftbildserie 2012. Daraus ergeben sich die Vergleichsperioden 197X bis 198X und 2001 bis 2012. Für die Kartierung der Landnutzung mussten die Luftbildserien der Periodenenden verwendet werden.

Zur Beantwortung der Forschungsfragen sind folgende Arbeitsschritte erforderlich.

1. Die Festlegung der geeigneten räumlichen Auflösung für die Analyse und Ableitung der Rutschungsgrunddisposition und für die Erfassung der Landnutzung im Sinne einer "minimum mapping unit" (MMU).
2. Die Erarbeitung eines Grunddispositionsmodells der Rutschungsdisposition als Basis für die Stratifizierung der Landnutzungseinheiten.
3. Die Klassifizierung und flächendeckende Bestimmung der Grunddisposition.
4. Die Bestimmung der Landnutzungsänderungen zwischen den Vergleichsperioden.
5. Die Stratifizierung der Landnutzungsänderungen nach Grunddispositionsklassen.
6. Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Rutschungsdichten aus den Daten des Rutschungsinventars jeweils für die Vergleichsperioden 197X bis 198X und 2001 bis 2012.
7. Der statistische Vergleich der zeitlich-räumlichen Rutschungsdichten der Perioden auf Grundlage der stratifizierten Landnutzungsänderungen.
8. Ein Vergleich der klimatischen Verhältnisse und der Anzahl und Intensität der Starkregenereignisse als primäre Auslöser spontaner Lockergesteinsrutschungen.

## 6.2. Werkzeuge

Die Luftbildauswertungen und Datenaufbereitungen erfolgten mit der GIS-Software ArcGIS - ArcInfo 10.1 mit den integrierten Standardwerkzeugen.

Die statistischen Auswertungen und Tests erfolgten mit der Statistik Software IBM SPSS Statistics 19.

Die Orthofotoserien und digitalen Geländemodelle wurden im Rahmen des C3S-ISLS-Projekts vom Land Vorarlberg zur Verfügung gestellt.

### 6.3. Räumliche Auflösung

Bei der Analyse von räumlichen Zusammenhängen wie dem Zusammenhang von Rutschungsdichte, Rutschungsdisposition und Landnutzungsveränderungen kommt der räumlichen Auflösung des Geländemodells und der sogenannten "minimum mapping unit" (MMU) eine große Bedeutung zu.

Die räumliche Auflösung des Geländemodells ist vor allem dann von besonderer Bedeutung, wenn es sich um kleine Rutschungen mit starker Streuung der Größe der Anbruchflächen handelt (Mora et al., 2014). Das ist bei den im Untersuchungsgebiet kartierten spontanen Lockergesteinsrutschungen der Fall.

Die MMU ist die kleinste Größe, ab der ein Objekt der Realwelt noch als thematische Einheit einer Karte oder Statistik erfasst wird. Wenn ein Objekt diese Größe nicht erreicht, wird es als Teil einer anderen, umgebenden thematischen Einheit erfasst. Der Begriff wird meist nur im Zusammenhang mit Kartierungen verwendet. Aber auch Statistiken auf der Basis von Vollaufnahmen oder Stichproben erfordern die Definition der kleinsten Erfassungseinheit. Der Begriff wird primär für Vektordaten aber auch auf Rasterkarten angewendet.

Die MMU entscheidet neben thematischen Kriterien darüber, ob es zweckmäßig ist, vorhandene Karten (z. B. Landnutzungsklassifikationen) zu verwenden, oder ob solche Faktorenkarten für die Untersuchung erzeugt werden müssen. Sie beeinflusst damit auch den Arbeitsaufwand. Die Datenakquisition für räumliche Analysen findet in einem Spannungsfeld zwischen der erforderlichen "Genauigkeit" und den (verfügbaren) Arbeitsressourcen statt. Eine größere MMU führt in der Regel zu einer Unterschätzung der landschaftlichen Diversität und Fragmentierung (Saura, 2002). Daraus ergibt sich zwangsläufig eine geringere Sensitivität der Feststellung von Veränderungen und ihrer Wirkungen.

In der Regel führen Kartographen die gewählte MMU an. Die Begründungen der gewählten MMU beschränken sich jedoch meist auf Hinweise zur Auflösung und Lagegenauigkeit der verwendeten (verfügbaren) Fernerkundungs-Bilddaten, die von den Sensoren bestimmt wird. Thematische Begründungen und A-priori-Methoden zur Festlegung der räumlichen Auflösung in Bezug auf den Analysezweck finden sich wesentlich seltener (z. B. bei Stohlgren et al. 1997, Rutchey & Godin 2009). Für Vegetationskartierungen zur Feststellung von Änderungen der Vegetationstextur empfehlen Rutchey & Godin (2009) den Einsatz von "Skalogrammen". Auf Basis einer terrestrisch überprüften Luftbildinterpretation wurden die kartierten Einheiten in Rasterzellen verschiedener Größe transformiert. Mit Kurvendiagrammen kann die Abhängigkeit der Veränderung verschiedener Texturindizes von der Größe der Rasterzelle dargestellt werden. Sie konnten damit für ihr Testgebiet eine optimale Auflösung von 50 x 50 m bzw. 2.500 m<sup>2</sup> bestimmen. Das Verfahren erfordert aber zuerst eine ausreichend repräsentative und zuverlässige terrestrische Kartierung. Und eine homogene terrestrische Kartierung verlangt wiederum die Definition einer MMU, die eigentlich mit dem Verfahren festgestellt werden sollte.

Die publizierten Ansätze sind also sehr fachspezifisch, und sie gehen von einer "ground truth" Basis aus, die selbst subjektive Festlegungen enthält. Ihre Anwendung ist durch den damit verbundenen Aufwand beschränkt. Es gibt keine einfachen Daumenregeln. "Das zunehmende Bewusstsein über die Wirkungen der räumlichen Auflösung der thematischen Karten auf die Ergebnisse von Landschaftsanalysen hat erst spät zu vermehrter Forschung zu diesem Thema geführt" (Pascual-Hortal & Saura, 2007). Auch zum Einfluss der räumlichen Auflösung auf die Modellierung der Rutschungsdiskposition gibt es nur wenige Studien (Mora et al., 2014).

Die optimale räumliche Auflösung der Eingangsdaten bzw. thematischen Karten für räumliche Analysen und Modellierungen ist von der Fragestellung abhängig. Die MMU von Landnutzungskartierungen sollte im Kontext der geplanten Verwendung der Karte so klein wie möglich gewählt werden (Knight & Lunetta, 2003).

Als Erstes stellt sich die Frage nach der Auflösung des Geländemodells für die räumliche Modellierung der Rutschungsgrunddisposition.

Die Extraktion von Rutschungen aus digitalen Geländemodellen erfordert eine möglichst hohe, auf den Rutschungstyp angepasste, räumliche Auflösung des Geländemodells (Mora et al., 2014). Es geht aber bei Dispositionsmodellen nicht darum festzustellen, wo Rutschungen stattgefunden haben, sondern wo sie stattfinden könnten. Die Qualität von Rutschungsdiskpositionsmodellen nimmt nicht unbedingt mit einer höheren Auflösung zu.

Lee et al. (2004) geben für Rutschungsdiskpositionskarten eine optimale räumliche Auflösung der Faktorenkarten im Rastermodell von 5 bis 30 m an. Basis war eine Punktkartierung von Rutschungen auf Luftbildern im Betrachtungsmaßstab 1:5.000. Die Genauigkeiten der Dispositionskarten mit 5, 10 und 30 m Auflösung unterscheiden sich nach Lee et al. (2004) nur geringfügig. Das beste Ergebnis erzielte die Auflösung von 10 m. Hervás et al. (2007), Fressard et al. (2014) und Petschko et al. (2014) empfehlen ebenfalls für die Modellierung der Rutschungsdiskposition eine räumliche Auflösung des DGMs von 10 m. Bei C3S-ISLS entsprechen 10 m dem Richtwert für die MMU der erfassten Rutschungen.

Auch Tian et al. (2008) konnten feststellen, dass eine höhere räumliche Auflösung nicht unbedingt zu einem besseren Ergebnis der Rutschungsdiskpositionskarten führt. Sie haben 11 verschiedene Auflösungsvarianten der erklärenden Faktoren zwischen 5 und 190 m verglichen. Eine Auflösung von 90 m ergab die beste und von 150 m die geringste Übereinstimmung der modellierten und der beobachteten Disposition. Die optimale Auflösung von 90 m entspricht der mittleren Größe der erfassten Rutschungen im Untersuchungsgebiet. Die Sensitivitätsanalyse ergab, dass sich der Effekt der Auflösung auf das Ergebnis vor allem aus den aus dem Geländemodell abgeleiteten Reliefparametern ergab. Die räumliche Auflösung von Faktorenkarten wie Geologie und Landnutzung beeinflussen das Ergebnis kaum.

Entscheidend für die räumliche Auflösung in Bezug auf die untersuchte Fragestellung sind somit die mittlere Größe und die Verteilung der Größen der Anbruchflächen spontaner Lockergesteinsrutschungen (Tian et al., 2008). Daraus ergeben sich die

jeweils optimale Auflösung des digitalen Geländemodells und die Wertebereiche der daraus abgeleiteten Reliefparameter, vor allem der Hangneigung, dem wichtigsten Faktor zur Erklärung der Rutschungsdisposition (Baeza & Corominas 2001, Costanzo et al. 2012). Die Größen der Rutschungen und die Auflösung des Geländemodells beeinflussen wiederum die erforderliche Auflösung bzw. die MMUs der Landnutzung. Die kleinsten flächigen Landnutzungs- bzw. Landbedeckungseinheiten sollten, abgesehen von statistischen Ausreißern, größer sein als die größten erfassten Rutschungen.

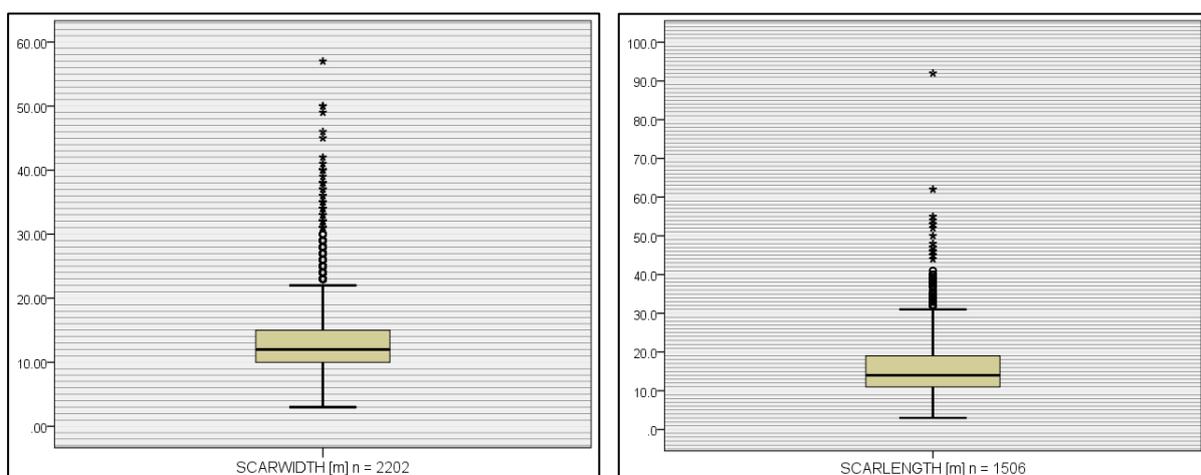
Die mittlere Größe der Anbruchsflächen (Scars) der Rutschungen wurde aus dem C3S-Rutschungsinventar Ebene B und C abgeleitet. Dazu gibt es zwei Möglichkeiten (1) die Angaben zur maximalen Länge (SCARLENGTH) und maximalen Breite (SCARWIDTH) der Scars als Attribut des BSCARPOINTS und (2) die Größe der kartierten Anbruchsflächen auf Ebene C.

Bei 2.002 Rutschungen der Ebene B konnte die SCARWIDTH und bei 1.506 Rutschungen die SCARLENGTH am Luftbild bestimmt werden. Für 1.502 Scars gibt es beide Angaben. Aus den maximalen Breite und Länge der Scars kann eine grobe Abschätzung der Scarfläche (SCARAREACAL) gemacht werden. Diese Angabe ist verzerrt, da die Form der Scars nicht berücksichtigt wird. Sie gibt jedoch einen Hinweis auf die erforderliche räumliche Auflösung.

Der Median der maximalen Breite der Scars beträgt 12 m (Abbildung 63-1). 50 % der Scars haben eine maximale Breite zwischen 10 m und 15 m. Scars mit einer Breite von mehr als 22 m sind nach der explorativen Statistik von Tukey (1977) statistische Ausreißer.

Der Median der maximalen Länge der Scars beträgt 14 m (Abbildung 63-1). 50 % der Scars haben eine maximale Länge zwischen 11 m und 19 m. Scars mit einer Länge von mehr als 31 m sind statistische Ausreißer.

Abbildung 63-1: Die maximale Breite (links) und Länge (rechts) der Rutschungsanbruchsflächen



Die Schätzung der Scarfläche aus der maximalen Länge und Breite (SCARAREACAL) ergibt eine durchschnittliche Fläche von 230 m<sup>2</sup> mit einem Median von 170 m<sup>2</sup>.

Nach den Ergebnissen von [Tian et al. \(2008\)](#) liegt die optimale räumliche Auflösung des Geländemodells somit zwischen 12 m und 15 m.

Auf Inventurebene C wurden im Raum Laternsertal 384 Anbruchsflächen kartiert, die nicht durch Sekundärprozesse verändert waren. Die mittlere Flächengröße beträgt 169 m<sup>2</sup>, der Median 124 m<sup>2</sup>. Die Flächengrößen (CSCARAREA) wurden über einen Join in die Attributtabelle der BSCARPOINTS übernommen.

Das Verhältnis zwischen CSCARAREA und SCARAREACAL streut zwischen 0,36 und 1,68. Es beträgt im Mittel von 355 Fällen 0,74. Die tatsächlichen Anbruchsflächen sind also im Durchschnitt um 26 % kleiner als die aus der maximalen Breite und Länge errechneten Flächen. Die aus der Breite und Länge bestimmte Anbruchsfläche lässt sich mit einer linearen Regressionsfunktion (F1) korrigieren:

$$\text{F1) SCARAREACAL\_cor} = 0,67 * \text{SCARAREACAL} + 10,416 \quad (R^2 = 0,959, p < 0,0001)$$

Die korrigierten Schätzungen der Anbruchsflächen (SCARAREACAL\_cor) von 1.502 Rutschungen haben einen Mittelwert von 165 m<sup>2</sup>. Der Median beträgt 124 m<sup>2</sup>. Das ergibt eine räumliche Auflösung des Geländemodells von 11 bis 13 m.

Es müssen aber zwei Faktoren berücksichtigt werden, 1) die Genauigkeit der sonstigen Eingangsdaten und 2) die Veränderung des Geländes und damit der Hangneigung durch das Rutschungsereignis.

[Schwarz & Tilch \(2008\)](#) verwenden für die Modellierung der Rutschungsdisposition eine Auflösung von 50 m zur Berücksichtigung der Verortungsgenauigkeit der Rutschungen und der Faktorenkarten wie z. B. der geologischen Karte. Da solche Faktorenkarten relativ ungenau sind, kann es im Modell zur Überlagerung von in der Realität nicht vorkommenden Merkmalswerten kommen. Das erfordert eine Aggregation durch eine im Verhältnis zu den Rutschungsdimensionen suboptimale Auflösung. Die Verortungsgenauigkeit der Rutschungen ist jedoch bei C3S-ISLS sehr hoch und muss daher nicht berücksichtigt werden. Anhand der am Schattenmodell des ALS-Geländemodells mit einem Meter Auflösung sehr gut abgrenzbaren Einheiten wie z. B. Schuttkegeln konnte festgestellt werden, dass die Delinierungsabweichung der verwendeten geologischen Karten ([Kapitel 6.4.2.2](#)) zum Teil deutlich über 50 m liegt.

Die Reliefmerkmale von Rutschungsgelände wie die Hangneigung werden entweder im Gelände oder aus Höhenmodellen abgeleitet. Sie werden also bereits an einem durch die Rutschung verzerrten Gelände gemessen. Bei Messungen im Gelände wird versucht diese Verzerrung zu minimieren, indem die Hangneigung neben der Rutschung oder von der Krone zum unteren Rand der Gleitfläche gemessen wird (vgl. dazu [Rickli & Graf, 2009](#)). Die ursprüngliche Hangneigung ist aber meist nicht dokumentiert. Die Verwendung von Werten aus Feldmessungen in räumlichen Modellen, die aus dem DGM abgeleitete Hangneigungen einsetzen, erfordert eigene Transformationsfunktionen. Bei dieser Untersuchung müssen die Geländeparameter aus dem DGM abgeleitet werden, da die meisten Rutschungen nicht aus einer terrestrischen Ereignisinventur stammen. Eine Rekonstruktion des ursprünglichen Geländes und damit der Hangneigung vor dem Ereignis ist nicht möglich. Dazu fehlen hochauflösende DGMs für die Rutschungen vor 2004. Die konkaven Anbruchsmuscheln

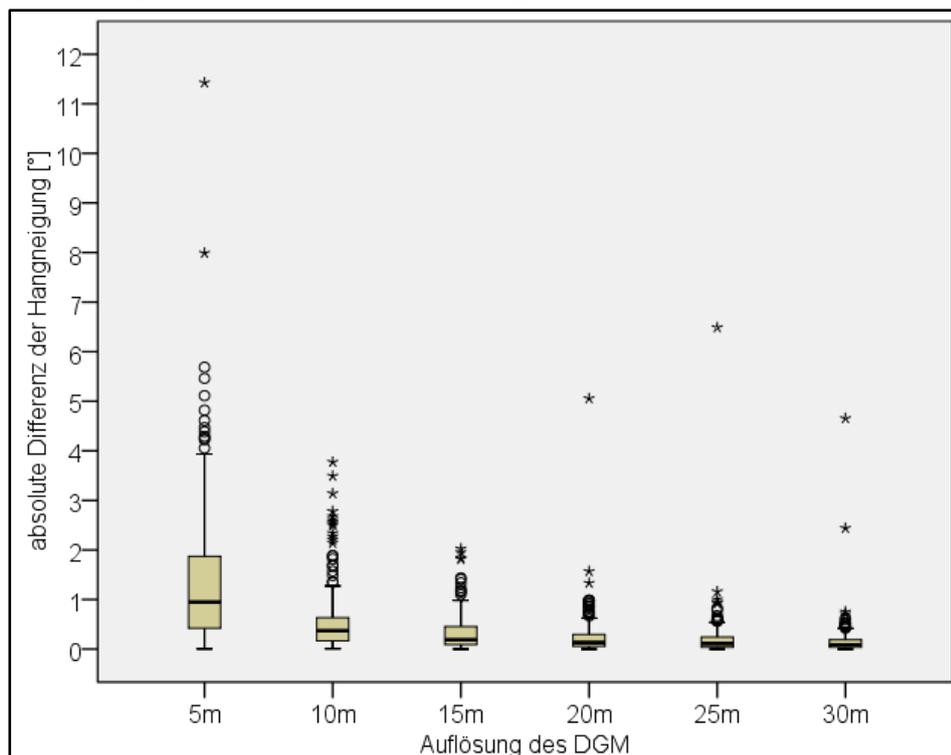
der Rutschungen sind meist im oberen Bereich steiler als das ursprüngliche Gelände. Im unteren Bereich sind sie oft flacher. Das hat in Verbindung mit der Auflösung des DGMs und dem Gelände oberhalb und unterhalb von der Rutschung einen Einfluss auf die Größe der Reliefparameter, die zur Bestimmung der Rutschungsdisposition verwendet werden. Bei einer Auflösung im Bereich der (mittleren) Dimension der Rutschungen oder kleiner wird daher unter Umständen nicht das ungestörte (z. B. gestreckte) Gelände vor der Rutschung, sondern die (konkave) Rutschmulde abgebildet. Daher erscheint eine bestimmte Glättung des DGMs durch eine größere Auflösung zweckmäßig.

Um zu überprüfen, welche Auflösung des DGMs 2011 am besten die Hangneigung des Geländes im Bereich der Anbruchsflächen vor dem Auftreten der Rutschungen repräsentiert, wurden für das Einzugsgebiet Laternsertal die 243 BSCARPOINTS der Rutschungen selektiert, die zwischen dem ALS 2004 und dem ALS 2011 aufgetreten sind. Die Anbruchsflächen dieser Rutschungen sind im DGM von 2004 noch nicht und im DGM von 2011 bereits enthalten.

Das Rutschungsdispositionsmodell wurde mit dem DGM aus der Befliegung 2011 erstellt. Das Modell aus der Befliegung 2004 stand nur für das Laternsertal zur Verfügung. Beide DGMs wurden in Modelle mit jeweils 5 m, 10 m, 15 m, 20 m, 25 m und 30 m Auflösung umgerechnet. Dann wurden die Hangneigungen der 243 BSCARPOINTS für die verschiedenen Auflösungen beider Modelle bestimmt.

Abbildung 63-2 zeigt die Verteilung der absoluten Differenzen der Hangneigung aus den Höhenmodellen verschiedener Auflösung vor und nach den Rutschungen.

Abbildung 63-2: Verteilung der absoluten Differenzen der Hangneigung vor und nach der Rutschung bei verschiedener Auflösung des DGM



Bei einer Auflösung von fünf Metern liegt die absolute Differenz der Hangneigungen des ungestörten Geländes und der Rutschungen im Mittel bei einem Grad. Bei 50 % aller Fälle beträgt die Differenz zwischen rund  $0,4^\circ$  und  $1,8^\circ$ . Bei 48 % aller Fälle ist die absolute Differenz über  $1^\circ$ , bei 24 % aller Fälle über  $2^\circ$ . Bereits bei 10 m räumlicher Auflösung engt sich die Verteilung der absoluten Differenzen stark ein. Bei nur mehr 11 % der Werte beträgt die absolute Differenz mehr als  $1^\circ$ . Die Verteilung wird mit zunehmender Auflösung immer enger. Zwischen 15 und 30 m Auflösung dominieren bereits Differenzen von weniger als  $0,5^\circ$ . Die Unterschiede sind nur mehr geringfügig. Eine Auflösung zwischen 10 und 30 m, die dem ein- bis zweifachen der mittleren Länge der Anbruchflächen der beobachteten Rutschungen entspricht, minimiert die Differenz zum ungestörten Gelände, die sich ergibt, wenn die Hangneigung des Ereignisfalls aus einem DGM abgeleitet wird, das gestörtes Gelände repräsentiert. In Bezug auf die Repräsentation der Hangneigung beträgt die optimale räumliche Auflösung dieser Daten 20 m. Zur Anpassung an die Delinierungsgenauigkeit der geologischen Karten wurde eine räumliche Auflösung von 30 m gewählt. Daraus leitet sich eine minimale Flächengröße von Landnutzungshaupttypen (mit Ausnahme der punktuellen oder linearen Landschaftselemente wie Gebäude und Straßen) von rund  $1.000 \text{ m}^2$  ab.

#### 6.4. Das Grunddispositionsmodell

Zeitliche Veränderungen der Rutschungsdichte in räumlichen Einheiten wie Landbedeckung-, Landnutzungstypen oder Waldbeständen bzw. auf Flächen, auf denen sich diese Typen verändert haben, lassen sich nur vergleichen, wenn auch eine Stratifizierung nach der Rutschungs-Grunddisposition erfolgt.

Das Auftreten von Naturgefahrenprozessen wie spontane Lockergesteinsrutschungen wird durch drei Faktorenkomplexe gesteuert (Kienholz & Hollenstein 1998):

- 1) Die Grunddisposition.
- 2) Die variable Disposition.
- 3) Auslösende Ereignisse.

Die (1) Grunddisposition ist die "... grundsätzliche, über längere Zeit gleichbleibende Anlage oder Bereitschaft zu gefährlichen Prozessen" (Kienholz & Hollenstein, 1998). Der Begriff wird heute fast ausschließlich für die Bereitschaft bzw. Neigung des Systems zur Auslösung, nicht aber für die Wirkung (Reichweite, Intensität) von Gefahrenprozessen verwendet. In der englischsprachigen Literatur wird dafür der Begriff "natural hazard susceptibility", in der deutschsprachigen auch der Ausdruck "Gefahrenpotenzial" verwendet. In diesem Begriff werden aber auch verschiedenste Aspekte des Naturgefahren-Risikos vermischt. Die Grunddisposition wird durch über längere Zeiträume konstant bleibende Faktoren wie Geomorphologie (Relief), Geologie und Klima bestimmt. "Mit zunehmender Grunddisposition nimmt die Größe der für die Auslösung von Gefahrenprozessen erforderlichen auslösenden Ereignisse ab, und die Möglichkeit für ein Naturgefahrenereignis nimmt zu" (Perzl et al., 2011). Die Grunddisposition ist jedoch nur bedingt eine konstante Größe. Es gibt auch Faktoren der Grunddisposition die sich und somit die Grunddisposition ändern. So verändern

langfristig Prozesse wie Gebirgshebung und Erosion die Neigung eines Hanges. Es handelt sich also um "Pseudokonstanten".

Unter der variablen Disposition (2) versteht man die zeitlich in ihrer Größe schwankende Bereitschaft zur Auslösung von gefährlichen Prozessen (Kienholz & Hollenstein, 1998). Es handelt sich um das mittelfristige, saisonale Auslösungspotenzial oder genauer, um den Anteil an der Auslösungsbereitschaft, der von saisonal schwankenden Größen bestimmt wird. Variable Dispositionsfaktoren werden meistens durch die Witterung gesteuert. So ist z. B. der Wassergehalt in einem potenziellen Rutschungskörper davon abhängig, wie viel und wie stark es in den vergangenen Wochen und Monaten geregnet hat. Auch der Schneefall des letzten Winters kann sich bis in den Sommer hinaus auf den Wassergehalt auswirken und die variable Disposition beeinflussen.

Welche Faktoren zur Grunddisposition oder zur variablen Disposition zählen ist nicht exakt festgelegt. Denn das hängt vom untersuchten Prozess, von der (möglichen) Differenzierung der einbezogenen Faktoren, von der Zeitskala und von der Fragestellung ab. So erwähnen z. B. Kienholz & Hollenstein (1998) und Bollinger et al. (2002) den "Pflanzenbestand" als einen Faktor der Grunddisposition. Tatsächlich schwanken aber der Zustand und somit die Wechselwirkungen der Vegetation mit dem Ökosystem wie z. B. die Evapotranspiration oder die Wurzelexsudation saisonal bedingt durch natürliche Zyklen und die Bewirtschaftung (z. B. Mahd, Beweidung) erheblich. Der Vegetationszustand und somit die Vegetationswirkung können sich sogar abrupt ändern (z. B. im Wald durch einen Kahlschlag oder einen Windwurf). Die Vegetation bzw. die Landbedeckung und die Landnutzung sind daher eher variable Dispositionsfaktoren.

Die Grunddisposition und die variable Disposition ergeben die Disposition, die Anlage oder Bereitschaft zur Auslösung von (potenziell) gefährlichen, geomorphologischen Prozessen (Kienholz & Hollenstein 1998, Heinimann et al. 1998). Eine Disposition bedeutet jedoch nicht, dass auf der entsprechenden Fläche ein Naturgefahrenprozess stattfinden muss. Dazu ist noch (3) ein (potenziell) auslösendes Ereignis notwendig. "Das auslösende Ereignis setzt bei gegebener Disposition den gefährlichen Prozess in Gang" (Heinimann et al., 1998), wenn es den aktuellen Systemzustand so verändert, dass der Schwellenwert eines relevanten Faktors überschritten wird. Spontane Lockergesteinsrutschungen werden meist durch starke Niederschläge ausgelöst (Campbell 1975, Caine 1980, Heinimann et al. 1998, Guzetti et al. 2008). Entscheidend ist jedoch nicht der Starkniederschlag als potenziell auslösendes Ereignis selbst, sondern der sich daraus ergebende bodenhydrologische Zustand (Heinimann et al., 1998), z. B. der Porenwasserdruck in Bezug auf Hangexplosionen (Campbell, 1975). Wird der lokal gültige Schwellenwert des Porenwasserdrucks überschritten, kommt es zum Versagen der Bodenstabilität. Da es aber schwierig ist, den lokal gültigen Schwellenwert des Porenwasserdrucks zu bestimmen, werden zur Abschätzung der regionalen oder lokalen Gefahrensituation Schwellenwerte für die Dauer und Intensität des Niederschlags bestimmt (Heinimann et al., 1998). Zusammenfassungen solcher globalen oder regionalen Funktionen finden sich in Guzetti et al. (2007) und Guzetti et

al. (2008). Sie sind jedoch nur in Bezug auf bestimmte Spannweiten der Disposition gültig. Je größer die Grunddisposition ist, umso kleiner sind die erforderliche variable Disposition und das notwendige auslösende Ereignis um den Schwellenwert zu überschreiten und eine Bodenrutschung auszulösen.

"Eine scharfe Trennung zwischen Grunddisposition, variabler Disposition und auslösendem Ereignis ist zwar nicht immer möglich, trotzdem ist diese Gliederung vor allem für die Beurteilung des Veränderungspotenzials von Einflussgrößen hilfreich" (Proske et al., 2010). Im Rahmen der gegenständlichen Untersuchung kann die Landnutzung als zeitlich variabler Faktor und als Indikator saisonaler natürlicher, aber auch bewirtschaftungsbedingter Wirkungen der Vegetation und des Bodens betrachtet werden. Hingegen wird die Grunddisposition nur anhand von geomorphologischen Parametern gemessen. Dazu ist es notwendig, eine messbare Einheit für die Grunddisposition zu definieren.

#### 6.4.1. Einheit und Klassen der Grunddisposition

Es gibt kein normiertes statistisches Maß für die Rutschungs-Grunddisposition. Häufig wird aufgrund der zur Verfügung stehenden Daten und Methoden eine räumliche relative Wahrscheinlichkeit zwischen 0 und 1 als Maß für die "landslide susceptibility" angegeben. Das Auftreten von Rutschungen ist nicht nur von räumlichen Faktoren abhängig ist, sondern hat auch eine zeitliche Variabilität.

Als Maßeinheit für die Grunddisposition wurde in dieser Untersuchung die "spatio-temporal landslide density" (STLD) definiert. Die STLD ist die durchschnittliche Anzahl der pro Jahr und Hektar Fläche aufgetretenen spontanen Rutschungen. Da der Beobachtungszeitraum unterschiedlich groß sein kann, muss auch der mittlere Beobachtungszeitraum in Jahren angegeben werden.

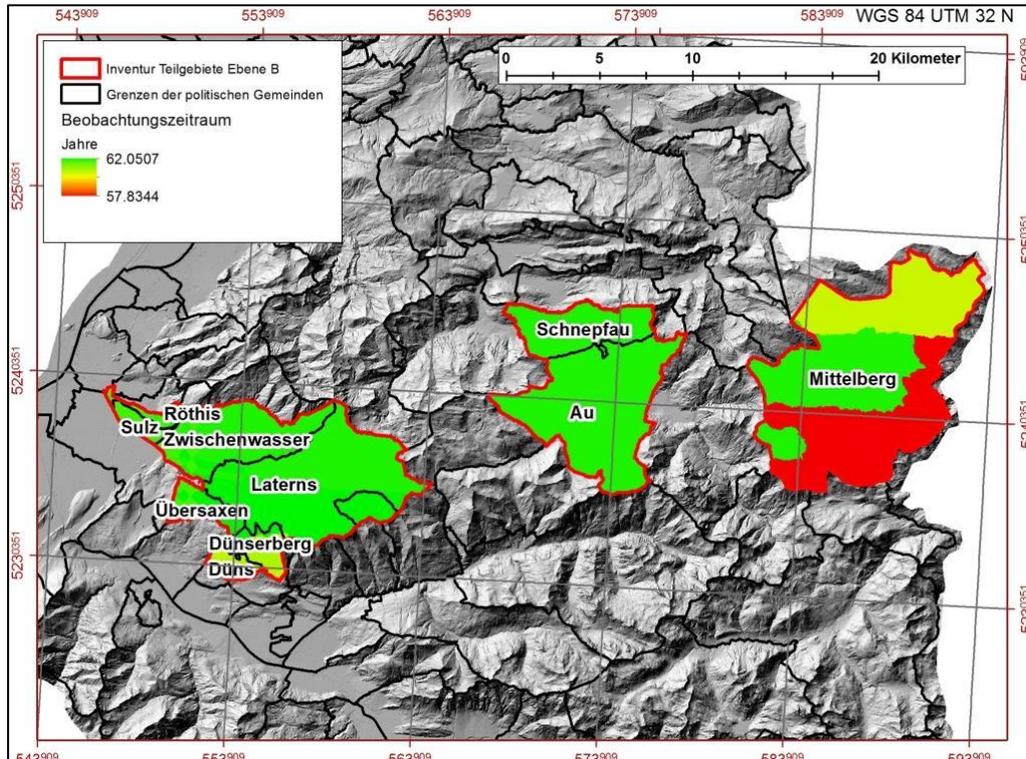
Für die Bestimmung der STLD müssen für jede Teilfläche (Rasterzelle) des Modells folgende Werte abgeleitet werden:

- 1) Der Beobachtungszeitraum der Rutschungsaktivität in Jahren.
- 2) Die durchschnittliche Anzahl der Rutschungen pro Hektar.

Für diese Untersuchung standen zur Bestimmung der STLD die mit BSCARPOINTS verorteten Scars zwischen den Luftbildserien 1950 und 2012 von 10 Gemeinden in Vorarlberg zur Verfügung. Mit Hilfe der als Shapefiles vorliegenden Seamlines der Orthofotos wurde durch Verschneidung mit der UNION-Methode das Zeitintervall zwischen den Luftbildaufnahmen in Tagen bestimmt, und in ein Rastermodell (POLYGON TO RASTER, MAXIMUM\_AREA) von 30 m Auflösung im Extent des 30 m DGMS transformiert (Abbildung 641-1).

Der Beobachtungszeitraum für die Grunddisposition liegt zwischen 21.124 und 22.683 Tagen. Das gewichtete arithmetische Mittel beträgt 22.289,12 Tage. Legt man für ein Jahr 365,25 Tage fest, beträgt der mittlere Beobachtungszeitraum der STLD 61,02 Jahre (STLD<sub>61,02</sub>) mit einer Spannweite von 57,83 bis 62,05 Jahren.

Abbildung 641-1: Beobachtungszeiträume der Rutschungsaktivität Ebene B



Um eine Verzerrung der STLD zu vermeiden, wurden die Rutschungen im Bereich Laternsertal, die am Orthofoto nicht sichtbar waren, und nur aus dem digitalen Geländedifferenzmodell stammen (34 Rutschungen), nicht berücksichtigt.

Auch Rutschungen, die am Luftbild nicht sichtbar waren, aber mit Archivdaten bzw. mit Ereignisinventuren (Fotos, Beschreibungen, Koordinaten) genau verortet werden konnten (42 Rutschungen), verzerren die Verteilung der Rutschungen. Die Ereignisinventuren wurden nicht in allen Regionen oder nicht überall mit der gleichen Intensität durchgeführt. Eine solche Verzerrung ergibt sich auch aus der Ereignisbefliegung August 2005, die nur kleine Streifen erfasste, auf denen aber die Rutschungen sehr gut zu sehen sind.

Andererseits wird die Rutschungsdichte nicht direkt zur Stratifizierung des zeitlichen Vergleichs verwendet, sondern über ein Dispositionsmodell. Das Dispositionsmodell soll vor allem die unterschiedliche Rutschungsneigung des Geländes abbilden. Daher wurden die 168 vor der ersten Luftbildserie aufgetretenen und zeitlich somit nicht eingrenzbar Rutschungen bei der STLD nicht berücksichtigt. Es verbleiben 2.188 Rutschungen (Scars) auf einer Fläche von 24.923,3 ha. Bei einem Mittelwert der Scarfläche von 165 m<sup>2</sup> traten insgesamt in diesem Zeitraum auf 0,2 % der Gesamtfläche neue Scars durch Rutschungen auf.

Die durchschnittliche Anzahl der Rutschungen pro Hektar wurde mit der Methodik POINT STATISTICS (fokale Statistik) bestimmt. Als Nachbarschaft wurde ein Kreis mit einem Radius von 50 m in der Auflösung des DGMs gewählt. Da das Tool "NoData" ausweist wenn in der Nachbarschaft keine Punkte vorhanden sind, wurde den NoData-Zellen der Wert 0 zugewiesen.

Die Analyse ergab eine Summe von maximal 9 Rutschungen innerhalb einer Umgebung von rund 0,7854 ha Fläche, die nur drei Zellen zugewiesen wurde. 95 % aller Rasterzellen haben in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft keine Rutschung. Bei 3,4 % der Rasterzellen liegt nur eine Rutschung in der Nachbarschaft. Die Anzahl der Rasterzellen mit mehr als einer Rutschung beträgt nur 1,6 %.

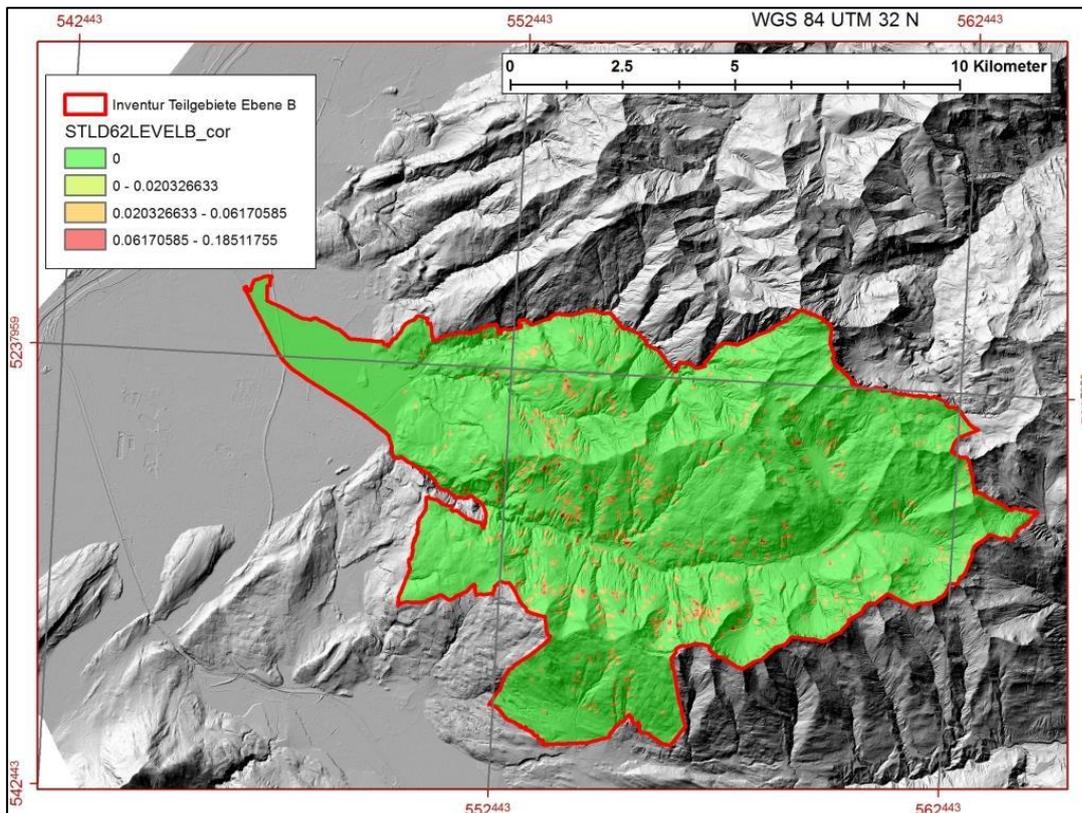
Der zeitlich nicht gewichtete STLD-Wert (STLD62LEVELB) errechnet sich aus der Summe der Anzahl der Rutschungen dividiert durch die Bezugsfläche (Nachbarschaft) in Hektar und durch den Beobachtungszeitraum in Jahren.

Obwohl die Spannweite des Beobachtungszeitraums sehr gering ist, wurde eine Gewichtung mit dem ganzzahlig mathematisch gerundeten Beobachtungszeitraum durchgeführt. Der Gewichtungsfaktor ist der Quotient aus dem Beobachtungszeitraum und dem maximalen Beobachtungszeitraum. Er hat daher Werte zwischen rund 0,94 und 1. Der so korrigierte STLD-Wert (STLD62LEVELB\_cor) hat Werte zwischen 0 und rund 0,19 Rutschungen pro Hektar und Jahr ([Abbildung 641-2](#)).

Es gibt zwei Möglichkeiten diesen Indikator zu klassifizieren: 1) die Klassenbildung aufgrund der Verteilung der Werte und 2) über sachlogische Gesichtspunkte.

Zur Klassifikation über die Verteilung der Werte gibt es zahlreiche Verfahren wie die unter der Bezeichnung "Natural Jenks" oder "Jenks Natural Breaks Optimization" zusammengefassten Clustermethoden. Bei diesen Verfahren wird versucht, die Unterschiede innerhalb einer Klasse zu minimieren und zwischen den Klassen zu maximieren. [Abbildung 641-2](#) zeigt in einem Ausschnitt das Ergebnis der in ArcGIS implementierten und als "Natural Breaks" bezeichneten Methode mit vier Klassen.

[Abbildung 641-2: Natural Breaks klassifizierte korrigierte Rutschungsdichte \(STLD62\\_cor\)](#)



Die Auswahl eines geeigneten Verfahrens ist schwierig und erfordert auch Erfahrung in Bezug auf die Verteilungsmuster eines Parameters. Es muss nicht nur das grundsätzliche Verfahren, sondern auch die zweckmäßige Anzahl an Klassen überdacht werden. Diese Überlegung führt zur Auswahl nach sachlogischen Aspekten. Eine Klassifikation zur Stratifizierung von Landnutzungseinheiten muss auf eine relativ geringe Anzahl an Klassen beschränkt werden. Die Summe der Anzahl der Rutschungen in der Nachbarschaftsumgebung zeigt nur drei deutliche Brüche in der Verteilung zwischen keiner und einer, einer und zwei sowie zwei und drei Rutschungen. Daraus ergeben sich vier Klassen. Grunddispositionsklassen stellen eine Art von Gefahrenzonierung dar. Dabei werden in Europa (z. B. in Frankreich, Österreich und der Schweiz) einschließlich der Klasse "keine Gefahr" drei- oder vierstufige Klassifikationen verwendet. Eine Klassifizierung der Grunddisposition zur Gefahrenzonierung erfordert die Definition einer Klasse des akzeptierten Restrisikos. Eine Klassifizierung zur Stratifizierung des Geländes nach der grundsätzlichen Bereitschaft zu Rutschungen unterstellt, dass auch auf Flächen ohne beobachtete Rutschungsaktivität Rutschungen auftreten könnten. Eine Restrisikoklasse ist nicht erforderlich.

Es wurden folgende Klassen der Rutschungsdichte bzw. der Grunddisposition definiert (Tabelle 641-1):

Tabelle 641-1: Klassifikation der Rutschungsgrunddisposition

STLD62_cor	Grunddisposition	Beschreibung
STLD62_cor < 0,03	gering	Im langjährigen Durchschnitt sind weniger als 2 Rutschungen pro Hektar Fläche möglich
0,03 ≤ STLD62_cor < 0,06	mittel	Im langjährigen Durchschnitt sind 2 bis 3 Rutschungen pro Hektar Fläche möglich
STLD62_cor ≥ 0,06	hoch	Im langjährigen Durchschnitt sind 3 oder mehr Rutschungen pro Hektar Fläche möglich

#### 6.4.2. Grunddispositionsmodell - Dispositionsfaktoren

Das Grunddispositionsmodell berücksichtigt Faktoren, die das Auftreten von Rutschungen beeinflussen, aber keiner oder nur einer sehr geringen zeitlichen Schwankung unterworfen sind.

Es gibt bereits Untersuchungen (Rickli 2001, Costanzo et al. 2012, Petschko et al. 2014), welche Faktoren das Auftreten von Rutschungen erklären. Diese Untersuchung beschränkt sich auf in diesen Studien angeführte Faktoren, die aus dem DGM und aus flächendeckend vorhandenen thematischen Karten abgeleitet werden können. Außerdem wurden nur Faktoren mit einem relativ hohen Erklärungswert berücksichtigt.

Solche Faktoren sind: die Hangneigung (SLOPEF), die Lithologie (LITH), die Seehöhe (ELEVF), der topografische Feuchtindex (TWIF), die Wölbung (CURVF), die Profilwölbung (PROCURVF), die planare Wölbung (PLANCURVF) und die Standardabweichung der Wölbung (CURVSTDF).

Für diese Parameter wurden flächendeckende Parameterkarten (Faktorenkarten) erstellt. Zur Erstellung des Dispositionsmodells muss die Beziehung der Parameter zur Rutschungsdichte ermittelt werden.

Die im Folgenden angeführten Rutschungsdispositionsfaktoren wurden aus den Faktorenkarten auf die BSCARPOINTS übertragen.

### 6.4.2.1. Hangneigung

Die aus dem DGM 30 m abgeleitete Hangneigung (SLOPE) wurde den BSCARPOINTS und den Rasterpunkten der Stichprobe (STDL62sample) zugeordnet. Die Werte wurden mathematisch auf ganzzahlige Werte gerundet. Die Hangneigungen der Rutschungen haben eine Spannweite von 6° bis 59° (Abbildung 6421-1 und 2). Der Mittelwert beträgt 28,9° und der Median 29°. Nach der Boxplot-Methode von Tukey (1977) sind Rutschungen im Gelände mit einer Hangneigung von weniger als 13° oder mehr als 45° statistische Ausreißer. Am häufigsten sind die Rutschungen bei 28° Hangneigung aufgetreten.

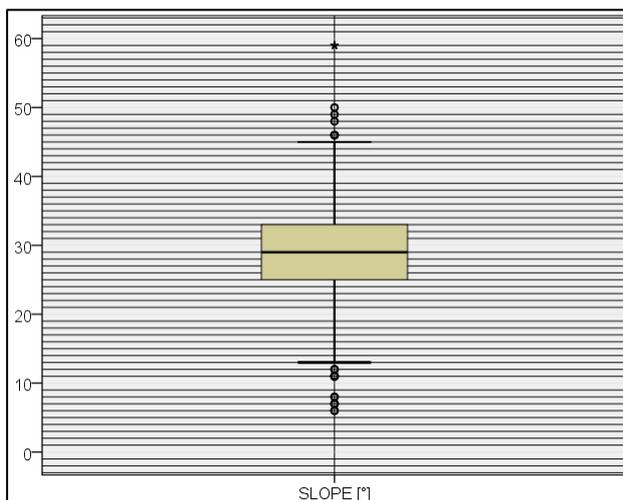
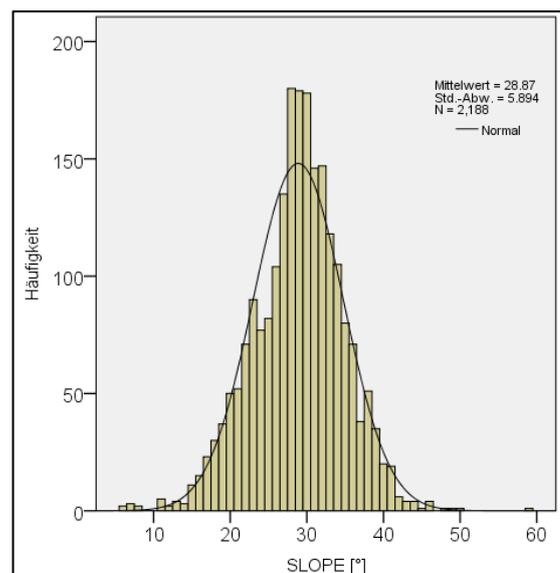


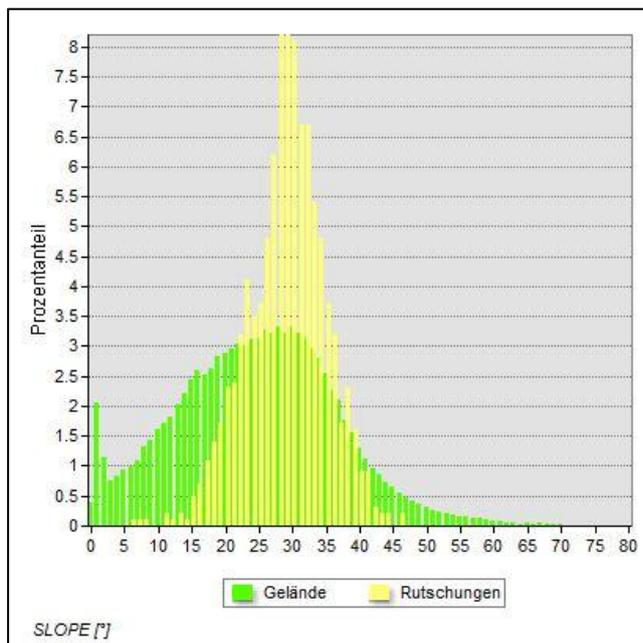
Abbildung 6421-1: Boxplot der Hangneigung bei Rutschungsanbrüchen

Abbildung 6421-2: Histogramm der Hangneigung bei Rutschungsanbrüchen



Im Gegensatz zu anderen gravitativen Prozessen wie Schneelawinen und Steinschlag treten Rutschungen überwiegend im mäßig steilen Gelände auf. Es muss dabei jedoch beachtet werden, dass das 30 m Modell eine Senkung der Hangneigungswerte bewirkt. Die relative Häufigkeit von Rutschungen nimmt ab 14° bis 28° zu. Ab 30° nimmt die relative Häufigkeit bis zu einer Hangneigung von 42° ab. Der Mittelwert der Hangneigung der Rasterpunkte (ohne Rutschung) beträgt 24,7° und ist damit um 4,2° niedriger.

Der Vergleich der Verteilung der Prozentanteile der Hangneigungen des gesamten Geländes und der Rutschungen zeigt einen deutlichen Unterschied ([Abbildung 6421-3](#)).



[Abbildung 6421-3: Verteilung der Hangneigung im Inventurgebiet B und der Rutschungen](#)

Der Anteil der Rutschungen ist zwischen 23° und 36° Hangneigung im Verhältnis zum Anteil des Geländes in diesem Bereich überproportional. Die Verteilung der Hangneigung der Rutschungsscars bildet nicht das Gelände im Untersuchungsgebiet ab, sondern ist ein Signal der Rutschungsneigung des Geländes.

Als Indikator der Rutschungsneigung des Geländes wurde das Verhältnis

zwischen dem Prozentanteil der Rutschungen und dem Prozentanteil des Geländes bei einer bestimmten Hangneigung in Relation zum Maximum dieses Verhältnisses verwendet (SLOPEF). Der Faktor liegt zwischen 0 und 1 und erreicht bei einer Hangneigung von 29° das Maximum.

Der Anstieg des Faktors bei über 0° Hangneigung auf rund 1 bei 29° Hangneigung wurde mit der folgenden Funktion abgebildet:

$$\text{F2) SLOPEF } (0 < \text{SLOPE} < 29) = 0.002 + 0.008 * \text{SLOPE} + (-0.001) * \text{SLOPE}^2 + 6.968\text{E-}5 * \text{SLOPE}^3$$

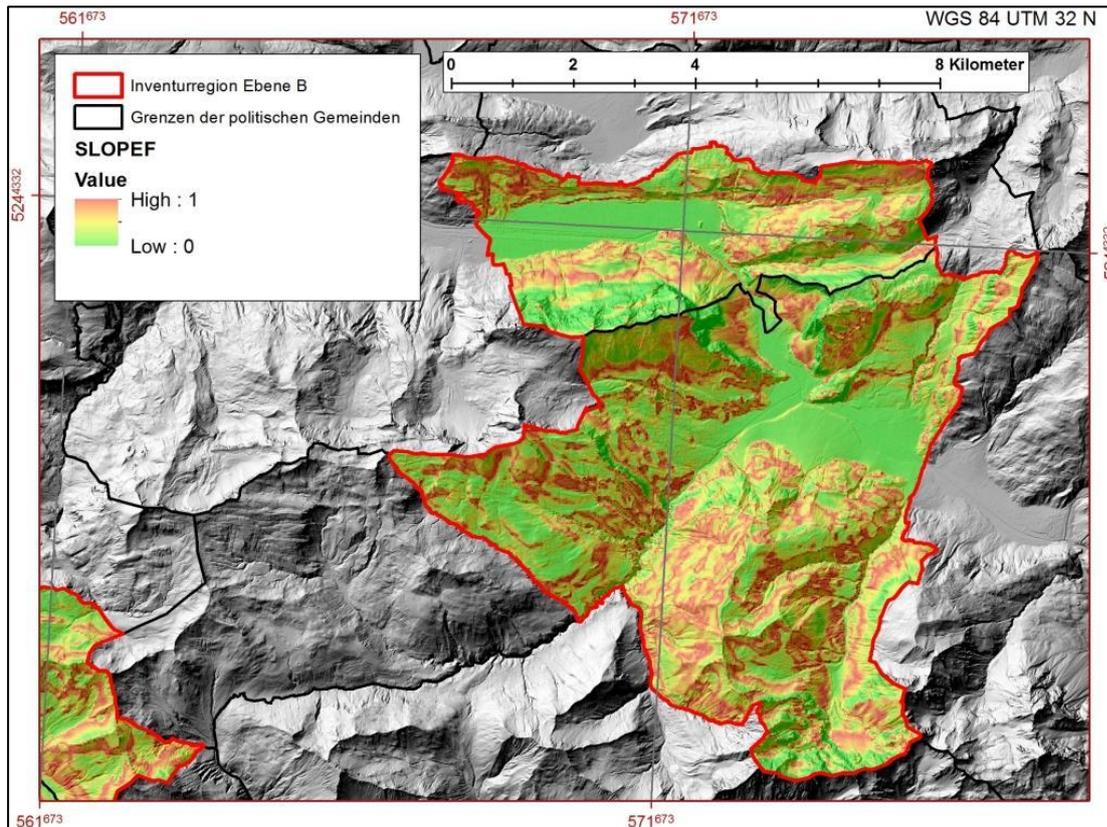
Der Abstieg des Faktors bei über 29° Hangneigung wurde mit der folgenden Funktion abgebildet:

$$\text{F3) SLOPEF } (29 < \text{SLOPE} < 52) = 4.1 + (-0.118 * \text{SLOPE}) + 1.447\text{E-}5 * \text{SLOPE}^3$$

Bei 29° Hangneigung beträgt der SLOPEF 1. Bei 0° sowie über 52° Hangneigung wird der Faktor auf 0 gesetzt.

Der SLOPE-Raster wurde in einen Rasterdatensatz der Rutschungsdisposition aufgrund der Hangneigung (SLOPEF) transformiert ([Abbildung 6421-4](#)).

Abbildung 6421-4: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition aufgrund der Hangneigung



#### 6.4.2.2. Lithologie

Verschiedene lithologische Einheiten neigen unterschiedlich stark zu Rutschungen. Bekannt ist, dass vor allem im Flysch und auf verdichteten Moränen Rutschungen auftreten. Um die Lithologie einbinden zu können, wurden die über den WMS-Dienst der geologischen Bundesanstalt (GBA) verfügbaren Geologischen Karten für das Inventurgebiet B on Screen digitalisiert.

On Screen auf WMS-Basis digitalisiert wurden die Karten "110 St. Gallen Nord und 111 Dornbirn Nord 1.25:000" (Oberhauser, 1994), "110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd 1.25:000" (Oberhauser, 1982) und "113 Mittelberg 1:50.000" (Zacher, 1990). Die geologische Karte "Walgau 1.25:000" (Heissel et al., 1967) wurde im PDF-Format von der Web-Seite der GBA bezogen, georeferenziert und ebenfalls on Screen digitalisiert. Für das Gebiet Au und Schnepfau wurde die geologische Karte (GEOFAST) "112 Bezau" (Zacher, 2008) von der GBA analog bezogen, gescannt, georeferenziert und digitalisiert.

Für die geologischen Karten wird in Österreich keine einheitliche Legende verwendet. Die Karten sind an den Blatträndern nicht aufeinander abgestimmt. Daher mussten die Karten homogenisiert werden. Die verschiedenen Karteneinheiten wurden zu 43 lithologischen Einheiten (HCODE) zusammengefasst und an den Blatträndern so gut wie möglich abgestimmt (Abbildung 6422-1 und 6422-2, Tabellen 6422-1 bis 6422-5).

Abbildung 6422-1: Tektonik Übersicht

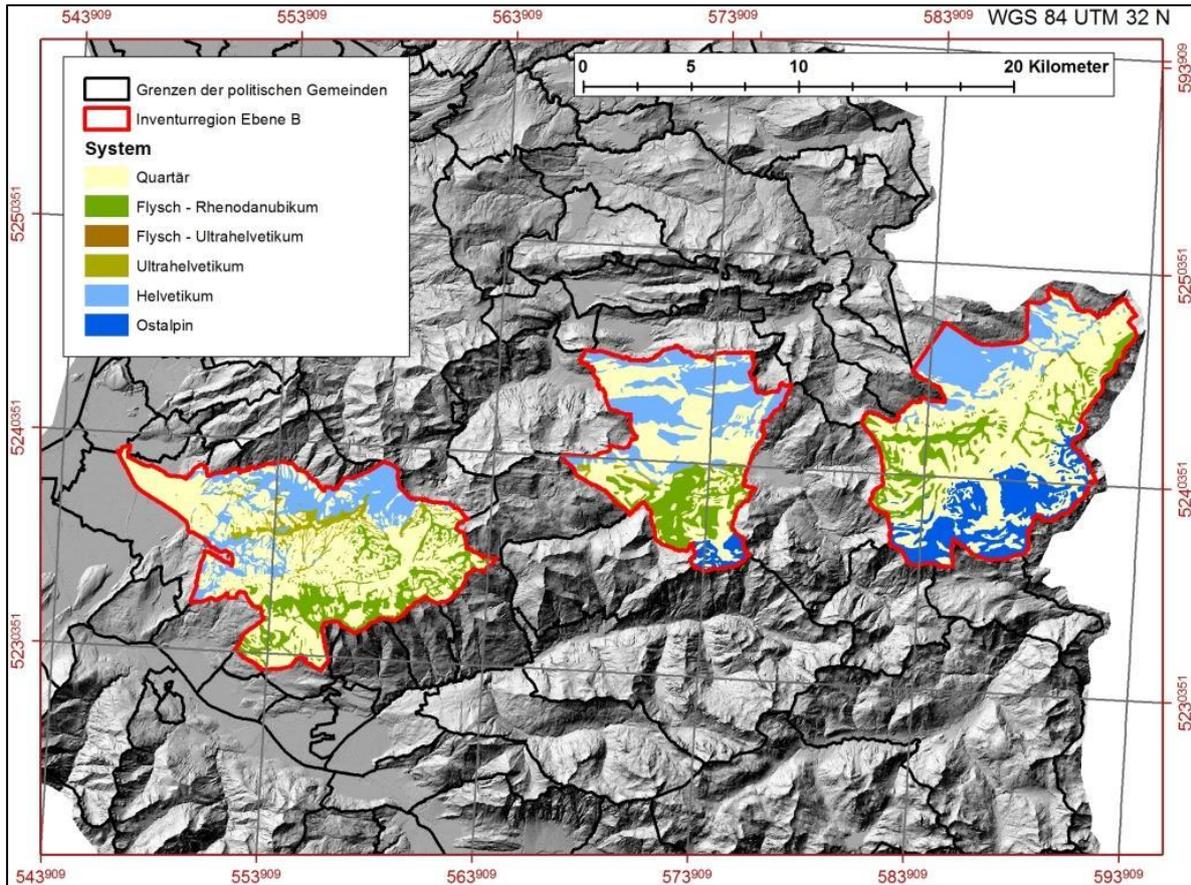


Abbildung 6422-2: Ausschnitt - homogenisierte lithologische Einheiten

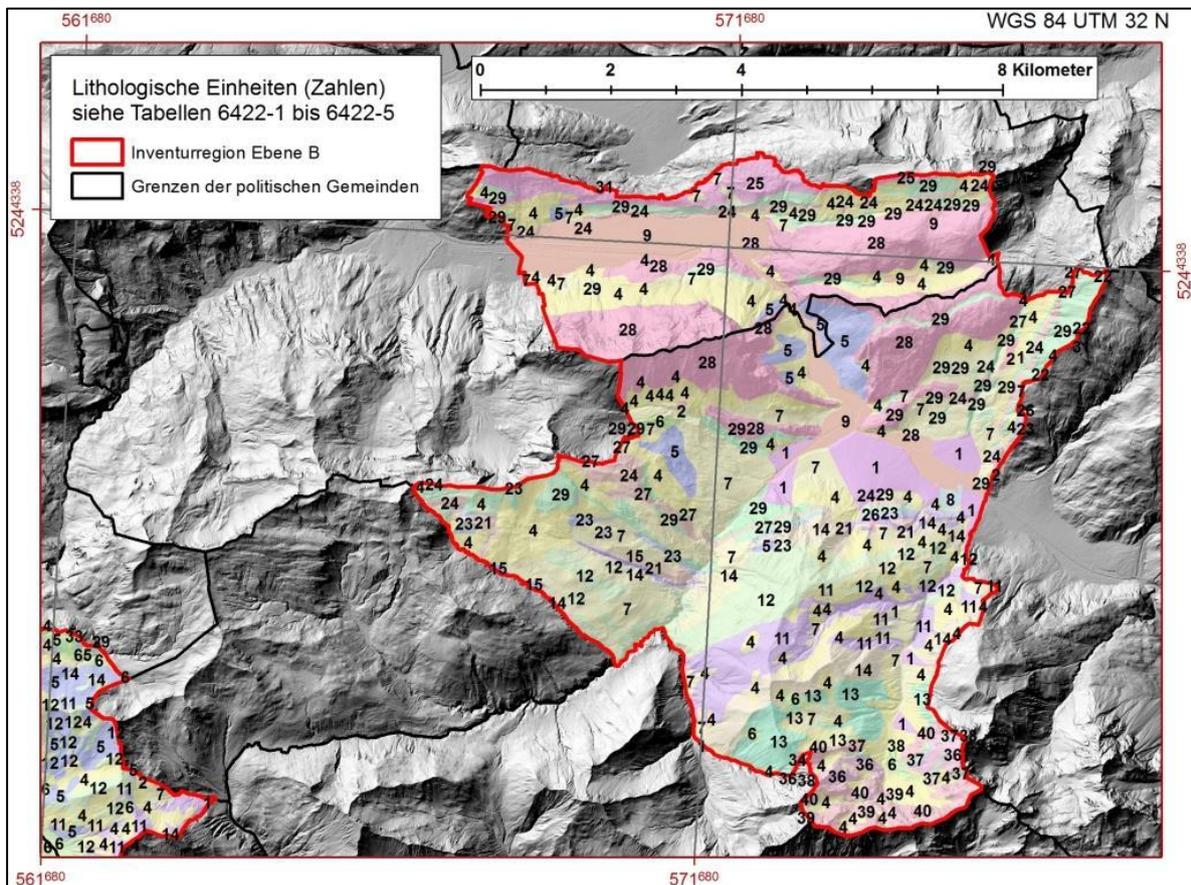


Tabelle 6422-1: Zusammenfassung der Quartär-Einheiten der geologischen Karten

Lithologie	Kartennummer - Kartencode				HCODE
	110_111	112	113	Walgau	
Schwemmkegel, -fächer, Bachschutt, Mure	110_111-3	112-5	113-4	Schutt	1
Schwemmkegel, -fächer, Bachschutt, Mure	110_111-4				1
Schwemmkegel, -fächer, Bachschutt, Mure	110_111-9				1
Schwemmkegel, -fächer, Bachschutt, Mure	110_111-15				1
Moor, Niedermoor, Anmoor, Vernässung	110_111-11	112-3	113-2		2
Quelltuff	110_111-10			Q	3
Hangschutt, Schuttkegel	110_111-13	112-6	113-5	Gehängeschutt	4
Hangschutt, Schuttkegel		112-7			4
Blockwerk, Blockschutt, Bergsturz	110_111-14	112-8	113-6	Blockwerk	5
Moräne (Schotter), Lockermoräne, Blockmoräne	110_111-17	112-16	113-10	qm	6
Moräne (Schotter), Lockermoräne, Blockmoräne		112-20			6
Fernmoräne, Grundmoräne, Moräne mit Konglomeraten und limnischen Sedimenten	110_111-19	112-17	113-11		7
Fernmoräne, Grundmoräne, Moräne mit Konglomeraten und limnischen Sedimenten			113-3		7
Terrassenschotter (postglazial)		112-9	113-9		8
Talboden mit Sand, Schotter, Ton		112-2	113-1		9

Tabelle 6422-2: Zusammenfassung der Flysch-Einheiten der geologischen Karten

Lithologie	Kartennummer - Kartencode				HCODE
	110_111	112	113	Walgau	
Planknerbrückenserie (Sandstein, Brekzie)	110_111-28			Fp	10
Piesenkopfschichten (Kalk- und Tonmergel)	110_111-29	112-167	113-45	pi	11
Reiselsbergerschichten (glimmerreicher Sandstein, glimmerreiche Grauwacke)	110_111-30	112-168	113-47	Fr	12
Bleicherhornserie (mürber Sandstein, mürbe Grauwacke)		112-163	113-42		13
Basisserie (Kalksandstein, Tonmergel)	110_111-31				14
Hällritzerserien (Kalksandstein, Tonmergel)		112-165	113-43		14
Ofterschwangschichten (Kalksandstein, Tonmergel)		112-169	113-48		14
Junghansenserie (Sandstein, Brekzie, Tonstein)		112-57	113-36		15
Tristelserie (Kalksandstein)			113-51		16
Zementmergelserie (Kalk-Mergel-Wechselagerung)			113-44		17
Rinderbachschichten (Quarzit)	110_111-35				18
Rinderbach - rote Gschliefeschichten (Tonstein)	110_111-36		113-38	qu	19
Hörnleinschichten (Kalk-Spilit-Diabas-Brekzie, -konglomerat)			113-39		20

Tabelle 6422-3: Zusammenfassung der Helvetikum-Einheiten der geologischen Karten

Lithologie	Kartennummer - Kartencode				HCODE
	110_111	112	113	Walgau	
Säntisdecke (organogener Kalk)	110_111-46				24
Säntisdecke (organogener Kalk)	110_111-58				24
Säntisdecke (organogener Kalk)	110_111-57	112-42			24
Säntisdecke (organogener Kalk)		112-43			24
Säntisdecke (organogener Kalk)		112-46			24
Säntisdecke (organogener Kalk)			113-20		24
Säntisdecke (Schrattenkalk)	110_111-55	112-40	113-28	sk	25
Säntisdecke (Seewerkalk)	110_111-52	112-35	113-25	se	26
Säntisdecke (dünnbankiger Kalk mit Mergel)		112-44			27
Säntisdecke (Quintner Kalk mit Mergel)		112-49			28
Säntisdecke (kalkige Tonmergel)		112-48			29
Säntisdecke (dunkle Tonmergel)		112-47			29
Säntisdecke (Drusbergschichten - Tonmergel)	110_111-56	112-41	113-29	ds	29
Säntisdecke (Amdener Mergel)	110_111-51	112-34	113-24		30
Säntisdecke (Gault, Grünsandstein, Glaukonit)	110_111-47		113-23		31
Säntisdecke (Gault, Grünsandstein, Glaukonit)	110_111-54	112-36	113-26		31
Säntisdecke (Gault, Grünsandstein, Glaukonit)		112-38			31
Säntisdecke (Wangschichten - sandiger Mergel)	110_111-49		113-22		32
Säntisdecke (Oberkreide des Freschenplateaus)	110_111-48				33

Tabelle 6422-4: Zusammenfassung der ostalpinen Einheiten der geologischen Karten

Lithologie	Kartennummer - Kartencode				HCODE
	110_111	112	113	Walgau	
Kalkalpen (Losensteiner-Schichten)		112-74	113-60		34
Kalkalpen (Aptychenschichten)		112-75	113-62		35
Kalkalpen (Aptychenschichten)			113-54		35
Kalkalpen (Allgäuschichten)		112-77	113-56		36
Kalkalpen (Allgäuschichten)			113-64		36
Kalkalpen (Allgäuschichten)			113-65		36
Kalkalpen (Rhätium, Oberräthkalk)		112-79	113-66		37
Kalkalpen (Rhätium, Oberräthkalk)			113-68		37
Kalkalpen (Kössen-Schichten)		112-80	113-57		38
Kalkalpen (Kössen-Schichten)			113-67		38
Kalkalpen (Sandstein, Tonmergel)		112-70	113-53		39
Kalkalpen (Hauptdolomit, Plattenkalk)		112-82	113-70		40
Kalkalpen (Hauptdolomit, Plattenkalk)			113-69		40
Kalkalpen (Raibler Schichten)			113-71		41
Kalkalpen (Radiolarit)			113-55		42
Kalkalpen (Radiolarit)			113-63		42
Magmatite -Vulkanite (Diabas)			113-58		43

Tabelle 6422-5: Zusammenfassung der Ultrahelvetikum-Einheiten der geologischen Karten

Lithologie	Kartennummer - Kartencode				HCODE
	110_111	112	113	Walgau	
Schleppenserie, Leimernschichten (Sandstein, Mergel, Ton)	110_111-33				21
Schleppenserie, Leimernschichten (Sandstein, Mergel, Ton)	110_111-34		113-35		21
Schleppenserie, Leimernschichten (Sandstein, Mergel, Ton)	110_111-38				21
Schleppenserie, Leimernschichten (Sandstein, Mergel, Ton)	110_111-40	112-152	113-33		21
Schleppenserie, Leimernschichten (Sandstein, Mergel, Ton)	110_111-42				21
Schleppenserie, Leimernschichten (Sandstein, Mergel, Ton)	110_111-45				21
Liebensteiner Decke (Kalkstein)	110_111-41		112-55		22
Liebensteiner Decke (Schiefer)	110_111-43	112-54			23

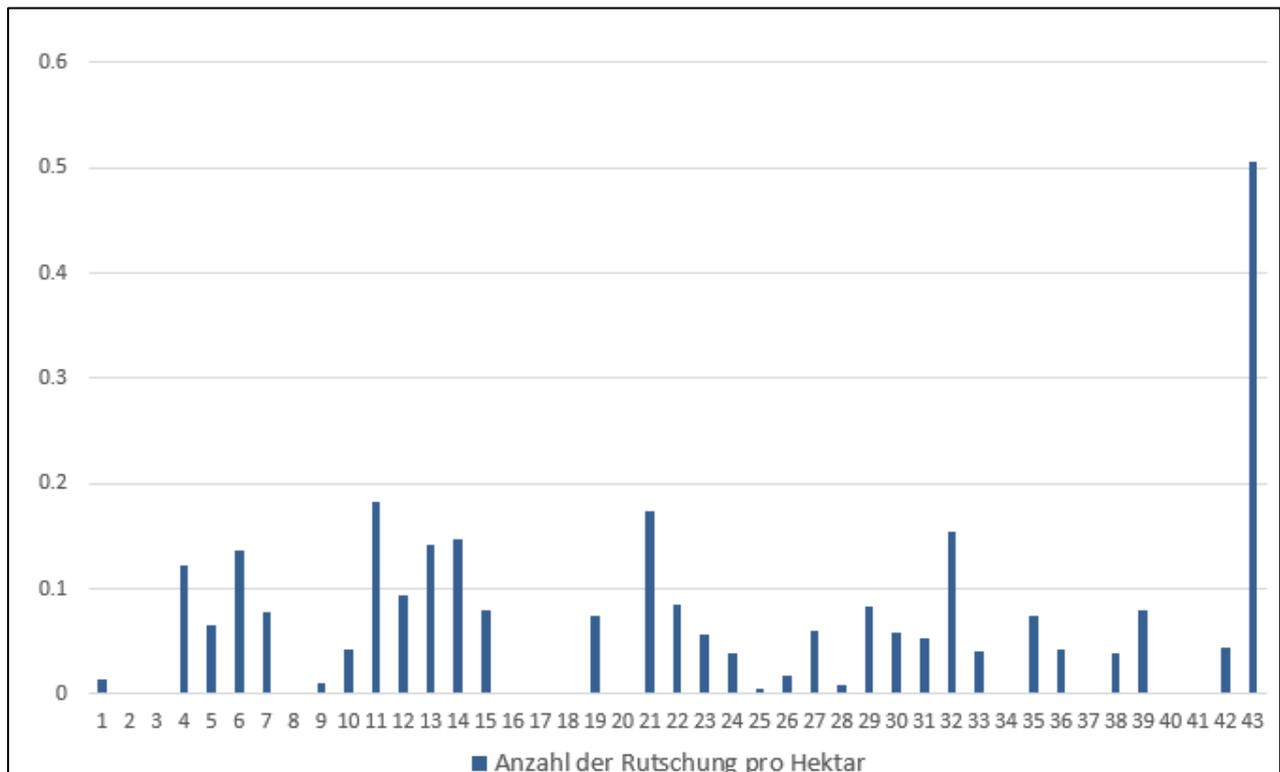
In der Inventurregion B dominieren die lithologischen Einheiten 4 (Hangschutt), 6 (Moräne) und 7 (Fernmoräne, Grundmoräne) mit rund 46 % der gesamten Fläche.

Die im Vektorformat digitalisierten homogenisierten Einheiten (HCODE) wurden in eine Karte im Rasterformat transformiert (POLYGON TO RASTER, MAXIMUM AREA).

Dann wurden die BSCARPOINTS in das Rasterformat transformiert (POINT TO RASTER, Cell assignment type COUNT).

Mit einer zonalen Statistik wurde die Anzahl der Rutschungen bestimmt, die in einer lithologischen Einheit aufgetreten sind. Auf Basis dieser zonalen Statistik wurde die Anzahl der Rutschungen pro Hektar Fläche einer lithologischen Einheit bestimmt.

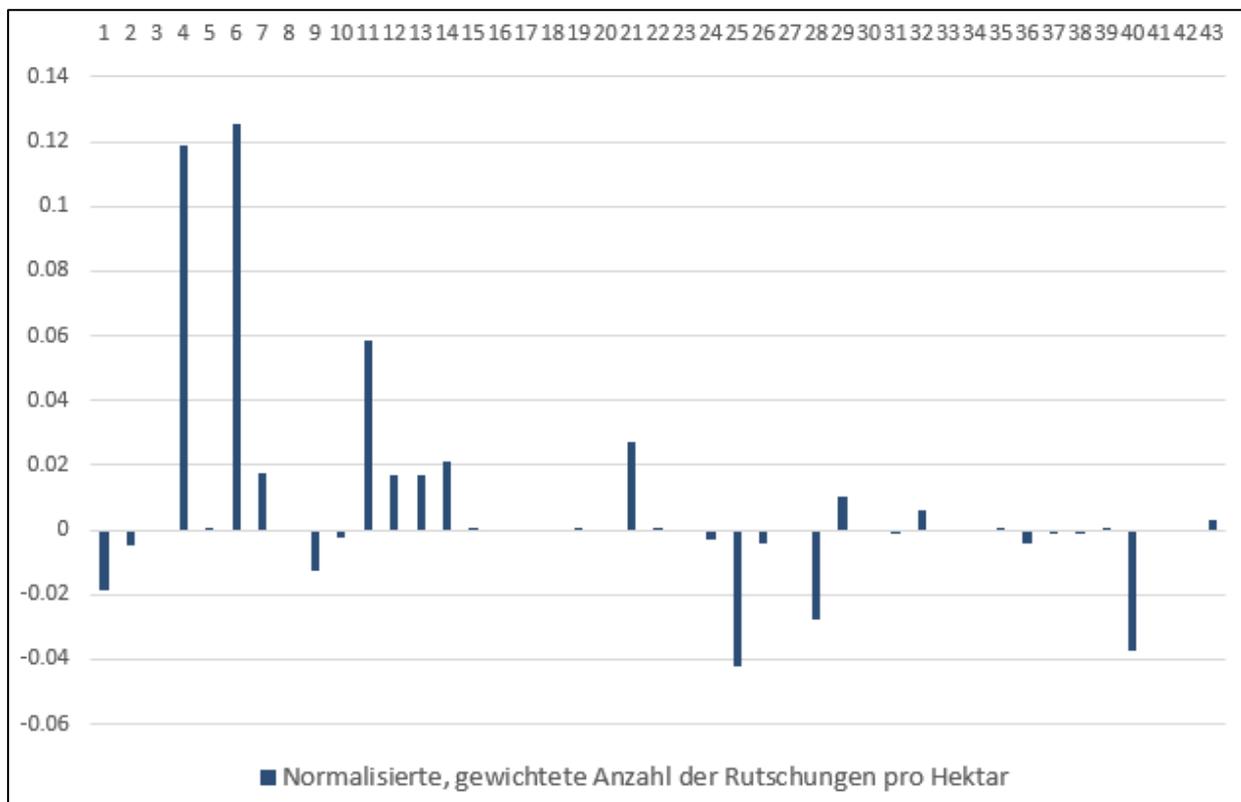
Abbildung 6422-3: Rutschungen pro Hektar Fläche der lithologischen Einheiten



Diese Verteilung der Rutschungsdichte zeigt einen auffälligen Ausreißer ([Abbildung 6422-3](#)). Die Rutschungsdichte der Einheit 43 (Diabas) ist fast achtmal so hoch wie die mittlere Rutschungsdichte aller Einheiten. Absolut gesehen sind aber nur 0,3 % aller Rutschungen in dieser Einheit aufgetreten. Deutlich überdurchschnittlich, aber noch keine Ausreißer, sind auch die Werte der Piesenkopf- (11), der Leimern- (21) und der Wangschichten (32).

Die einfache Rutschungsdichte ist ein verzerrtes Maß der Rutschungsneigung. Die Einheiten haben im Inventurgebiet sehr unterschiedliche Flächengrößen. Konzentrieren sich aufgrund anderer Faktoren, z. B. der Hangneigung, auf einer Einheit mit einer sehr kleinen Fläche Rutschungen, dann führt das zu einer Überschätzung der Rutschungsneigung. Zudem muss von einem bestimmten Durchschnittsniveau der Rutschungsdichte ausgegangen werden. Die Rutschungsdichte einer Einheit wurde daher normalisiert und mit dem Anteil der Fläche der Einheit gewichtet.

[Abbildung 6422-4: Rutschungen pro Hektar Fläche der lithologischen Einheiten \(normalisiert\)](#)

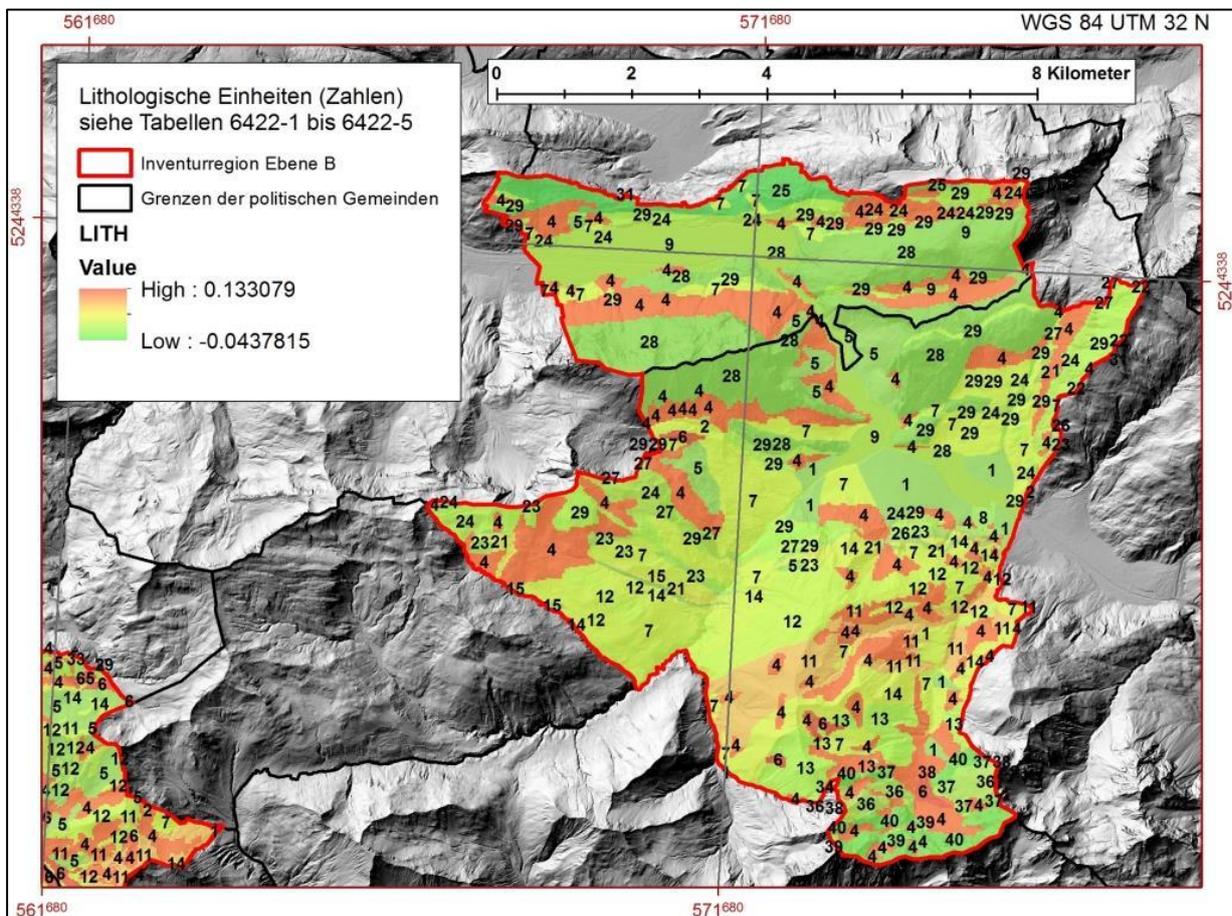


Die normalisierte und mit dem Flächenanteil der Einheit gewichtete Rutschungsdichte ([Abbildung 6422-4](#)) zeigt eine hohe Rutschungsneigung von Hangschutt (4), der Moränen (6) und der Piesenkopfschichten (11). Schrattenkalk (25), Hauptdolomit (40) und Quintner Kalk (28) haben eine sehr geringe Rutschungsneigung.

Der Rasterlayer der normalisierten, gewichteten Rutschungsdichten der lithologischen Einheiten (SCARHAZ\_cor) wurde mit dem Beobachtungszeitraum gewichtet. Im Gegensatz zur stärker durchmischten Hangneigung können ganze Zonen lithologischer Einheiten unterschiedlich lange Beobachtungszeiträume haben.

Dieser im Layer LITH abgespeicherte Wert wurde als erklärende Variable der STLD herangezogen (Abbildung 6422-5).

Abbildung 6422-5: Ausschnitt - normalisierte, gewichtete Rutschungsdichte (LITH)



### 6.4.2.3. Seehöhe

Es besteht ein Zusammenhang zwischen der Seehöhe (ELEV) und der Rutschungsaktivität (Rickli 2001, Costanzo et al. 2012). Häufig wird eine Zunahme der Rutschungsaktivität mit zunehmender Seehöhe und in den höheren Lagen wiederum eine Abnahme mit der Seehöhe verzeichnet. Im Gegensatz dazu nimmt die Erosion durch Schneeschurf mit der Höhenlage zu, da die Schneehöhe positiv mit der Seehöhe korreliert ist.

Die Seehöhe ist ein indirekter Indikator verschiedener Einflussfaktoren auf die Rutschungsdisposition wie der Hangneigung, der Niederschlagshöhe, des Verhältnisses von Regen- zu Schneeniederschlag und der Bodenverhältnisse (Rickli 2001, Markart et al. 2007).

Die Aussage der Seehöhe in Bezug auf die Rutschungsneigung kann stark verzerrt sein. So kann es vorkommen, dass bestimmte, zu Rutschungen neigende Lithologien oder Rutschungen fördernde Landnutzungen vor allem in einer bestimmten Seehöhenstufe vorkommen. Somit ist nicht die Seehöhe der eigentliche erklärende Faktor, sondern die damit korrelierte Landnutzung und Lithologie.

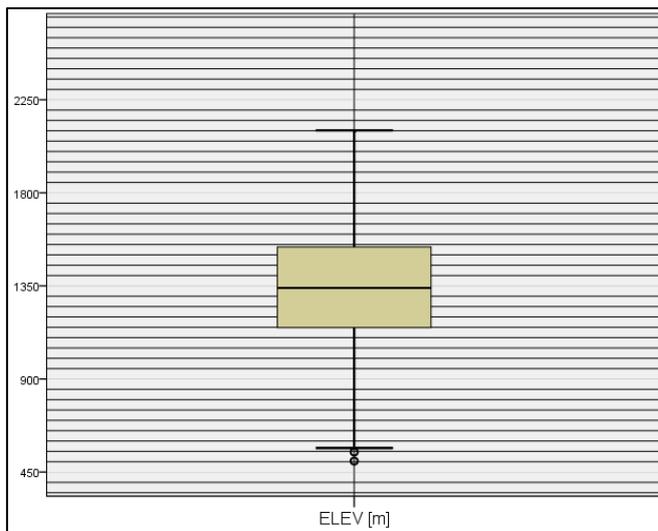
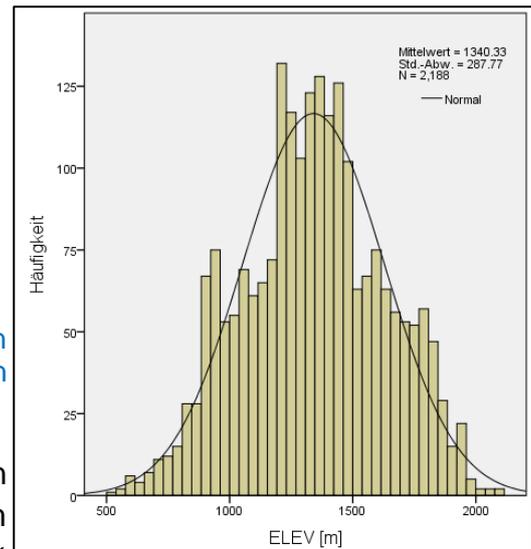


Abbildung 6423-1: Boxplot der Seehöhe von Rutschungsanbrüchen

Abbildung 6423-2: Histogramm der Seehöhe von Rutschungsanbrüchen



Der größte Teil der Rutschungen ereignet sich in einer Seehöhe zwischen 1.150 und 1.550 m (Abbildung 6423-1 und 6423-2). Im Vergleich mit

dem Faktor Hangneigung ist die Verteilung mehrgipfelig. Hier ist ein Effekt des Reliefs anzunehmen, da sich der Gipfel bei ca. 800 m Seehöhe auch in der generellen Verteilung der Seehöhe findet (Abbildung 6423-3). Das Fehlen von Rutschungen in den Tieflagen, im Vergleich mit dem dortigen Gipfel der Seehöhe, ist vermutlich ebenfalls ein Effekt der niedrigen Hangneigungen in den Tieflagen.

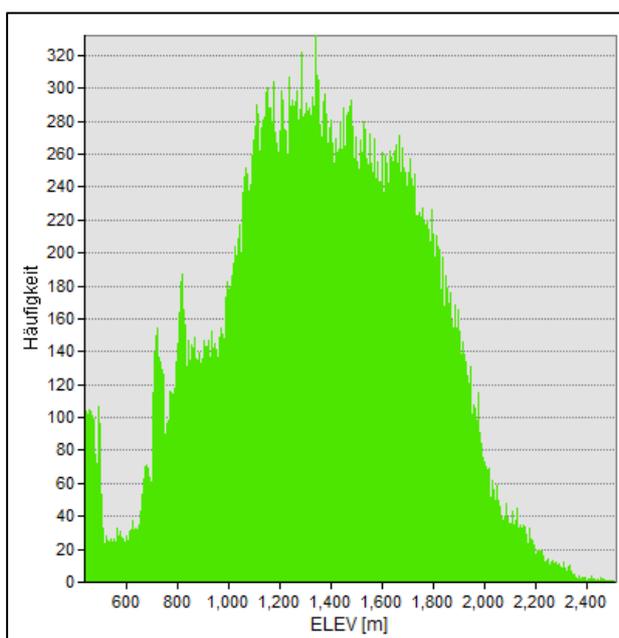


Abbildung 6423-3: Verteilung der Seehöhe im Inventurgebiet B

Die Seehöhe wurde in 100 m Stufen klassifiziert. Diese Klassifikation glättet die Verteilungen.

Abbildung 6423-4 zeigt den Vergleich der Prozentanteile der 100 m Stufen am Inventurgebiet B mit den Anteilen der Rutschungen in diesen Stufen.

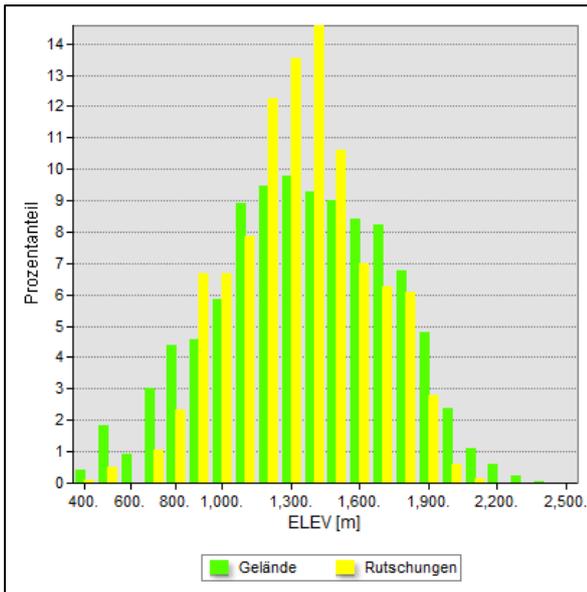


Abbildung 6423-4: Verteilung der Seehöhe im Inventurgebiet B und der Rutschungen

Die Verteilungsform der Rutschungen über die Seehöhe entspricht im Vergleich mit der Verteilung über die Hangneigung wesentlich stärker der Verteilungsform der Seehöhe des Geländes.

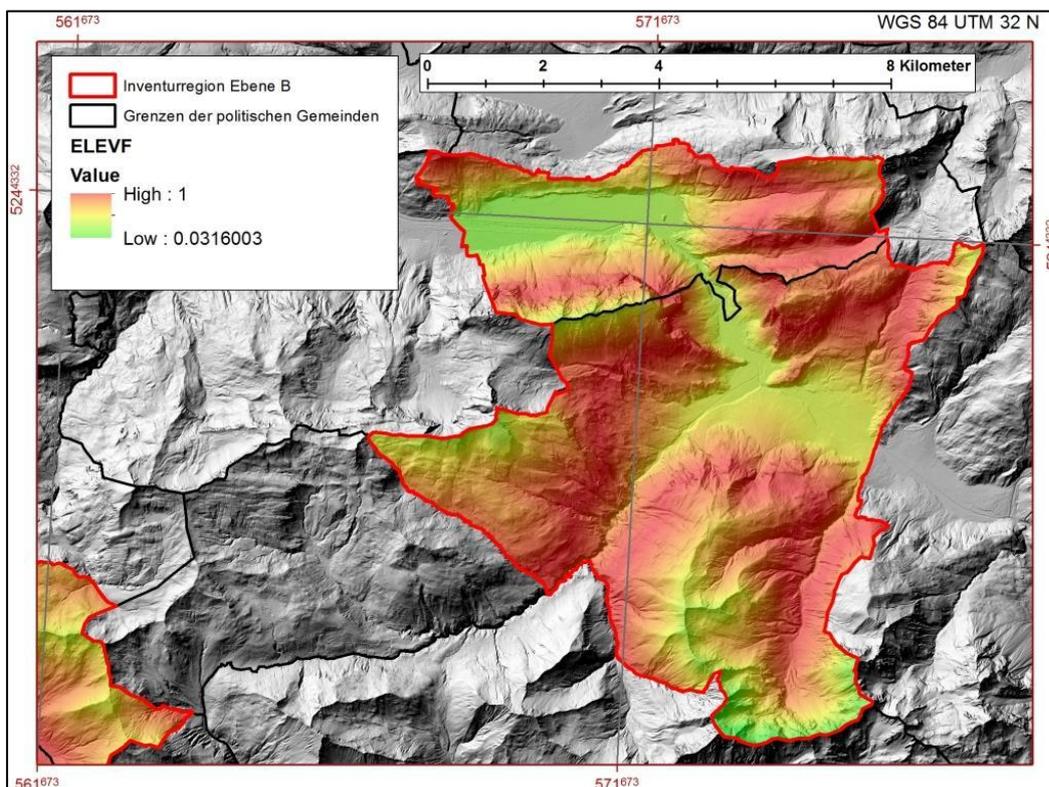
Als Indikator für die Rutschungsneigung des Geländes aufgrund der Seehöhe wurde wie bei der Hangneigung das Verhältnis zwischen dem Anteil der Rutschungen in den Seehöhenstufen und dem Prozentanteil der

Seehöhenstufen in Relation zum Maximum dieses Verhältnisses verwendet (ELEV<sub>F</sub>). Im Gegensatz zur Hangneigung wurde jedoch nicht direkt das Maximum des Verhältnisses, sondern das Maximum aus der Schätzkurve F4 des Verlaufs des Verhältnisses verwendet (Max (ELEV<sub>F</sub>) = 1.51179).

F4) 
$$ELEV_F = \frac{-2.295 + 0.007 \cdot ELEV + (-3.971E-6) \cdot ELEV^2 + (6.451E-10) \cdot ELEV^3}{\text{Max (ELEV}_F)}$$

Der über das DGM flächig berechnete Seehöhenfaktor der Rutschungsdisposition hat im Inventurgebiet B Werte zwischen rund 0,03 und 1 (Abbildung 6423-5).

Abbildung 6423-5: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition aufgrund der Seehöhe



#### 6.4.2.4. Topografische Feuchteindex

Der Topindex oder topografische Feuchteindex (TWI) nach dem TOPMODEL-Konzept von (Beven et al., 1979) ist ein relatives Maß der potenziellen Abflussakkumulation auf einer Fläche. Er errechnet sich aus der Einzugsgebietsfläche  $A_s$  pro Einheit der normal zur Fließrichtung betrachteten Breite des Hangteils (Pixelbreite) und aus dem Tangens der Hangneigung des Hangteils als Näherung des hydraulischen Gradienten. Der Topindex nimmt mit der Fläche, die potenziell in einen Hangteil entwässert, zu und mit zunehmender Hangneigung ab.

Der TWI wurde nicht mit dem regionalen DGM bestimmt, da er nur in einem großräumigen Kontext für die durch Gemeindegrenzen bestimmten verschiedenen Einzugsgebiete und Hangteile des Inventurgebietes B eine Aussage hat. Der TWI wurde auf Basis eines am BFW (Perzl et al., 2014) aus den ALS-Daten des BMLFUW generierten DGMs für ganz Österreich mit 30 m Auflösung berechnet. Es gibt verschiedene Möglichkeiten den TWI zu berechnen, die sich je nach dem untersuchten Zusammenhang unterschiedlich gut eignen (Sørensen et al., 2006). Hier wurde eine einfache, mit den in ArcGIS implementierten Tools umsetzbare Berechnung durchgeführt:

- 1) Hydrologische Glättung des Höhenmodells mit 30 m Auflösung.
- 2) Berechnung der FlowDirection.
- 3) Berechnung der FlowAccumulation (a1030mflowacc)
- 4) Berechnung der Einzugsgebietsfläche eines Pixels pro Einheit des Hangteils:  $A_s = (a1030mflowacc + 1) * 30$ .
- 5) Berechnung der Hangneigung in Grad (a1030mhn).
- 6) Umrechnung der Neigung in Radiant:  $a1030mhnrad = a1030mhn * (1,57) / 90$
- 7)  $TWI = \ln (A_s / \tan a1030mhnrad)$ .

Die Werte zwischen 0,61 und 25,84 wurden ganzzahlig mathematisch gerundet und in ein Modell mit dem lokalen Extent extrahiert (LEVELBTWI\_mathround).

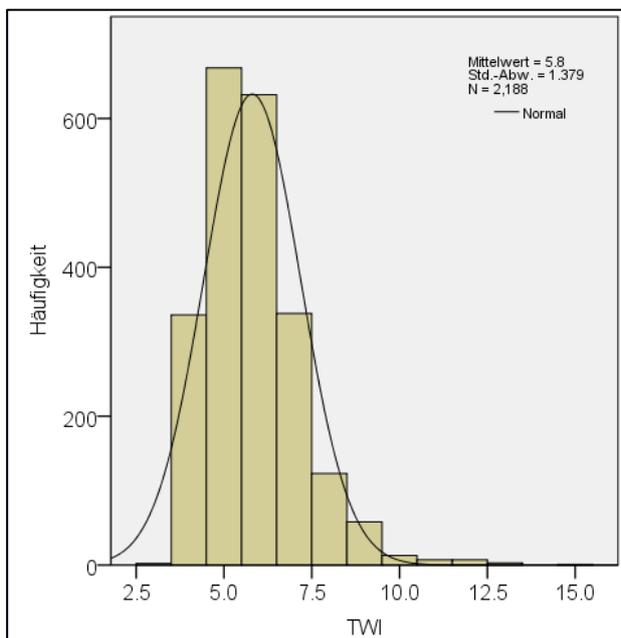
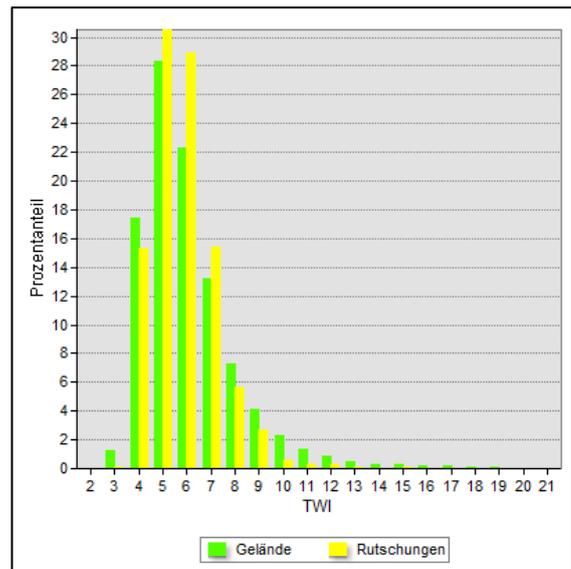


Abbildung 6424-1: Histogramm des TWI von Rutschungsanbrüchen

Der TWI der Rutschungen im Gebiet B konzentriert sich um den Wert 6 mit einer rechtsschiefen Verteilung (Abbildung 6424-1).

Abbildung 6424-2: Verteilung des TWI und des TWI von Rutschungsanbrüchen

Die generelle Verteilung des TWI und des TWI bei Rutschungen haben eine ähnliche Form. Rutschungen treten überproportional bei TWI-Werten von 5, 6 und 7 auf (Abbildung 6424-2). Unter einem TWI-Wert von 3 und über einem TWI-Wert von 15 gibt es keine Rutschungen. Werte unter 3 und über 10 sind Ausreißer im Sinne von Tukey (1977).



Als Indikator für die Rutschungsneigung des Geländes wurde wie bei der Hangneigung das Verhältnis zwischen dem Prozentanteil der Rutschungen und dem Anteil des Geländes bei einem bestimmten TWI in Relation zum Maximum dieses Verhältnisses verwendet (TWIF). Der Anstieg des TWIF mit ansteigendem TWI bis zum TWI-Wert 6 kann mit F5 approximiert werden:

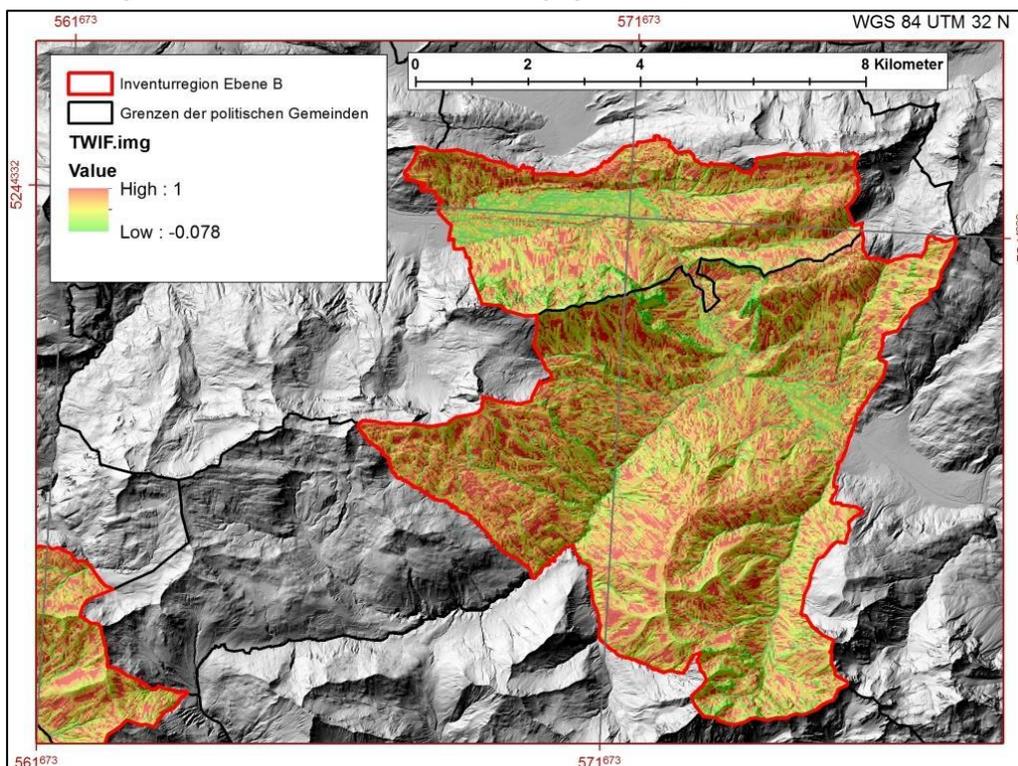
$$F5) \text{ TWIF } (1 \leq \text{TWI} < 6) = -0.854 + 0.424 * \text{TWI} - 0.018 * \text{TWI}^2$$

Für die TWI-Werte ab 6 bis 16 gilt F6:

$$F6) \text{ TWIF } (6 \leq \text{TWI} \leq 16) = 2.404 - 0.288 * \text{TWI} + 0.009 * \text{TWI}^2$$

Die Eingangsgrößen sind ganzzahlig mathematisch gerundete TWI-Werte. Über einem TWI von 16 gilt TWIF = 0. Abbildung 6424-3 ist ein Ausschnitt der Faktorenkarte.

Abbildung 6424-3: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition und Abflusskonzentration



### 6.4.2.5. Wölbung

Die Wölbungen (gesamte Wölbung CURV, horizontale PLANCURV und vertikale Wölbung PROCURV) wurden aus dem 30 m DGM mit dem im Spatial Analyst implementierten CURVATURE Tool bestimmt.

Außerdem wurde die Standardabweichung der Wölbung als Indikator für die Rauigkeit des Geländes auf der Ebene des Mesoreliefs herangezogen. Dazu wurden mit fokaler Statistik in einer Kreisnachbarschaft mit einem Radius von 50 m die Standardabweichung (CURVSTD) der Wölbung (CURV) bestimmt.

Rutschungen traten im Inventurgebiet B vor allem im schwach konkaven bis schwach konvexen Gelände mit Schwerpunkt im sehr schwach konkaven Gelände auf. Auch die Profilwölbung und die planare Wölbung tendieren zur schwach konkaven Geländeform (Abbildung 6425-1 bis 6425-4).

Die Klassifikation der Wölbungsparameter wurde jeweils mit den Tukey-Angelpunkten der Verteilung der Rutschungen über die Wölbung durchgeführt. Es wurden 5 Klassen gebildet, jeweils eine Klasse für die Werte unter- oder oberhalb der Ausreißergrenzen, das Interquartil, der Bereich zwischen der unteren Ausreißergrenze und dem 1. Quartil und zwischen dem 3. Quartil und der oberen Ausreißergrenze.

Der Vergleich der Verteilung der Wölbungsklassen im Gebiet mit der Verteilung der Rutschungen auf die Wölbungsklassen zeigt ähnliche Verteilungsformen. Im schwach konkaven Bereich ist jedoch der Anteil der Rutschungen höher als es dem Anteil des Geländes entspricht. Auch die Verteilung der Standardabweichung der Wölbung der Rutschungen folgt der linksschiefen Verteilung der Standardabweichung des Geländes (Abbildung 6425-1 bis 6425-4).

Abbildung 6425-1: Wölbungen von Rutschungen und im Vergleich mit dem Gelände

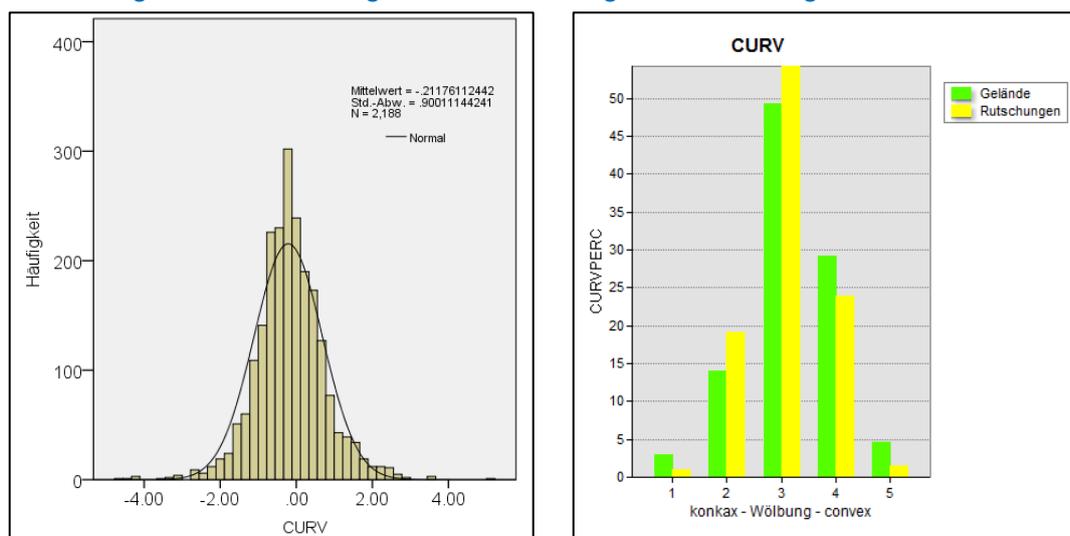


Abbildung 6425-2: Profilwölbungen von Rutschungen und im Vergleich mit dem Gelände

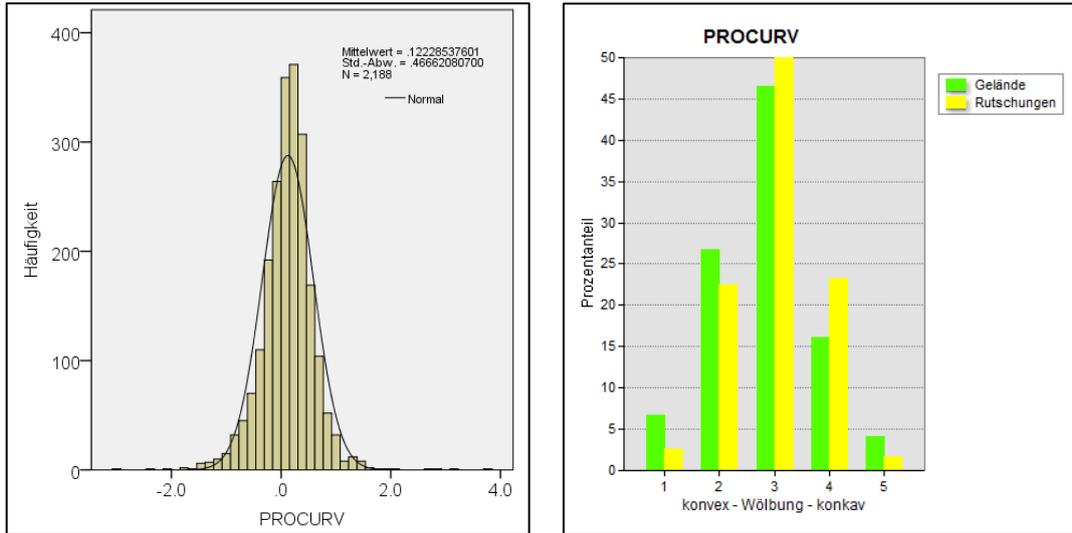


Abbildung 6425-3: planare Wölbungen von Rutschungen und im Vergleich mit dem Gelände

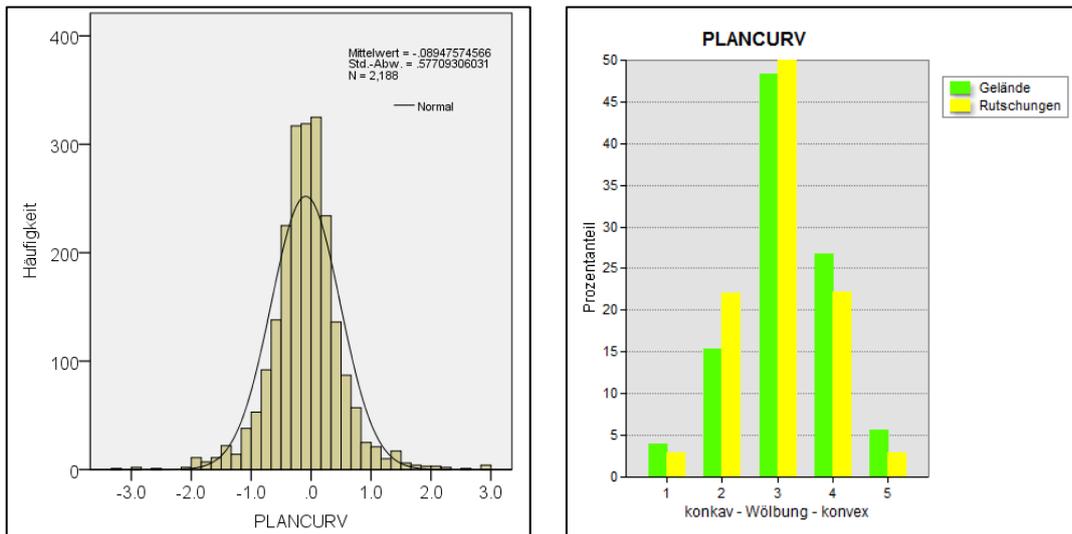
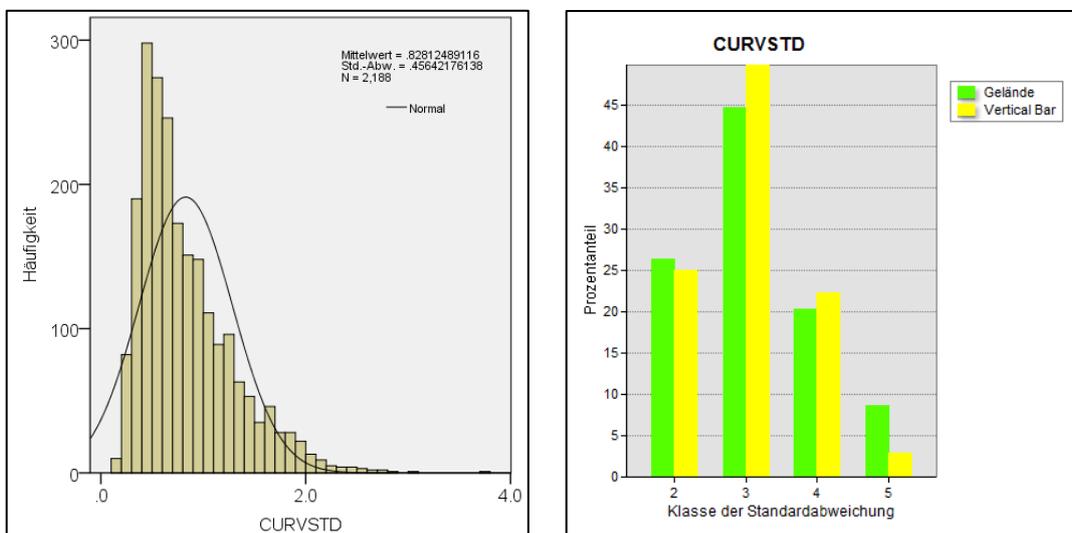


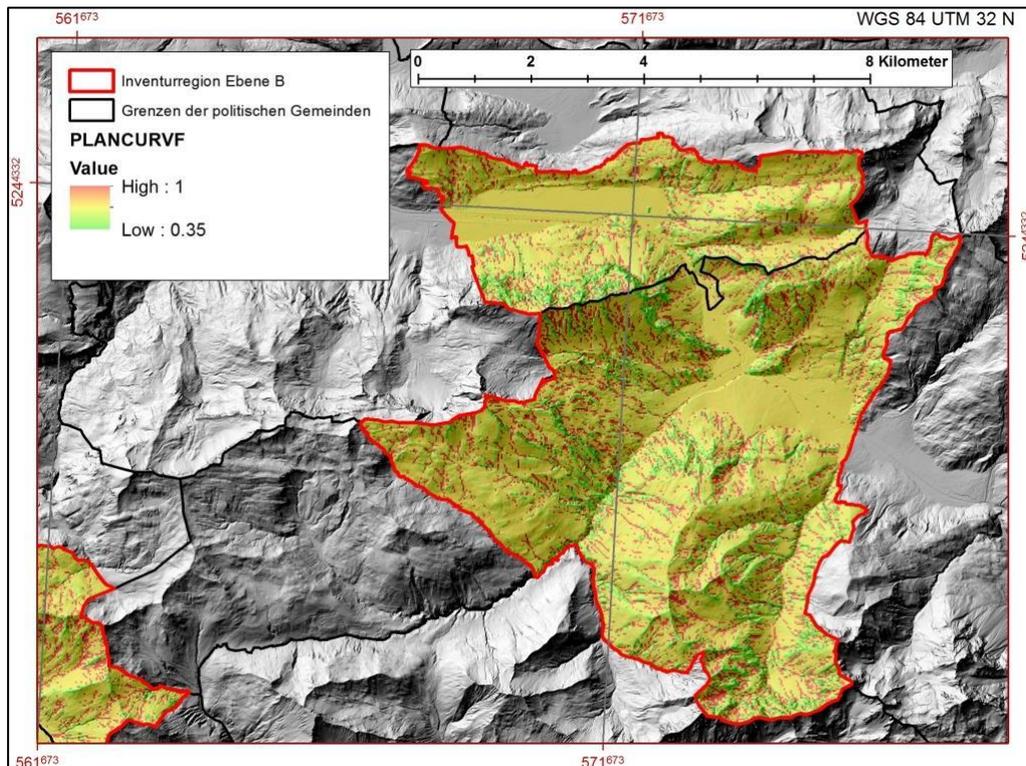
Abbildung 6425-4: Standardabweichungen der Wölbung von Rutschungen und Vergleich mit dem Gelände



Als Indikatoren für die Rutschungsdisposition wurden wieder die Prozentanteile der Rutschungen in den Wölbungsklassen im Verhältnis zum Anteil der Wölbungsklassen am Gelände mit dem Maximum dieses Verhältnisses standardisiert.

Die Indikatoren der politischen wurden in flächendeckende Faktorenlayer des Inventurgebiets B transformiert. [Abbildung 6425-5](#) zeigt einen Ausschnitt der Faktorenkarten für die planare Wölbung.

[Abbildung 6425-5: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition aufgrund der planaren Wölbung](#)



#### 6.4.2.6. Gesamtmodel der Rutschungsdisposition

Zur Einordnung des Geländes in Klassen unterschiedlicher Grunddisposition anhand der Faktoren gibt es mehrere Möglichkeiten. Die Zuordnung eines Geländeteils zu den drei Klassen der Rutschungsdisposition gemäß [Tabelle 641-1](#) kann mit Diskriminanz- oder über Regressionsfunktionen durchgeführt werden.

Multivariate Regressionen führen bei einem Phänomen mit starker Streuung der erklärenden Variablen zu einem Funktionsverlauf, der eine starke Glättung der zu erklärenden Merkmalsausprägung des Phänomens bewirkt. Daher wurde eine Diskriminanzanalyse mit einer schrittweisen Aufnahme der erklärenden Faktoren durchgeführt (Selektionsmethode). Die Diskriminanzanalyse erlaubt eine Prognose der Gruppenzugehörigkeit des Geländes über Diskriminanzfunktionen anhand der Faktorenkarten. Für die Aufnahme eines Faktors wurden der kleinste Wilks' Lambda-Wert sowie F-Wahrscheinlichkeiten von 0,05 und für den Ausschluss von 0,1 festgelegt. Die zuzuordnenden Gruppen sind die Dispositionsstufen gemäß [Tabelle 641-1](#). Die

Dispositionsklasse "gering" wurde mit der Ziffer 1, die Klasse "mittel" mit der Ziffer 2 und die Klasse "hoch" mit 3 codiert.

Als potenziell gruppentrennende Faktoren wurden die Hangneigung (SLOPEF), die Lithologie (LITH), die Höhenlage (ELEVf), der Topindex (TWIF), die Wölbung (CURVF), die Profilwölbung (PROCURVF), die planare Wölbung (PLANCURVF) und die Standardabweichung der Wölbung (CURVSTDF) einbezogen.

Die univariate ANOVA (Tabelle 6426-1) zeigt, dass bei isolierter Betrachtung nur der Hangneigungsfaktor (SLOPEF), die Profilwölbung (PROCURV) und die bewertete Lithologie (LITH) mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 5 % die Gruppen voneinander trennen. Am besten trennt der SLOPEF die Gruppen. Die planare Wölbung (PLANCURV) hat eine Tendenz zur Signifikanz.

Tabelle 6426-1: Univariate ANOVA

Faktoren	Wilks-Lambda	F	df1	df2	Signifikanz
SLOPEF	0,989	12.660	2	2183	0,000
LITH	0,995	5.094	2	2183	0,006
ELEVf	0,999	1.403	2	2183	0,246
TWIF	0,999	.967	2	2183	0,380
CURF	0,999	1.215	2	2183	0,297
PROCURF	0,995	5.645	2	2183	0,004
PLANCURVF	0,997	2.743	2	2183	0,065
CURVSTDF	0,999	1.275	2	2183	0,280

Die Selektionsmethode führte zu einer Reduktion der Faktoren auf die Variablen SLOPEF und LITH (Tabelle 6426-2)

Tabelle 6426-2: Univariate ANOVA

Schritt	Aufgenommen	Wilks-Lambda							
		Statistik	df1	df2	df3	Exaktes F			
						Statistik	df1	df2	Signifikanz
1	SLOPEF	0,989	1	2	2183,000	12,660	2	2183,000	0,000
2	LITH	0,985	2	2	2183,000	8,338	4	4364,000	0,000

Bei jedem Schritt wurde die Variable aufgenommen, die das gesamte Wilks-Lambda minimiert.  
 Maximale Anzahl der Schritte ist 16.  
 Maximale Signifikanz des F-Werts für die Aufnahme ist .05.  
 Minimale Signifikanz des F-Werts für den Ausschluss ist .10.

Tabelle 6426-3: Eigenwerte (Varianzanteile) der Diskriminanzfunktion

Funktion	Eigenwert	% der Varianz	Kumulierte %	Kanonische Korrelation
1	0,015	99,6	99,6	0,123
2	0,000	0,4	100,0	0,008

Tabelle 6426-3 zeigt, dass der Varianzanteil der zweiten Diskriminanzfunktion mit 0,4 % im Verhältnis zur ersten Funktion mit einem Anteil von 99,6 % sehr gering ist. Daher

wurde die Diskriminanzanalyse wiederholt und auf eine Diskriminanzfunktion beschränkt. Das Klassifizierungsergebnis konnte damit jedoch nicht verbessert werden.

**Tabelle 6426-4** fasst das Klassifizierungsergebnis zusammen. Die Trefferquote einer zufälligen Einordnung in drei Gruppen beträgt 33,3 %. 40,3 % der Fälle wurden richtig klassifiziert. Vor allem die Einordnung in die Gruppe 2 "mittlere Grunddisposition" erwies sich als schwierig. Das verschlechtert das Gesamtergebnis. Ob im langjährigen Durchschnitt in einer Umgebung von 50 m weniger oder mehr als zwei bis drei Rutschungen auftreten, wird von der Hangneigung und der Lithologie nur in einem geringen Umfang gesteuert. Vielmehr dürften hier auch andere, zum Teil auch zufällige Effekte wie das Auftreten von Rutschungskaskaden durch den konzentrierten Wasseraustritt nach dem Anbruch einer Rutschung sowie nicht erfassbare Faktoren (wie z. B. eine künstlich bedingte Abflusskonzentration) einen Einfluss haben. Gerade in Au sind beim Starkregenereignis im August 2005 solche Kaskaden- und Konzentrationseffekte aufgetreten. Berücksichtigt man, dass solche Effekte, die nicht Teil der natürlichen Grunddisposition sind, sowie die Landnutzung das tatsächliche Auftreten von Rutschungen beeinflussen, dann ist das Ergebnis der Klassifikation als brauchbar zu beurteilen. Es gilt dabei auch zu beachten, dass das Merkmal STDL nicht nur die einfache räumliche Auftretenswahrscheinlichkeit von Rutschungen bei einem auslösenden Ereignis beschreibt, sondern auch eine zeitliche Dimension hat. Eine Reduktion auf zwei Gruppen der Grunddisposition erbrachte im Verhältnis zur A-priori-Wahrscheinlichkeit sogar eine Verschlechterung des Ergebnisses. Die Gruppe zwei kann als ein Bereich der Rutschungsgrunddisposition interpretiert werden, der stark auf die Intensität des auslösenden Ereignisses reagiert.

**Tabelle 6426-4: Klassifizierungsergebnis der Diskriminanzanalyse**

Grunddisposition		Vorhergesagte Gruppenzugehörigkeit			Gesamt	
		1	2	3		
Original	Anzahl	1	469	57	411	937
		2	258	46	283	587
		3	246	50	366	662
	%	1	50,1	6,1	43,9	100,0
		2	44,0	7,8	48,2	100,0
		3	37,2	7,6	55,3	100,0

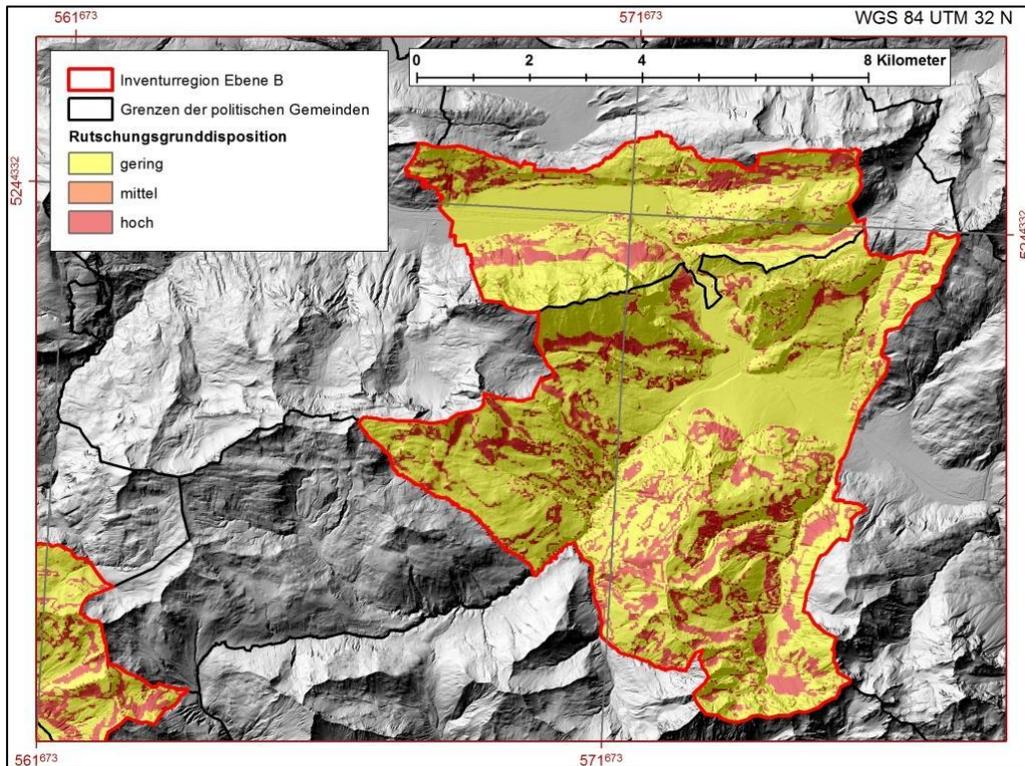
**Tabelle 6426-5** enthält die Koeffizienten der linearen Klassifizierungsfunktionen nach Fisher.

**Tabelle 6426-5: Koeffizienten der Klassifizierungsfunktionen**

	Grunddispositions-klasse		
	1	2	3
SLOPEF	10,441	10,837	11,431
LITH	19,769	21,214	22,371
(Konstante)	-5,246	-5,618	-6,126

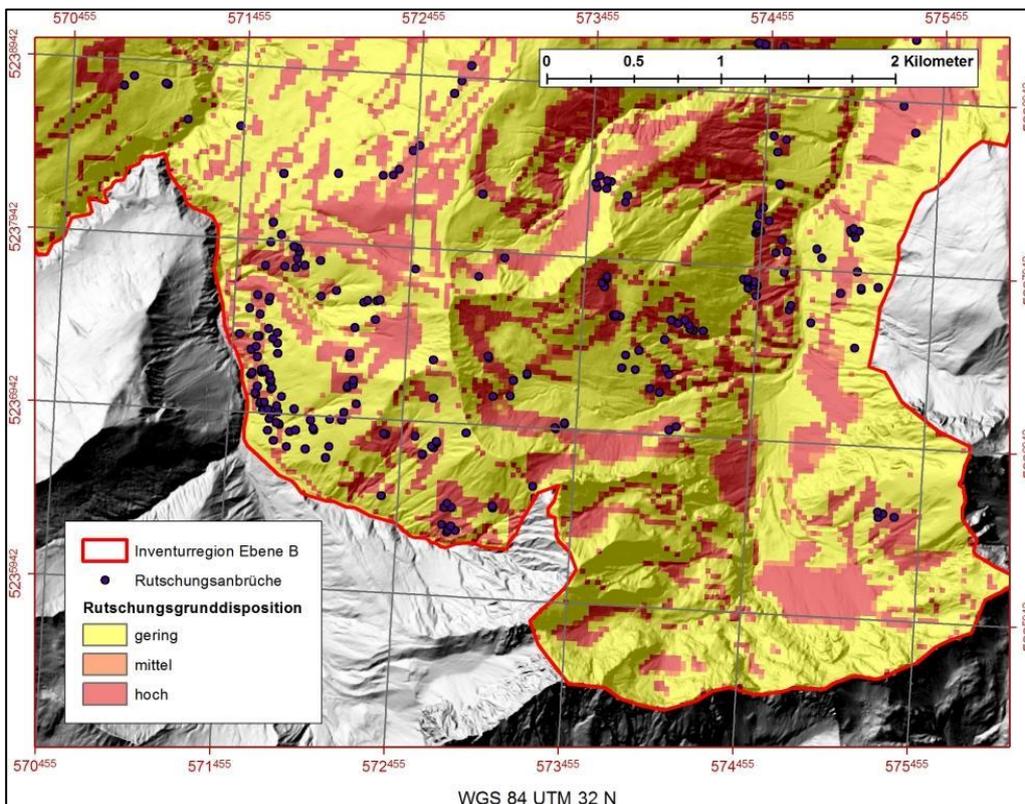
Die Faktorenkarten SLOPEF und LITH wurden mit den Klassifizierungsfunktionen in eine Karte der Grunddispositionsstufen transformiert (**Abbildung 6426-1**).

Abbildung 6426-1: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition



Obwohl das Ergebnis der Klassifikation mit einer Trefferquote von rund 40 % mäßig ist, stimmen die ausgewiesenen Zonen der Rutschungsgrunddisposition optisch gut mit Bereichen mit gehäuftem Auftreten von Rutschungen überein.

Abbildung 6426-2: Ausschnitt - Rutschungsgrunddisposition mit Rutschungsanbrüchen



## 6.5. Erfassung der Landnutzung

Zur Erfassung der Landnutzung und ihrer Veränderung gibt es drei Möglichkeiten: 1) die Nutzung bestehender Landnutzungskarten, 2) die Kartierung der Landnutzung und 3) die Erhebung der Landnutzung auf der Basis von Stichproben.

Die vorhandenen Landnutzungskarten und statistischen Systeme wie [Seger \(1999\)](#), CORINE ([UBA, 2015](#)) und LUCAS ([EUROSTAT, Martino & Fritz 2008](#)) haben eine relativ grobe Auflösung bzw. MMU (Seger 1 ha, CORINE 25 ha, LUCAS 400 ha). Sie sind daher nicht geeignet, um die oft nur sehr kleinflächigen Änderungen der Landnutzung im Untersuchungsgebiet Au abbilden zu können. In Frage kommt daher nur die Landnutzungsebene der digitalen Katastermappe.

Die digitale Katastermappe (DKM) ist ein Vektordatenbestand der Grundstücke und ihrer Nutzung, der vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) für ganz Österreich erstellt wird. Das Nutzungsattribut (NS) der Nutzungsebene (DKM-NFL) beschreibt die Landnutzung ([BEV, 2012](#)). Die Genauigkeiten und die Aktualität der ausgewiesenen Nutzungen sind jedoch heterogen ([Brandstötter & Paul 2003, Perzl et al. 2015](#)). [Schwarz & Tilch \(2008\)](#), weisen auf die mangelnde Datenqualität der DKM-Landnutzung als Grundlage für die Modellierung der Rutschungsdisposition hin. Daher ist der Kataster für die Auswertung von Landnutzungen und ihrer Veränderungen nur bedingt geeignet ([Brandstötter & Paul, 2003](#)). Die Schwierigkeit bei flächendeckenden Landnutzungskartierungen in Polygoneometrie ist die Subjektivität der Delinierung.

Für die Erfassung der Landnutzung der beiden Vergleichsperioden wurde ein Stichprobensystem im Anhalt an die Methodik der Schweizer Arealstatistik ([Bundesamt für Statistik, 2015](#)) gewählt. Die Klassifikation der Landnutzung folgt einem am BFW verwendeten und modifizierten System, das auf die Erhebung der Landbedeckung und -nutzung für hydrologische Fragestellungen ausgerichtet ist ([Stepanek et al., 2009](#)). Die MMU variiert je nach Nutzungstyp, da z. B. die Erfassung der Infrastruktur und ihrer Veränderung eine feinere Auflösung erfordert als die Erfassung von Wäldern (vgl. [Di Gregorio 1991, zit. aus Di Gregorio 1998](#)). Das angewandte System unterscheidet mit Ausnahme der Schattenflächen neun Hauptkategorien ([Tabellen 65-1 bis 65-8](#)). Erfasst wurde die jeweils feinste Ebene.

**Tabelle 65-1: Landnutzungskategorie Siedlungs-, Verkehrsflächen**

Level I		Level II		Level III	
Code	Notation	Code	Notation	Code	Notation
10000	settlement and traffic area <i>MMU: 1000 m<sup>2</sup>, 10 m</i>	11000	settlement and local access road traffic area <i>MMU: 500 m<sup>2</sup>, 10 m</i>	11100	buildings with circumjacent facilities and local access road traffic area <i>MMU: 50 m<sup>2</sup>, 5 m</i>
				11200	open area with (communal) facilities of culture (recreation areas, parks) <i>MMU: 100 m<sup>2</sup>, 5 m</i>
				11300	energy and water supply, disposal facilities area <i>MMU: 100 m<sup>2</sup>, 5 m</i>
				11400	untilled construction, leveling, mining, disposal area <i>MMU: 100 m<sup>2</sup>, 5 m</i>
				11500	natural hazard defense area <i>MMU: 100 m<sup>2</sup>, 5 m</i>
		12000	transit traffic area <i>MMU: 500 m<sup>2</sup>, 10 m</i>	12100	transit road traffic area <i>MMU: 60 m<sup>2</sup>, 3 m</i>
				12200	railway area <i>MMU: 60 m<sup>2</sup>, 3 m</i>
		12300	airport area <i>MMU: 500 m<sup>2</sup>, 10 m</i>		

Tabelle 65-2: Landnutzungskategorie Ödflächen

Level I		Level II		Level III	
Code	Notation	Code	Notation	Code	Notation
20000	badlands: rock, rocky terrain with sparse grass or woody vegetation, mainly colluvial debris, erosion <i>MMU: 5000 m<sup>2</sup>, 50 m</i>	21000	rock, bare Karst <i>MMU: 2500 m<sup>2</sup>, 50 m</i>		
		22000	sparse vegetation in rocky, Karst and/or eroded terrain <i>MMU: 2500 m<sup>2</sup>, 50 m</i>		
		23000	colluvial debris <i>MMU: 2500 m<sup>2</sup>, 50 m</i>		
		24000	erosion <i>MMU: 2500 m<sup>2</sup>, 50 m</i>		
		25000	rock, colluvial debris and erosion <i>MMU: 2500 m<sup>2</sup>, 50 m</i>		
		26000	eroded gully with sparse vegetation <i>MMU: 2500 m<sup>2</sup>, 50 m</i>		

Tabelle 65-3: Landnutzungskategorie Grünland

Level I		Level II		Level III	
Code	Notation	Code	Notation	Code	Notation
30000	grassland, tall forbs <i>MMU: 5000 m<sup>2</sup>, 50 m, 10 m</i>	Grasland: <i>MMU 1000 m<sup>2</sup>, 20 m, 10 m</i>			
		Categories within grasland:			
		31000	low grass (with dwarf shrubs) – no intense pasturing <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
		32000	pasture grassland <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
		33000	grass, forbs – meadows <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
		34000	wet grassland, reed, moor <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
		35000	low grass with erosion (topsoil stripping) <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
		36000	low grass with debris <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
		37000	low grass with debris and erosion <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
		38000	tall grass/forb area <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
		39000	other grass/herb area <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		

Tabelle 65-4: Landnutzungskategorie Zwergstrauchheide

Level I		Level II		Level III	
Code	Notation	Code	Notation	Code	Notation
40000	dwarf shrub heath <i>MMU: 5000 m<sup>2</sup>, 50 m, 10 m</i>	41000	dwarf shrubs – no intense pasturing <i>MMU: 2500 m<sup>2</sup>, 50 m</i>		
		42000	dwarf shrubs – intense pasturing <i>MMU: 2500 m<sup>2</sup>, 50 m</i>		

Tabelle 65-5: Landnutzungskategorie landwirtschaftlich genutzte Flächen

Level I		Level II		Level III	
Code	Notation	Code	Notation	Code	Notation
50000	cropland, special cultivation <i>MMU: 5000 m<sup>2</sup>, 50 m, 10</i>	Cropland: <i>MMU 1000 m<sup>2</sup>, 20 m, 10 m</i>			
		Categories within cropland			
		51000	cropland <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
		52000	horticulture <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
		53000	orchard plantation, viniculture, hop <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>		
54000	open orchard – grove <i>MMU: 2000 m<sup>2</sup>, 20 m</i>				

Tabelle 65-6: Landnutzungskategorie Wald- und Strauchflächen

Level I		Level II		Level III	
Code	Notation	Code	Notation	Code	Notation
60000	closed shrubs MMU: 5000 m <sup>2</sup> , 50 m, 25 m, 10 m	Closed shrub area: MMU 1500 m <sup>2</sup> , 25 m, 10 m			
		Shrub categories within shrub area:			
		61000	mountain pine shrubs		
		62000	deciduous shrubs		
		63000	mountain pine and deciduous shrubs		
70000	forest use – trees, bushes and cuttings MMU: 5000 m <sup>2</sup> , 50 m, 20 m	Forest use: MMU 1500 m <sup>2</sup> , 25 m, 10 m			
		Forest categories within forest use:			
		71000	moderately to dense stocked adult coniferous forest MMU: 1500 m <sup>2</sup> , 25 m, 10 m		
		72000	moderately to dense stocked adult deciduous forest MMU: 1500 m <sup>2</sup> , 25 m, 10 m		
		73000	moderately to dense stocked adult mixed forest MMU: 1500 m <sup>2</sup> , 25 m, 10 m		
		74000	poorly stocked forest MMU: 2000 m <sup>2</sup> , 50 m, 10 m		

Tabelle 65-7: Landnutzungskategorie Wintersport

Level I		Level II		Level III	
Code	Notation	Code	Notation	Code	Notation
80000	alpine skiing slope or trail MMU: 1000 m <sup>2</sup> , 10 m	81000	skiing slope MMU: 500 m <sup>2</sup> , 10 m		
		82000	skiing trail MMU: 500 m <sup>2</sup> , 10 m		

Tabelle 65-8: Landnutzungskategorie Gewässer, Gletscher

Level I		Level II		Level III	
Code	Notation	Code	Notation	Code	Notation
90000	water body MMU: 2500 m <sup>2</sup> , 25 m	91000	lake, pond MMU: 1500 m <sup>2</sup> , 25 m	91100	lake MMU: 300 m <sup>2</sup> , 15 m
				91200	basin MMU: 300 m <sup>2</sup> , 15 m
		92000	river bed with river banks and active alluvial areas MMU: 1500 m <sup>2</sup> , 10 m	92100	river bed MMU: 1000 m <sup>2</sup> , 10 m
				92200	shored river channel MMU: 60 m <sup>2</sup> , 3 m
		93000	riparian swamp, cane brake MMU: 2000 m <sup>2</sup> , 20 m		
	glacier MMU: 5000 m <sup>2</sup> , 50 m	94100	glacier MMU: 2500 m <sup>2</sup> , 50 m		
94200		rock glacier MMU: 2500 m <sup>2</sup> , 50 m			

Die Genauigkeit der Erfassung der Landnutzung und ihrer Veränderungen über Stichproben hängt vom Design des Stichprobenrasters, vor allem von der Rasterweite, ab. Es wurden mit dem FISHNET Tool vier quadratische Stichprobenraster mit Abständen von 30 m, 60 m, 90 m und 120 m erzeugt. Die Stichprobennetze wurden so gestaltet, dass der Stichprobenpunkt jeweils im Zentrum einer Rasterzelle des DGMS als Basis für alle Rasterlayer liegt. Um zu überprüfen, welches Stichprobennetz die Landnutzungsänderung mit noch ausreichender Genauigkeit erfasst, wurden die Siedlungs- und Verkehrsflächen jeweils für die Periode 1972 - 1985 und 2001 - 2012 auf Basis der Orthofotoserien August 1985 und August 2012 flächendeckend kartiert.

Tabelle 65-9 zeigt, dass der 30 m Raster im Mittel 98,9 % und der 90 m Raster 97,6 % der Siedlungs- und Verkehrsflächen erfasst. Der 90 m Raster erfasst die kleinsten Landnutzungseinheiten mit nahezu der gleichen Effizienz wie der 30 m Raster. Der 30

m Raster mit einer Stichprobenpunktezah von 49.964 kam nicht in Frage, da dieser einer flächigen Kartierung gleichgekommen wäre.

Tabelle 65-9: Vergleich der Erfassung der Siedlungs- und Verkehrsflächen durch Kartierung und Stichprobennetze

Landnutzungstyp 1985	Karte	120 m	90 m	60 m	30 m
11100 Gebäude mit Nebenflächen	42,74 ha	27,36 ha	35,64 ha	39,24 ha	40,95 ha
11200 Freizeitfläche	1,46 ha	0,00 ha	2,43 ha	1,80 ha	1,44 ha
11400 Bau-, Abbau-, Planierungs-, Deponiefläche	9,53 ha	11,52 ha	12,15 ha	7,92 ha	9,18 ha
12100 Straßenverkehrsfläche	41,50 ha	51,84 ha	42,12 ha	42,48 ha	41,49 ha
Summe	95,23 ha	90,72 ha	92,34 ha	91,44 ha	93,06 ha
Anteil an der Summe Karte		95,26 %	96,97 %	96,02 %	97,72 %
Landnutzungstyp 2012	Karte	120 m	90 m	60 m	30 m
11100 Gebäude mit Nebenflächen	66,34 ha	60,48 ha	62,37 ha	70,56 ha	66,96 ha
11200 Freizeitfläche	2,36 ha	1,44 ha	3,24 ha	2,52 ha	2,43 ha
11400 Bau-, Abbau-, Planierungs-, Deponiefläche	7,43 ha	5,76 ha	6,48 ha	9,36 ha	7,56 ha
12100 Straßenverkehrsfläche	53,32 ha	53,28 ha	55,08 ha	52,20 ha	52,47 ha
Summe	129,45 ha	120,96 ha	127,17 ha	134,64 ha	129,42 ha
Anteil an der Summe Karte		93,44 %	98,24 %	104,01 %	99,98 %

Vergleicht man die Matrizen der mit dem 60 und dem 90 m Stichprobenraster erfassten Landnutzungsänderungen mit der Matrix der Änderung nach der flächendeckenden Kartierung ergibt sich über alle Kategorien eine höher Effizienz des 90 m Rasters. Der 90 m Raster mit 5.545 Punkten erfasst im Mittel 99,1 % der kartierten Änderungen (Tabelle 65-10). Der 60 m Raster mit 12.490 Rasterpunkten ergibt 95,2 %. Daher wurde der 90 m Raster zur Erfassung der Landnutzung für die beiden Perioden verwendet (Abbildung 65-1).

Tabelle 65-10: Vergleich der Erfassung der Veränderung der Siedlungs- und Verkehrsflächen durch Kartierung (in ha) und relativ dazu durch das 90 und 60 m Stichprobennetz

LN Karte 1985	Landnutzungstyp Karte 2012 [ha]				
	2012 11100	2012 11200	2012 11400	2012 12100	2012 sonstige
1985 11100	39,82	0,06	0,00	0,53	2,33
1985 11200	0,05	1,38	0,00	0,03	0,00
1985 11400	0,33	0,19	0,79	0,29	7,93
1985 12100	0,57	0,03	0,05	34,47	6,38
1985 sonstige	25,57	0,70	6,59	18,00	4.349,79
LN 90 m Raster	Landnutzungstyp 90 m Raster 2012 [%]				
	2012 11100	2012 11200	2012 11400	2012 12100	2012 sonstige
1985 11100	83,40	0,00	100,00	0,00	102,97
1985 11200	0,00	176,09	100,00	0,00	0,00
1985 11400	245,45	0,00	144,64	352,17	140,46
1985 12100	284,21	0,00	0,00	96,29	126,56
1985 sonstige	104,25	115,71	100,62	105,08	99,96
LN 60 m Raster	Landnutzungstyp 60 m Raster 2012 [%]				
	2012 11100	2012 11200	2012 11400	2012 12100	2012 sonstige
1985 11100	96,74	600,00	100,00	0,00	15,25
1985 11200	0,00	130,43	100,00	0,00	0,00
1985 11400	327,27	0,00	128,57	0,00	72,83
1985 12100	126,32	0,00	0,00	101,25	106,88
1985 sonstige	117,94	51,43	111,80	93,40	100,20

Abbildung 65-1: Orthofoto 2012 des Gemeindegebiets von Au überlagert vom 90 m Raster

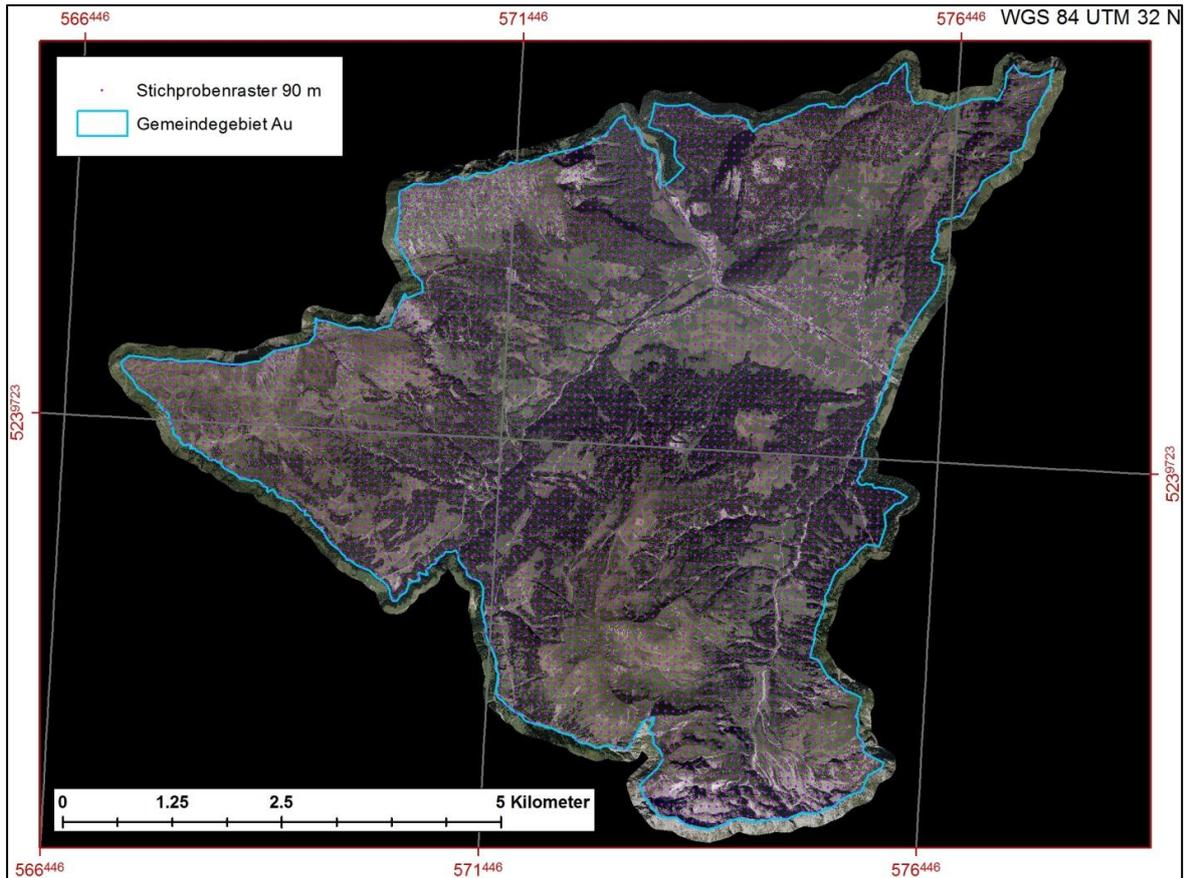
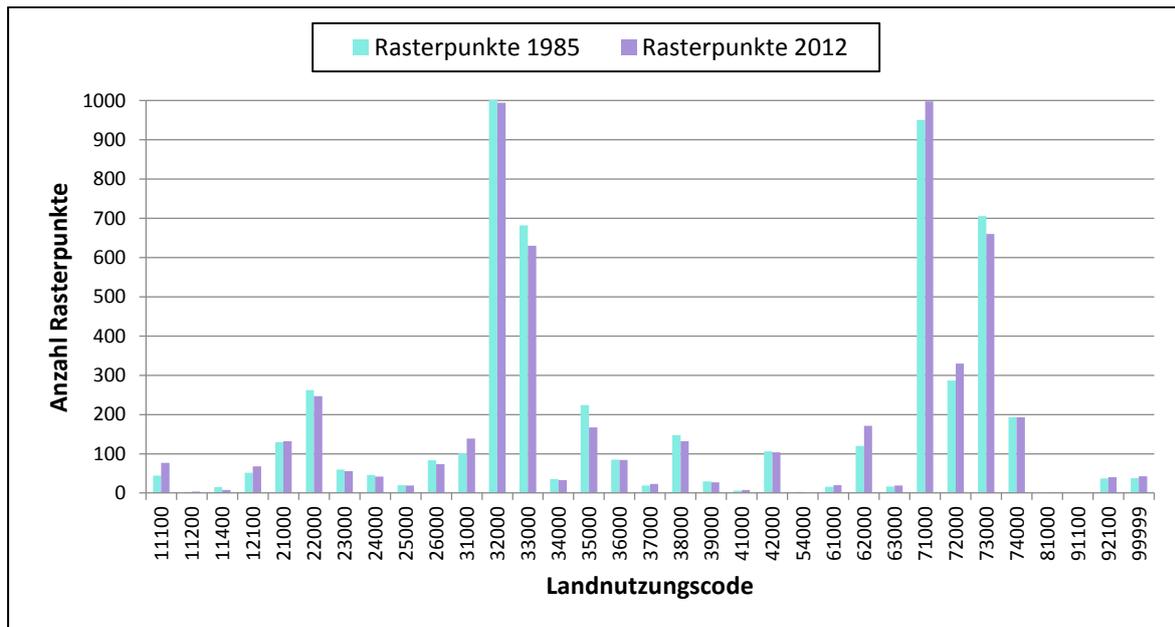


Abbildung 65-2 zeigt, dass in beiden Perioden in der Landnutzung die Kategorien Weiderasen (Code 32000), Mähwiese (33000), Nadelwald (71000) und Mischwald (73000) dominieren.

Abbildung 65-2: Anzahl der Rasterpunkte je Landnutzungstyp am Orthofoto 1985 und 2012



## 6.6. Rutschungsdichte in den Vergleichsperioden

Die Periode 1972 - 1985 umfasst durchschnittlich 12,96 und die Periode 2001 - 2012 10,97 Beobachtungsjahre. Der Vergleich der Inventurergebnisse für die beiden Perioden ist aber verzerrt, da die Periode 1972 - 1985 keine Zwischenserien enthält, während in der Periode 2001 - 2012 noch der Sonderflug Hochwasser 2005 und zwei weitere reguläre Orthofotoserien enthalten sind. Daher wurden die nur in diesen drei Serien, aber nicht mehr am Luftbild 2012 sichtbaren Rutschungen beim Vergleich der STLD nicht berücksichtigt.

**Tabelle 66-1** enthält die Anzahl der Rutschungen der beiden Perioden. Am Luftbild 1985 waren 43 Rutschungen sichtbar. Die Luftbildserien 2005 - 2012 ergeben 233 Rutschungen, davon sind 160 (68,7 %) noch am Orthofoto 2012 erkennbar. Den größten Rückgang noch sichtbarer Rutschungen auf rund 9 % gab es bei den Mähwiesen (Code 33000). Rutschungen auf Mähwiesen werden von den Landwirten meist rasch saniert. Die Erfassung von flachgründigen Rutschungen nur auf der Basis von Schattenreliefs ist daher nicht zu empfehlen. Die Dichte der Luftbildserien hat einen erheblichen Einfluss auf das Ergebnis und die Vergleichbarkeit multitemporaler Rutschungsinventuren.

**Tabelle 66-1: Anzahl der in Au erfassten Rutschungen in den Vergleichsperioden**

Landnutzung Code	Anzahl der Rutschungen			2012 noch sichtbar in % von 2001 - 2012
	1972 - 1985	2001 - 2012	2012 noch sichtbar	
26000	1	1	1	100,00
31000	2	17	17	100,00
32000	24	102	80	78,43
33000	6	45	4	8,89
34000	0	2	2	100,00
35000	1	10	10	100,00
37000	1	4	4	100,00
38000	5	14	11	78,57
41000	0	2	2	100,00
42000	0	1	1	100,00
62000	0	8	8	100,00
71000	0	12	10	83,33
72000	1	2	1	50,00
73000	1	0	0	---
74000	1	13	9	69,23
Summe	43	233	160	68,67

In beiden Perioden traten absolut die meisten Rutschungen auf Weiderasen (Code 32000) auf, der 1985 den größten und 2012 mit geringer Differenz zum Nadelwald (71000) den zweitgrößten Flächenanteil hatte ([Abbildung 65-2](#)). Im Nadelwald mit einem fast gleich großen Flächenanteil traten 1972 - 1985 keine und 2001 - 2012 nur 12,5 % der Rutschungen des Weiderasens auf. Daraus lässt sich bereits ein erheblicher Einfluss des Landnutzungstyps auf das Auftreten von Rutschungen ablesen, den das Grunddispositionsmodell definitionsgemäß nicht abbilden kann.

Als Basis für den Vergleich der Rutschungsaktivität in den Perioden 1972 - 1985 und 2001 - 2012 wurden analog zur Vorgangsweise gemäß [Kapitel 6.4.1](#) Layer der STLD der Perioden erstellt.

Der STLD-Wert der Periode 1972 - 1985 hat ein Maximum von rund 0,49 und ein Mittel von 0,001 Rutschungen pro Hektar und Jahr, für die Periode 2001 - 2012 beträgt das Maximum 0,58 und der Mittelwert 0,003. Die STLD der Periode 2001 - 2012 ist also dreimal so hoch wie in der Periode 1972 - 1985, obwohl die nur in den Zwischenserien sichtbaren 73 Rutschungen nicht berücksichtigt wurden.

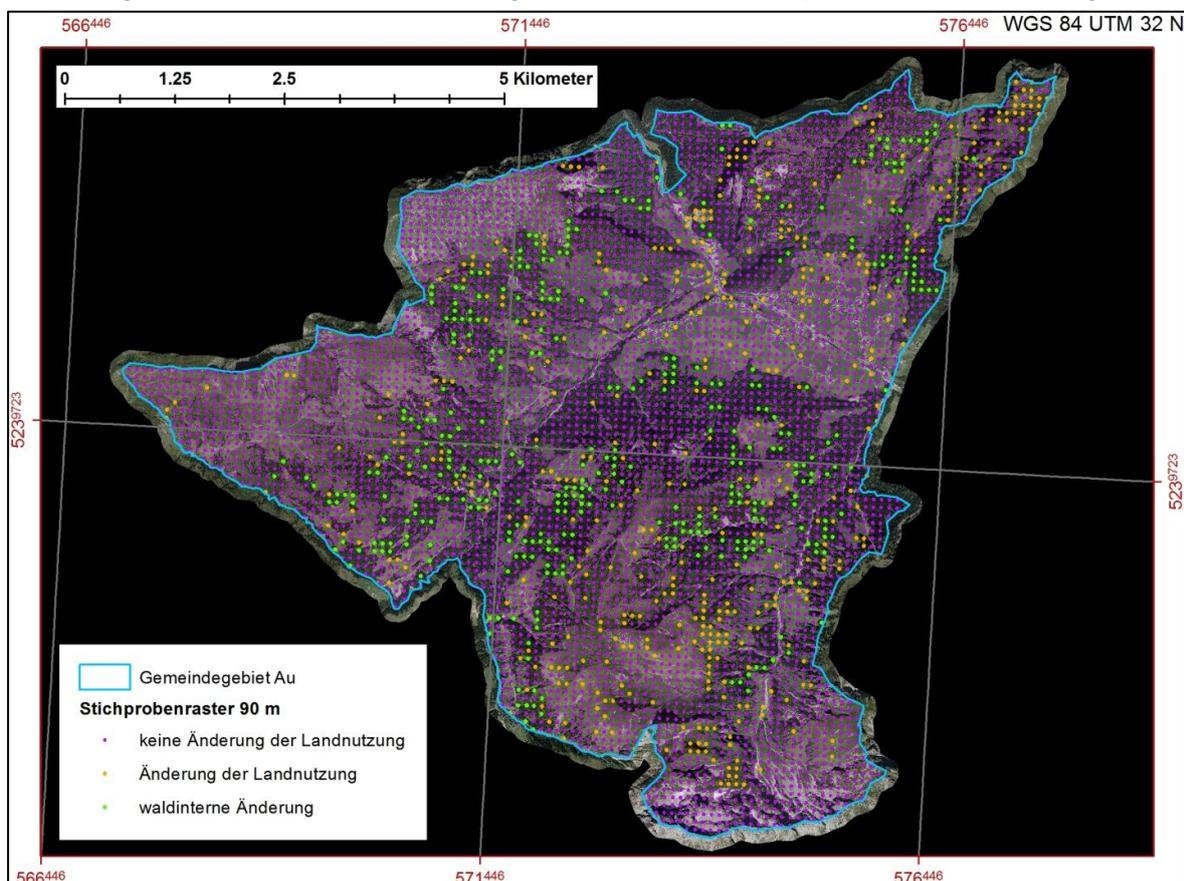
## 7. Ergebnisse

### 7.1. Veränderungen der Landnutzung

Im 4.495,88 Hektar großen Gemeindegebiet von Au ist es von der Periode 1972 - 1985 zur Periode 2001 - 2012 auf 668,25 ha bzw. 14,9 % der Fläche zu einer Änderung der Landnutzungskategorie gekommen ([Abbildung 71-1](#)).

Dabei sind jedoch auch Änderungen innerhalb der Landnutzungskategorien Wald- und Strauchflächen enthalten. 375 der 825 Rasterpunkte mit einer Änderung der Landnutzung entfallen auf solche "waldinternen" Veränderungen. Ohne diese Veränderungen hat sich die Landnutzung in durchschnittlich 26,91 Jahren auf 364,50 ha bzw. auf 8,1 % der gesamten Fläche verändert.

[Abbildung 71-1: Orthofoto 2012 überlagert vom 90 m Raster \(mit/ohne Landnutzungsänderung\)](#)



Der stärkste relative Zuwachs ist bei den "Siedlungs- und Verkehrsflächen" zu verzeichnen. Sie haben mit Ausnahme der "Bau-, Abbau-, Planierungs-, Deponiefläche" von 80,19 ha auf 120,69 ha um 40,5 ha zugenommen (Tabelle 71-1, Abbildung 71-2). Es sind also pro Jahr 1,5 ha bzw. 0,03 % der Gesamtfläche für Gebäude, Straßen und umgebende Grünanlagen verbraucht worden. Es ist nur eine Skipiste mit rund 0,8 ha Fläche entstanden. Konkrete Vergleichszahlen fehlen, da es in Österreich keine langjährige systematische Arealstatistik wie in der Schweiz gibt. Die auf der DKM basierenden Schätzungen sind nur grobe Richtwerte. Au liegt aber deutlich unter dem durchschnittlichen bundesweiten Flächenverbrauch für Siedlungs- und Verkehrsflächen, der zwischen 1980 und 2010 rund 0,12 % (STATISTIK AUSTRIA, zit. aus Schmid 2015) und zwischen 2007 und 2013 rund 0,06 % pro Jahr betragen hat (UBA, 2015b).

Tabelle 71-1: Flächen in den einzelnen Landnutzungskategorien der Perioden 1972 - 1985 und 2001 - 2012 und ihre Änderung

Landnutzungskategorie	Code	Fläche in der Kategorie [ha]			Änderung in %
		1985	davon noch 2012	2012	
Gebäude mit Nebenflächen	11100	35,64	33,21	62,37	<b>+75,00</b>
Freifläche - Grünanlage für Sport, Erholung, Kultur	11200	2,43	2,43	3,24	<b>+33,33</b>
Bau-, Abbau-, Planierungs-, Deponiefläche	11400	12,15	0,81	6,48	-46,67
Straßenverkehrsfläche	12100	42,12	34,83	55,08	<b>+30,77</b>
Skipiste	81000	0,00	0,81	0,81	---
Fels, Nacktkarst	21000	105,30	105,30	106,92	+1,54
felsdurchsetzte Vegetation, Karst, Erosion	22000	212,22	196,83	200,07	-5,73
Hangschutt	23000	48,60	44,55	45,36	-6,67
Erosion - offener Boden	24000	37,26	30,78	34,02	-8,70
Fels, Schutt, Erosion durchmischt	25000	16,20	15,39	15,39	-5,00
erosiver Graben mit Vegetation	26000	67,23	55,08	59,94	-10,84
Rasen - nicht intensiv beweidet	31000	81,81	69,66	112,59	<b>+37,62</b>
Weiderasen	32000	830,25	762,21	805,95	-2,93
Mähwiese	33000	552,42	496,53	510,30	-7,62
Nasswiesen, Riede und Moore	34000	28,35	26,73	26,73	-5,71
Rasen mit Erosion - Schneeschurf	35000	181,44	121,50	135,27	<b>-25,45</b>
Rasen mit Schutt	36000	68,85	64,80	68,04	-1,18
Rasen mit Schutt und Erosion	37000	15,39	15,39	18,63	<b>+21,05</b>
Hochgras- und Hochstaudenfluren	38000	119,88	94,77	106,92	-10,81
sonstige Wiesen	39000	24,30	15,39	21,87	-10,00
Zwergsträucher nicht beweidet	41000	4,86	1,62	6,48	<b>+33,33</b>
Zwergsträucher beweidet	42000	85,86	81,00	84,24	-1,89
Obstwiesen, Selven, Haine	54000	2,43	0,00	0,00	-100,00
Latschengebüsch	61000	12,96	12,96	16,20	<b>+25,00</b>
Laubholzgebüsch	62000	97,20	87,48	138,51	<b>+42,50</b>
Latschen- und Laubholzgebüsch	63000	13,77	12,96	15,39	+11,76
Nadelwald ab Stangenholz	71000	770,31	665,82	808,38	+4,94
Laubwald ab Stangenholz	72000	232,47	215,46	267,30	+14,98
Nadel-Laub-Mischwald ab Stangenholz	73000	571,86	480,33	534,60	-6,52
Blöße - Holzschlag, Räumde, Kalamität, Jungwald	74000	156,33	28,35	156,33	+/- 0,00
stehendes Gewässer - See, Teich	91100	0,81	0,81	0,81	+/- 0,00
Fluss-, Bachbett	92100	29,97	28,35	32,40	+8,11

Vergleicht man die Flächenänderungen der Landnutzungstypen, so weist die Kategorie "Bau-, Abbau-, Planierungs-, Deponiefläche" die stärkste Dynamik auf. Nur einer der 15 Rasterpunkte von 1985 fällt 2012 noch in dieselbe Kategorie. Das ist vor allem auf die Planierung von Wiesen in den 1980er Jahren zurückzuführen. Sechs der insgesamt acht 2012 in diese Kategorie fallenden Rasterpunkte liegen im Bereich eines Steinbruchs. In der Periode 1972 - 1985 befand sich dort ein geschlossener Mischwald.

Die vergleichsweise starke relative und absolute Zunahme des "Rasens - nicht intensiv beweidet" ist auf den Rückgang der Beweidung sowie der Schneeschurfflächen zurückzuführen. In den 1970er Jahren gab es in der Schweiz und im angrenzenden Vorarlberg relativ schneereiche Winter mit starker Schneeschurfaktivität ([Laternser, 2002](#)). Die mittlere Schneehöhe erreichte Mitte der 1970er Jahre das Maximum eines seit 1930 zunehmenden Trends. Dann erfolgte in der Schweiz bis 2010 ([Laternser 2002, Beniston 2012](#)) und in Vorarlberg bis zum Winter 2008/09 eine Trendumkehr. An den Luftbildern lässt sich wieder verstärktes Auftreten von Schneeschurfflächen nach dem Winter 2008/09 und 2011/12 feststellen. Diese Entwicklung ist auch am Rückgang der Fläche der Kategorie "Rasen mit Erosion - Schneeschurf" zugunsten der "Rasenflächen" (ohne Erosion) erkennbar. Ob jedoch die beiden "Gleitschneewinter" 2008/09 und 2011/12 eine neuerliche Trendumkehr markieren, ist noch fraglich. Die Schneeverhältnisse haben eine große Bedeutung für das Erosionsgeschehen in den alpinen Gebieten ([Meusburger et al., 2014](#)).

Die "Rasen mit Schutt und Erosion" haben relativ um rund 21 % zugenommen. Der absolute Flächenanteil und die absolute Flächenzunahme sind jedoch im Vergleich zu den anderen Einheiten unbedeutend. Das gilt auch für die starke relative Zunahme der "Zwergsträucher nicht beweidet". Vier der sechs 1985 in die Kategorie "Zwergsträucher nicht beweidet" fallenden Rasterpunkte waren mit höheren Gehölzen zuwachsende, ehemalige Weideflächen. Diese wurden 2012 dem Wald zugeordnet. Dieser "Verlust" wurde 2012 durch vier nicht mehr beweidete Rasterpunkte auf Zwergstrauchflächen ausgeglichen, die in den 1980er Jahren noch beweidet waren.

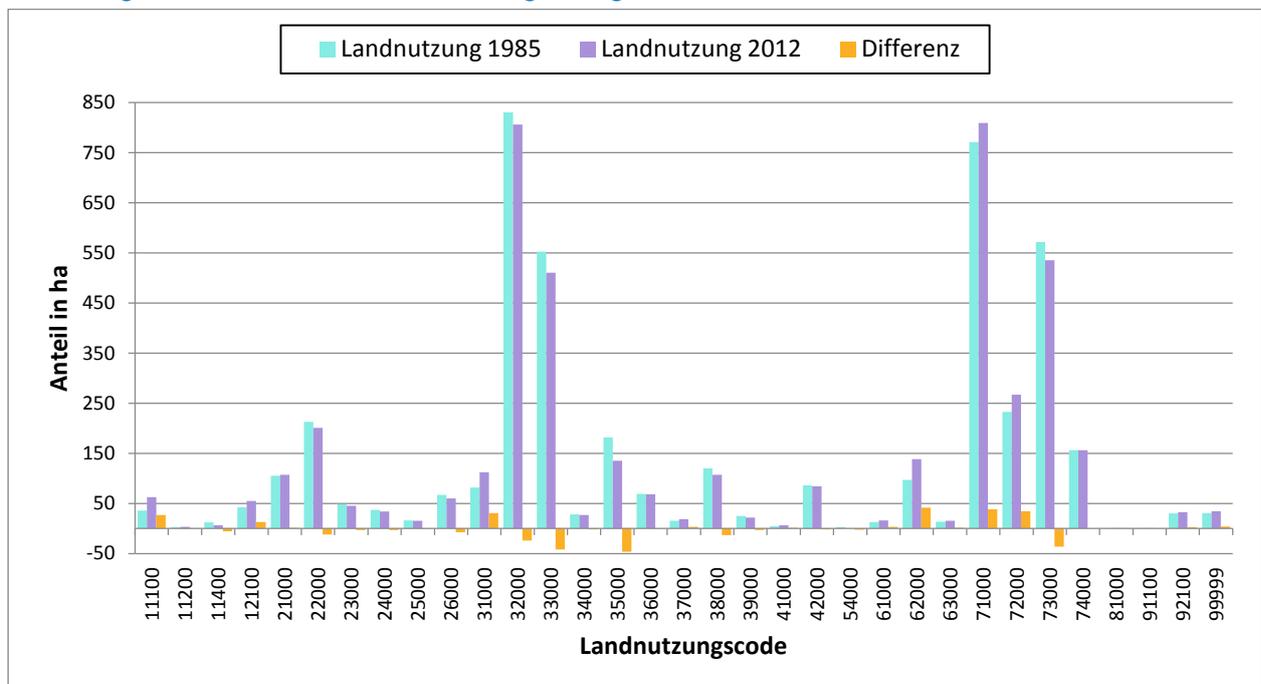
In [Abbildung 71-2](#) ist der Rückgang des Grünlandes (Code 31000 bis 39000) zu Gunsten der Strauch- und Waldflächen (61000 bis 7400) erkennbar. Die Strauchflächen haben um 37,3 % und die Waldflächen (Holzbodenfläche) um 2,1 % zugenommen. Die Zunahme der Strauch- und Waldfläche beträgt 4,4 %. So wurden 1985 1902,69 ha als Grünland und 1854,90 ha als Strauch- und Waldfläche genutzt. 2012 betragen die Werte 1806,30 ha sowie 1936,71 ha. Die Strauch- und Waldfläche ist durchschnittlich um 3,0 ha pro Jahr angewachsen. Die jährliche Zunahme der Strauch- und Waldfläche von 0,16 % liegt leicht über der bundesweiten Flächenzunahme von rund 0,14 % zwischen 1983 und 2008 ([Russ, 2011](#)). Sie geht aber überwiegend auf die Zunahme von Strauchflächen (vor allem Laubholzgebüsch oder Laubholzjungwald) zurück, die aus verwachsenden "Rasen mit Erosion - Schneeschurf" und "Rasen mit Schutt und Erosion" entstanden sind. Der Zuwachs an Strauchflächen geht nur zu 17,4 % auf das Verwachsen von Weideflächen und Mähwiesen zurück.

Die Zunahme der Waldflächen erfolgte auch durch eine Verdichtung der Bestände im Bereich Mittagsfluh, die aufgrund ihrer geringen Dichte in der Periode 1972 - 1985 der Kategorie "felsdurchsetzte Vegetation, Karst, Erosion" (Code 22000) zugeordnet wurden. Der Zuwachs des Nadelwaldes (71000) resultiert hauptsächlich auf der Aufforstung von Weideflächen aber auch auf der erwähnten Verdichtung von räumigen Bestockungen auf extremen Standorten. Der Zuwachs des Laubwaldes (72000) geht primär auf eine Entmischung von Nadel-Laub-Mischwaldbeständen und sekundär auf das Verwachsen von Mähwiesen auf kleiner Fläche bzw. an Waldrändern mit Laubholz zurück. Die Laubwaldfläche nimmt relativ stärker zu als die Nadelwaldfläche. Aus den Mischwaldbeständen (73000) werden oft nur die Nadelholzgruppen genutzt. Es gibt also einen Rückgang bei den Nadel-Laub-Mischbeständen, der jedoch nicht als Strukturverarmung des Waldes interpretiert werden darf. Die Verschiebung der Baumartenanteile ist meist nur sehr gering.

In der Kategorie "Blöße - Holzschlag, Räumde, Kalamität, Jungwald" (Code 74000) bleibt die Anzahl der Rasterpunkte in den beiden Perioden gleich. Es sind aber nur 35 der 193 Punkte von 1985 auch Blößen geblieben. 18 % der "Blößen" haben sich nicht wieder zu Bestockungen mit einer Überschirmung der Baumschicht von mindestens 35 % entwickelt. Die "Blößen" 2012 haben sich zu 98,1 % aus Waldflächen durch Schlag oder Kalamität entwickelt. Aus Strauchflächen entwickeln sich kaum räumige oder zu über 35 % mit Baumschicht bestockte Waldflächen.

In der Kategorie "Mähwiesen" (Code 33000) gibt es einen Rückgang um 37,26 ha. Diese meist am Talboden liegenden Flächen gingen zu 82,6 % in "Siedlungs- und Verkehrsflächen" über.

Abbildung 71-2: Anteile der Landnutzungskategorien sowie die Differenz in Hektar



In der Literatur finden sich indirekte Hinweise, dass eine starke Fragmentierung des Waldes die Entstehung von Rutschungen fördert (Markart et al., 2007b). Rutschungen

werden oft an Waldrändern beobachtet (Markart et al., 2007b) und ein verstärkter Abfluss z. B. aus Weideflächen in den Wald kann im Wald Rutschungen verursachen. Je kleiner Waldflächenkomplexe sind, umso geringer ist ihre Pufferwirkung. Die Zusammenhänge sind sehr komplex. Es gibt zahlreiche Indizes zur Quantifizierung der Fragmentierung des Waldes. Eine Zusammenfassung ihrer Aussagen findet sich z. B. in Oehmichen (2006). Als einfacher Indikator für das Auftreten von Rutschungen an Waldrändern und die Flächenverteilung kann die Randlänge des Waldes und die Anzahl der Rutschungen pro Kilometer Waldaußenrand verwendet werden. Die Randlinienlänge wurde aus dem 90 m Stichprobennetz bestimmt. Das führt einerseits zur Generalisierung der Randlinien, andererseits wird die Subjektivität der Delinierung von Randlinien ausgeschaltet

Tabelle 71-2 zeigt, dass die Anzahl der Waldflächen und die Waldrandlänge von 1985 auf 2012 geringfügig abgenommen haben. Trotz dieser Abnahme der Randlänge bzw. der Fragmentierung hat die Anzahl der Rutschungen pro km Randlänge innerhalb eines Buffers von 10 m vom Waldrand um das 1,5-fache zugenommen, während die Anzahl aller Rutschungen sogar um das Vierfache angestiegen ist (Tabelle 66-1). Es lässt sich für das untersuchte Gebiet kein Zusammenhang zwischen der (geringfügigen) Änderung der Fragmentierung des Waldes und der Anzahl der Rutschungen an Waldrändern feststellen.

Tabelle 71-2: Anzahl der Waldflächen und der Rutschungen pro Kilometer Waldaußenrand

Jahr	Waldfläche [ha]	Anzahl der Flächen	Randlänge [km]	Anzahl der Rutschungen pro km
1985	1731	126	236	0,02
2012	1767	125	233	0,03

## 7.2. Veränderungen der Rutschungsdichte

Tabelle 72-1 enthält die Landnutzungseinheiten auf denen sich zumindest in einer der beiden untersuchten Perioden Rutschungen ereignet haben. In der Periode 1972 - 1985 sind insgesamt 43 Rutschungen aufgetreten. Daraus ergibt sich eine zonale Rutschungsdichte von 0,074 Rutschungen pro km<sup>2</sup> und Jahr. Aus den in der Periode 2001 - 2012 aufgetretenen und am Luftbild 2012 noch sichtbaren Rutschungen errechnet sich eine zonale Rutschungsdichte von 0,325 Rutschungen pro km<sup>2</sup> und Jahr. Die zonale Rutschungsdichte 2001 - 2012 ist um das rund 4,4-fache höher.

In der Periode 1972 - 1985 sind die Landnutzungseinheiten mit der höchsten Rutschungsdichte die "Rasen mit Schutt und Erosion" (Code 37000) gefolgt von den "Hochgras- und Hochstaudenfluren" (38000). Auf den "Nasswiesen" (34000), den unbeweideten sowie den beweideten "Zwergstrauchheiden" (41000, 42000), im "Laubholzgebüsch" (62000) und im "Nadelwald" (71000) sind 1972 - 1985 keine Rutschungen erfolgt.

In der Periode 2001 - 2012 haben sich auf diesen Einheiten, auf denen 1972 - 1985 keine Rutschungen aufgetreten sind, Rutschungen ereignet. Nur im "Laub-Nadel-Mischwald" (73000) kam es im Gegensatz zu 1972 - 1985 zu keinen Rutschungen. Die höchste Dichte der Periode 2001 - 2012 ist auf den "Zwergsträuchern nicht beweidet"

(41000) zu verzeichnen. Diese Einheit hat jedoch 2012 eine relative kleine Fläche von 6,48 ha. Daher ergeben nur zwei unmittelbar benachbarte, auf der Landnutzungseinheit aufgetretene Rutschungen die höchste zonale Rutschungsdichte. Die einfache zonale Rutschungsdichte sagt nur bedingt etwas über die Rutschungsneigung von Landnutzungseinheiten aus.

Gewichtet man die zonale Rutschungsdichte mit dem Anteil der Landnutzungseinheit an der gesamten Fläche, dann ergibt sich ein anderes Bild.

1972 - 1985 neigen die "Weiderasen" (Code 32000) gefolgt von den "Mähwiesen" (33000) am stärksten zu Rutschungen. 2001 - 2012 waren ebenfalls die Weiderasen gefolgt von den "Rasen - nicht beweidet" (31000) am stärksten von Rutschungen betroffen. Hänge mit Weiden sind bei Starkregen instabiler als Mähwiesen (Herger, 2005). Die geringe flächengewichtete zonale Rutschungsdichte der Mähwiesen, die sich aus den am Luftbild 2012 noch sichtbaren Rutschungen ergibt, resultiert aus der Sanierung der meisten Rutschungen auf dieser Landnutzungseinheit (vgl. Kapitel 6.6). Auf den Weiderasen ist in der Periode 2001 - 2012 rund das Vierfache der flächengewichteten Rutschungsdichte der Periode 1972 - 1985 aufgetreten.

Die Rutschungsdichte der Waldflächen beträgt für die Periode 1972 - 1985 rund 13 % und für die Periode 2001 - 2012 rund 25 % der Rutschungsdichte der Weiderasen. Die geringsten gewichteten zonalen Rutschungsdichten weisen die "Zwergsträucher" (41000, 42000) gefolgt von den "Waldflächen" (71000-74000) und "Strauchflächen" (61000-63000) auf.

Tabelle 72-1: Anzahl der Rutschungen pro km<sup>2</sup> und Jahr

Landnutzung	Anzahl Rutschungen pro km <sup>2</sup> und Jahr					
	ungewichtet			flächengewichtet		
Code	1972 - 1985	2001 - 2012	2012 noch sichtbar	1972 - 1985	2001 - 2012	2012 noch sichtbar
26000	0,11	0,15	0,15	0,0017	0,0020	0,0020
31000	0,19	1,38	1,38	0,0034	0,0345	<b>0,0345</b>
32000	0,22	1,15	0,90	<b>0,0412</b>	<b>0,2068</b>	<b>0,1622</b>
33000	0,08	0,80	0,07	<b>0,0103</b>	<b>0,0912</b>	0,0081
34000	0,00	0,68	0,68	0,0000	0,0041	0,0041
35000	0,04	0,67	0,67	0,0017	0,0203	0,0203
37000	<b>0,50</b>	<b>1,96</b>	<b>1,96</b>	0,0017	0,0081	0,0081
38000	<b>0,32</b>	1,19	0,94	0,0086	0,0284	0,0223
41000	0,00	<b>2,81</b>	<b>2,81</b>	0,0000	0,0041	0,0041
42000	0,00	0,11	0,11	0,0000	0,0020	0,0020
62000	0,00	0,53	0,53	0,0000	0,0162	0,0162
71000	0,00	0,14	0,11	0,0000	0,0243	0,0203
72000	0,03	0,07	0,03	0,0017	0,0041	0,0020
73000	0,01	0,00	0,00	0,0017	0,0000	0,0000
74000	0,05	0,76	0,52	0,0017	0,0264	0,0182
Alle Einheiten	0,07	0,47	0,33	---	---	---

Die zentrale Frage der Untersuchung ist nun, ob sich die Veränderungen der Landnutzung auf die Rutschungsdichte auswirken. Durch den Vergleich von zonalen Rutschungsdichten kann auch über eine Verschneidung von flächendeckenden

Landnutzungslayern und eine Flächengewichtung keine optimale Aussage zum Einfluss der Veränderung der Landnutzung auf die Rutschungsaktivität gewonnen werden. Durch eine Flächengewichtung kann der Einfluss der Größe von Vergleichseinheiten auf die Rutschungsdichte nicht vollständig bereinigt werden. Innerhalb von Verschneidungszonen können die Rutschungen sehr ungleichmäßig verteilt sein. Die periodenspezifischen Durchschnittswerte innerhalb diskreter Verschneidungszonen berücksichtigen nicht, dass relative räumliche Verschiebungen der Rutschungen und der Landnutzung mit Überlappungen und Randeffekten stattfinden, denen eine mit fokalen Operationen berechnete Rutschungsdichte besser gerecht wird. Außerdem muss der Einfluss der Rutschungsgrunddisposition berücksichtigt werden. Flächen mit einer geringen Grunddisposition reagieren unter Umständen auf Nutzungsänderungen weniger stark als Einheiten mit großer Rutschungsgrunddisposition.

Die Grunddispositionsstufen und die STDL-Werte der Perioden 1972 - 1985 und 2001 - 2012 wurden auf die Landnutzungsstichprobenpunkte übertragen.

Die Veränderungen der Rutschungsdichte wurden mit dem Wilcoxon-Test für paarweise verbundene Stichproben analysiert, da in den meisten Fällen keine Normalverteilungen der STDL-Werte der beiden Stichproben vorliegen.

Der Wilcoxon-Vorzeichen-Rang-Test ist ein nicht parametrischer statistischer Test zur Überprüfung der Gleichheit der zentralen Tendenzen (Mediane) in Beziehung stehender (verbundener) Messwertepaare. Die STDL-Werte der beiden Perioden sind zwei Messwerte desselben Merkmals an einer Stelle, auf der sich die Landnutzung verändert haben kann oder nicht. Der Test berücksichtigt nicht nur die Richtung, sondern auch die Höhe der Differenzen der gemessenen Größen.

**Tabelle 72-2: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL über alle Landnutzungskategorien**

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test)	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
gesamt	5545	0,0007	0,0032	0,000***
keine Änderung der Landnutzung	4720	0,0008	0,0030	0,000***
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	3668	0,0006	0,0019	0,000***
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	128	0,0000	0,0064	0,038*
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	924	0,0017	0,0069	0,000***
Änderung der Landnutzung	825	0,0002	0,0046	0,000***
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	568	0,0003	0,0029	0,002**
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	18	0,0000	0,0065	0,317
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	239	0,0000	0,0088	0,001***

Die Rutschungsdichte der Periode 1972 - 1985 unterscheidet sich höchst signifikant von der Rutschungsdichte der Periode 2001 - 2012 (Tabelle 72-2). Sie ist 2001 - 2012 mit 0,0032 Rutschungen pro Hektar und Jahr um das 4,6-fache höher als in der Periode 1972 - 1985.

Der STDL-Wert ist deutlich und statistisch signifikant unabhängig davon angestiegen, ob Änderungen der Landnutzung stattgefunden haben oder nicht. Nur bei der Grunddispositionsstufe 2 ist der höhere STDL-Wert der Periode 2001 - 2012 statistisch nicht im gleich hohen Maß abgesichert. Während auf Flächen der Grunddisposition 2

ohne Änderung der Landnutzung ein höherer STDL-Wert 2001 - 2012 noch signifikant ist, kann bei Änderungen der Landnutzung der höhere STDL-Wert nicht mehr mit befriedigender Irrtumswahrscheinlichkeit abgesichert werden. Das hängt jedoch damit zusammen, dass in diese Gruppe (Grunddisposition 2 und Änderung der Landnutzung) nur wenige Stichprobenpunkte fallen. Damit sinkt auch die Wahrscheinlichkeit, dass Rutschungsflächen von den Stichproben erfasst werden. Die Grunddispositionsstufe 2 hat einen relativ geringen Flächenanteil und konnte nur unbefriedigend von der Dispositionsstufe 1 und 3 getrennt werden.

Um festzustellen, ob auf Flächen mit einer Änderung der Landnutzung der STDL-Wert stärker angestiegen ist als auf Flächen ohne Änderung der Landnutzung, wurden die Unterschiede der zentralen Tendenzen der STDL-Differenzen mit dem U-Test nach Mann & Whitney überprüft (Tabelle 72-3).

Tabelle 72-3: Vergleich der zentralen Tendenzen der Differenzen der STDL mit und ohne Änderung der Landnutzung

Gruppe	keine Landnutzungsänderung		Landnutzungsänderung		p
	n	Mittelwert der STDL Differenz	n	Mittelwert der STDL Differenz	
gesamt	4720	0,0022	825	0,0044	0,01**
bei Grunddisposition 1	3668	0,0013	568	0,0025	0,176
bei Grunddisposition 2	128	0,0064	18	0,0065	0,755
bei Grunddisposition 3	924	0,0052	239	0,0087	0,112

Auf Flächen mit Landnutzungsänderungen ist die Zunahme des STDL-Wertes doppelt so hoch wie auf Flächen ohne Landnutzungsänderungen. Dieser Unterschied der zentralen Tendenzen der STDL-Differenzen ist sehr signifikant. Auch in den einzelnen Grunddispositionsstufen haben Flächen mit einer Änderung der Landnutzung höhere Zunahmen der STDL-Werte als Flächen ohne Änderung der Landnutzung, obwohl auch alle "waldinternen" Strukturveränderungen berücksichtigt sind. Die Unterschiede der zentralen Differenzen sind jedoch nicht signifikant. Eine höhere Sensibilität der Hangstabilität von Flächen hoher Grunddisposition für Landnutzungsänderungen lässt sich im Untersuchungsgebiet nicht feststellen. Dabei spielt jedoch eine Rolle, dass rund 52 % dieser Änderungen nur Strukturänderungen innerhalb von Waldflächen sind.

Die "Verbuschung" und "Verwaldung" von Grünland führt nicht zu einer generellen Verringerung der STDL-Werte. Die höchste Rutschungsdichte ist in beiden Perioden auf Weiderasen zu verzeichnen. Die STDL-Differenz 1972 - 1985 und 2001 - 2012 ist auf Weiderasen, die sich zu Strauch- oder Waldflächen entwickelt haben, größer als auf Weiderasen, die Weiderasen geblieben sind (Tabelle 72-3). Nur bei der Dispositionsstufe 3 ist das umgekehrt. Die Unterschiede der zentralen Tendenzen sind jedoch nicht signifikant.

Tabelle 72-4: Vergleich der zentralen Tendenzen der Differenzen der STDL für Weiderasen und Weiderasen, die sich zu Wald entwickelt haben

Gruppe	1 bleibt Weiderasen		2 Weiderasen wird Strauchfläche oder Wald		p
	n	Mittelwert der STDL Differenz	n	Mittelwert der STDL Differenz	
gesamt	941	0,0063	32	0,0073	0,546
bei Grunddisposition 1	708	0,0042	15	0,0077	0,426
bei Grunddisposition 2	34	0,0068	1	---	---
bei Grunddisposition 3	199	0,0139	16	0,0073	0,842

Erweitert man diese Analyse auf alle Rasen und Wiesen ergibt sich ein gleiches Ergebnis (Tabelle 72-5). Auf dem "verwaldenden" Grünland haben die STDL-Werte stärker zugenommen als auf weiterhin als Weiden und Wiesen bewirtschafteten Flächen. Möglicherweise führt die "Verwaldung" zu einer Labilitätsphase, die mehr als 30 Jahre dauern kann, bis sich ein schützender Wald einstellt. Das ist jedoch nicht mit einer ausreichend geringen Irrtumswahrscheinlichkeit abgesichert.

Tabelle 72-5: Vergleich der zentralen Tendenzen der Differenzen der STDL für Grünland und Grünland, das sich zu Wald entwickelt hat

Gruppe	11 bleibt Grünland (31000 - 39000)		12 Grünland wird Strauchfläche oder Wald		p
	n	Mittelwert der STDL Differenz	n	Mittelwert der STDL Differenz	
gesamt	2058	0,0039	110	0,0074	0,119
bei Grunddisposition 1	1603	0,0021	68	0,0034	0,423
bei Grunddisposition 2	66	0,0088	2	0,0000	---
bei Grunddisposition 3	389	0,0108	40	0,0145	0,439

Um festzustellen welche Änderungen des Landnutzungstyps zu signifikanten Änderungen der Rutschungsdichte geführt haben, wurden auch die zentralen Tendenzen der STDL-Werte beider Perioden für einzelne Landnutzungstypen mit und ohne Änderung der Landnutzung auf Unterschiede getestet (Wilcoxon-Test). Dabei wurden nur Fälle berücksichtigt, die mindestens 10 Stichproben umfassen. Die folgenden Tabellen beziehen sich nur auf Landnutzungskategorien bei denen es auch zu einer Änderung der STDL-Werte gekommen ist.

Auf dem Landbedeckungstyp "Schuttflächen" mit keiner Änderung der Landnutzung hat sich generell und in der Grunddispositionsstufe 3 der STDL-Wert erhöht. Änderungen der Landnutzung haben zu keiner Veränderung der Rutschungsdichte geführt. Die Unterschiede der zentralen Tendenzen sind aber nicht signifikant (Tabelle 72-6).

Tabelle 72-6: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Schuttflächen 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 23000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	55	0,0000	0,0021	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	25	0,0000	0,0000	1,000
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	7	0,0000	0,0000	1,000
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	23	0,0000	0,0051	0,317
Änderung der Landnutzung	5	0,0000	0,0000	1,000

Auf dem Landnutzungs- bzw. Landbedeckungstyp "Rasen - nicht beweidet" mit keiner Änderung der Landnutzung hat sich in allen Dispositionsstufen der STDL-Wert erhöht. Die Unterschiede sind nicht signifikant (Tabelle 72-7). Änderungen der Landnutzung haben zu keiner Veränderung der Rutschungsdichte geführt.

Tabelle 72-7: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Rasen - nicht beweidet 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 31000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	86	0,0000	0,0041	0,083
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	68	0,0000	0,0017	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	7	0,0000	0,0166	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	11	0,0000	0,0106	0,317
Änderung der Landnutzung	15	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	11	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	4	0,0000	0,0000	1,000

Die "Weiderasen" zeigen ohne Änderung der Landnutzung eine höchst signifikante und mit Änderung der Landnutzung eine signifikante Erhöhung der STDL-Werte (Tabelle 72-8).

Auf den Flächen ohne Änderung der Landnutzung ist der Unterschied der zentralen Tendenz nur bei der Dispositionsstufe 2 nicht signifikant.

Bei Änderungen der Landnutzung reagiert die Dispositionsstufe 3 signifikant. Für einzelne Typen der Veränderung mit mindestens 10 Fällen (ohne Differenzierung nach Dispositionsstufen) wie in "Rasen - nicht beweidet" (31000) oder "Nadelwald" (71000) lassen sich keine Unterschiede bzw. signifikanten Unterschiede feststellen.

Tabelle 72-8: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Weiderasen 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 32000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	941	0,0024	0,0088	0,000***
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	708	0,0015	0,0057	0,000***
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	34	0,0000	0,0068	0,157
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	199	0,0060	0,0198	0,001***
Änderung der Landnutzung	84	0,0000	0,0111	0,011*
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	48	0,0000	0,0024	0,317
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	3	0,0000	0,0387	0,317
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	33	0,0000	0,0211	0,034*
Änderung der Landnutzung in 31000	18	0,0000	0,0194	0,180
Änderung der Landnutzung in 31000, Grunddisposition 1	12	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 31000, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 31000, Grunddisposition 3	6	0,0000	0,0581	0,180
Änderung der Landnutzung in 71000	15	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 71000, Grunddisposition 1	6	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 71000, Grunddisposition 2	1	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 71000, Grunddisposition 3	8	0,0000	0,0000	1,000

Für "Mähwiesen" ohne Änderung der Landnutzung lassen sich keine signifikanten Erhöhungen der STDL-Werte feststellen (Tabelle 72-9). Bei den Mähwiesen haben die STDL-Werte sogar abgenommen. Das hängt jedoch damit zusammen, dass nur die am Luftbild 2012 noch sichtbaren und nicht bereits sanierten Rutschungen für den Vergleich berücksichtigt wurden. Bei den Mähwiesen dominiert die Dispositionsstufe 1, also eine geringere Rutschungsdisposition. Aber auch bei hoher Rutschungsdisposition ist der größere STDL-Wert 2012 nicht signifikant.

Aus den Mähwiesen sind überwiegend "Gebäudeflächen" (11100) im Siedlungsraum mit geringer Hangneigung und "Laubwald ab Stangenholz" (72000) entstanden. Daher kann die Landnutzungsänderung zu keiner Erhöhung der Rutschungsdichte führen.

Tabelle 72-9: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Mähwiesen 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 33000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	613	0,0007	0,0010	0,254
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	573	0,0005	0,0004	0,679
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	7	0,0000	0,0332	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	33	0,0030	0,0035	0,655
Änderung der Landnutzung	69	0,0014	0,0000	0,317
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	62	0,0016	0,0000	0,317
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	1	-	-	-
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	6	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 11100	32	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 11100, Grunddisposition 1	32	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 11100, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 11100, Grunddisposition 3	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 72000	10	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 72000, Grunddisposition 1	7	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 72000, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 72000, Grunddisposition 3	3	0,0000	0,0000	1,000

Die "Feuchtbiotope" haben geringe Hangneigungen und daher auch eine geringe Grunddisposition. Der mittlere STDL-Wert hat zugenommen (Tabelle 72-10). Die Zunahme der Rutschungsdichte ist jedoch nicht signifikant. "Feuchtbiotope" sind nur in geringem Flächenumfang in Weiderasen und in einem Fall (jeweils 0,81 ha) in eine Skipiste übergegangen. Daher ergeben diese Änderungen der Landnutzung keine Veränderungen der Rutschungsdichte.

Tabelle 72-10: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Nasswiesen 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 34000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	33	0,0000	0,0035	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	32	0,0000	0,0036	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	0	-	-	-
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	1	-	-	-
Änderung der Landnutzung	2	0,0000	0,0000	1,000

Auf den "Rasenflächen mit Erosion - Schneeschurf" ohne Änderung der Landnutzung und mit Änderung der Landnutzung bzw. Schneeschurfaktivität haben sich die STDL-Werte sehr signifikant erhöht (Tabelle 72-11).

Bei den Fällen ohne Änderung der Landnutzung geht die Zunahme der STDL-Werte vor allem auf Flächen der Grunddisposition 3 zurück. Bei Änderungen der Landnutzung reagiert die Grunddispositionsstufe 1. Das hängt damit zusammen, dass sich die Änderung der Landnutzung bzw. der Schneeschurfaktivität auf die flacheren Hänge der Grunddispositionsstufe 1 konzentriert. Für die Änderung der "Rasen mit Erosion - Schneeschurf" in bestimmte andere Landnutzungsformen wie "Rasen - nicht beweidet" (31000), "Weiderasen" (32000) und "Laubholzgebüsch" (62000) ergeben sich keine signifikanten Unterschiede.

Tabelle 72-11: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Rasen mit Erosion 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 35000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	150	0,0000	0,0077	0,008**
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	108	0,0000	0,0032	0,083
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	4	0,0000	0,0000	1,000
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	38	0,0000	0,0214	0,038*
Änderung der Landnutzung	74	0,0000	0,0173	0,008**
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	56	0,0000	0,0166	0,039*
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	2	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	16	0,0000	0,0218	0,083
Änderung der Landnutzung in 31000	32	0,0000	0,0073	0,157
Änderung der Landnutzung in 31000, Grunddisposition 1	28	0,0000	0,0042	0,317
Änderung der Landnutzung in 31000, Grunddisposition 2	1	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 31000, Grunddisposition 3	3	0,0000	0,0387	0,317
Änderung der Landnutzung in 32000	21	0,0000	0,0387	0,066
Änderung der Landnutzung in 32000, Grunddisposition 1	11	0,0000	0,0634	0,109
Änderung der Landnutzung in 32000, Grunddisposition 2	1	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 32000, Grunddisposition 3	9	0,0000	0,0129	0,317
Änderung der Landnutzung in 62000	18	0,0000	0,1290	0,157
Änderung der Landnutzung in 62000, Grunddisposition 1	16	0,0000	0,0073	0,317
Änderung der Landnutzung in 62000, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 62000, Grunddisposition 3	2	0,0000	0,0581	0,317

Der Landnutzungs- bzw. Landbedeckungstyp "Rasen mit Schutt und Erosion" (37000) veränderte sich nicht in andere Kategorien (Tabelle 72-12). Es gibt keine signifikanten Unterschiede der zentralen Tendenzen der STDL-Werte.

Tabelle 72-12: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Rasen mit Schutt/Erosion 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 37000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	19	0,0000	0,0061	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	10	0,0000	0,0000	1,000
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	0	-	-	-
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	9	0,0000	0,0129	0,317
Änderung der Landnutzung	0	-	-	-

Der mittlere STDL-Wert 1985 des Landnutzungs- bzw. Landbedeckungstyp "Hochgras- und Hochstaudenfluren" (38000) ist ohne Änderung der Landnutzung in der Periode 2001 - 2012 nur um rund 17 % angestiegen (Tabelle 72-13). Das ist ein Effekt des Rückgangs des mittleren STDL-Werts in der Grunddispositionsstufe 1. Es gibt aber keine signifikanten Unterschiede der zentralen Tendenzen der STDL-Werte.

Tabelle 72-13: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Hochstaudenfluren 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 38000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	117	0,0051	0,0060	0,684
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	61	0,0065	0,0019	0,655
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	3	0,0000	0,0000	1,000
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	53	0,0037	0,0110	0,285
Änderung der Landnutzung	31	0,0000	0,0112	0,180
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	17	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	14	0,0000	0,0249	0,180
Änderung der Landnutzung in 62000	14	0,0000	0,0249	0,180
Änderung der Landnutzung in 62000, Grunddisposition 1	5	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 62000, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 62000, Grunddisposition 3	9	0,0000	0,0387	0,180

Bei den "sonstigen Wiesen" sind die STDL-Werte nur in den Fällen ohne Änderung der Landnutzung und bei der Grunddisposition 1 angestiegen (Tabelle 72-14). Es gibt keine signifikanten Unterschiede der zentralen Tendenzen der STDL-Werte. Es handelt sich um ehemals vor allem als Mähwiesen oder Weiden genutzte Flächen, häufig im Wald, die noch nicht verbuscht sind.

Tabelle 72-14: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für sonstige Wiesen 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 39000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	19	0,0000	0,0061	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	15	0,0000	0,0077	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	0	-	-	-
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	4	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung	11	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	8	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	3	0,0000	0,0000	1,000

Auf "Zwergsträucher beweidet" hat sich nur in der Dispositionsstufe 3 mit keiner Änderung der Landnutzung der STDL-Wert erhöht. Zwergstrauchheiden sind generell eine Landbedeckungsform, die eine geringe Rutschungsneigung aufweist und daher nur bei hoher Grunddisposition reagiert. Die Unterschiede sind aber nicht signifikant (Tabelle 72-15).

Tabelle 72-15: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Zwergsträucher beweidet 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 42000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	100	0,0000	0,0023	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	68	0,0000	0,0000	1,000
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	5	0,0000	0,0000	1,000
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	27	0,0000	0,0086	0,317
Änderung der Landnutzung	6	0,0000	0,0000	1,000

Im "Laubholzgebüsch" haben sich die STDL-Werte ohne und mit Änderung der Landnutzung nicht signifikant erhöht (Tabelle 72-16).

Tabelle 72-16: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Laubholzgebüsch 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 62000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	108	0,0009	0,0054	0,074
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	86	0,0012	0,0054	0,141
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	4	0,0000	0,0000	1,000
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	18	0,0000	0,0065	0,317
Änderung der Landnutzung	12	0,0000	0,0097	0,317
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	9	0,0000	0,0129	0,317
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	1	-	-	-
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	2	0,0000	0,0000	1,000

Im "Nadelwald ab Stangenholz" haben sich die STDL-Werte in Fällen ohne Änderung der Landnutzung signifikant erhöht (Tabelle 72-17). Es lassen sich keine Unterschiede für die verschiedenen Dispositionsstufen nachweisen. Wenn im Nadelwald Blößen oder Räumden (7400) entstanden sind, hat sich die Rutschungsdichte um das 4,5-fache erhöht, aber nicht signifikant geändert.

Tabelle 72-17: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Nadelwald 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 71000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	822	0,0001	0,0014	0,015*
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	602	0,0000	0,0012	0,059
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	16	0,0000	0,0145	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	204	0,0005	0,0011	0,276
Änderung der Landnutzung	129	0,0008	0,0036	0,141
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	81	0,0012	0,0029	0,276
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	7	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	41	0,0000	0,0057	0,317
Änderung der Landnutzung in 74000	104	0,0010	0,0045	0,141
Änderung der Landnutzung in 74000, Grunddisposition 1	63	0,0016	0,0037	0,276
Änderung der Landnutzung in 74000, Grunddisposition 2	7	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 74000, Grunddisposition 3	34	0,0000	0,0068	0,317

Im "Laubwald ab Stangenholz" hat sich der mittlere STDL-Wert verringert (Tabelle 72-18). Änderungen der Landnutzung haben zu keinen Veränderungen der STDL-Werte geführt. Die Unterschiede der zentralen Tendenzen sind jedoch in allen Gruppen nicht signifikant. Aus dem "Laubwald" ist in Fällen von Änderungen vor allem "Laub-Nadel-

Mischwald" und "Blößen" entstanden. Davon sind jedoch jeweils weniger als 10 Fälle betroffen.

Tabelle 72-18: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Laubwald 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 72000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	266	0,0007	0,0000	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	198	0,0010	0,0000	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	11	0,0000	0,0000	1,000
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	57	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung	21	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	18	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	3	0,0000	0,0000	1,000

In den Nadel-Laub-Mischbeständen, die sich nicht in eine andere Landnutzungsform oder einen anderen Waldstrukturtyp verändert haben, hat sich der mittlere STDL-Wert nur geringfügig, nicht signifikant erhöht (Tabelle 72-19). Es dominieren "waldinterne" Veränderungen in "Nadelwald" (71000), "Laubwald" (72000) und "Blößen" (74000), die aber mit keinen signifikanten Steigerungen der Rutschungsdichte verbunden sind.

Tabelle 72-19: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Nadel-Laub-Mischwald 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 73000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	593	0,0000	0,0002	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	446	0,0000	0,0003	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	10	0,0000	0,0000	1,000
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	137	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung	113	0,0000	0,0031	0,180
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	78	0,0000	0,0015	0,317
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	35	0,0000	0,0066	0,317
Änderung der Landnutzung in 71000	24	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 71000, Grunddisposition 1	20	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 71000, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 71000, Grunddisposition 3	4	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 72000	27	0,0000	0,0043	0,317
Änderung der Landnutzung in 72000, Grunddisposition 1	21	0,0000	0,0055	0,317
Änderung der Landnutzung in 72000, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 72000, Grunddisposition 3	6	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 74000	46	0,0000	0,0051	0,317
Änderung der Landnutzung in 74000, Grunddisposition 1	28	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 74000, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 74000, Grunddisposition 3	18	0,0000	0,0129	0,317

Auf dem Landnutzungs- bzw. Waldstrukturtyp " Blöße - Holzschlag, Räumde, Kalamität, Jungwald" ohne Änderung und mit Änderung der Waldstruktur haben sich die STDL-Werte nicht signifikant erhöht (Tabelle 72-20). Auch hier dominieren "waldinterne" Veränderungen in "Nadelwald" (71000) und in "Nadel-Laub-Mischwald" (73000). Mit der Änderung in "Nadel-Laub-Mischwald" und "Laubwald" (72000) ist keine Veränderung

der Rutschungsdichte verbunden. Die Unterschiede der STDL-Werte sind in keiner Gruppe signifikant. Es lässt sich auch kein Einfluss der Grunddisposition erkennen.

Tabelle 72-20: Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL für Blößen 1985

Vergleich der zentralen Tendenzen der STDL 1972-1985 und 2001-2012 (Wilcoxon-Test) Code 74000	n	STDL Mittelwert		p
		1985	2012	
keine Änderung der Landnutzung	35	0,0000	0,0033	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	20	0,0000	0,0058	0,317
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	0	-	-	-
keine Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	15	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung	158	0,0000	0,0022	0,180
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 1	88	0,0000	0,0013	0,317
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 2	3	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung, Grunddisposition 3	67	0,0000	0,0035	0,317
Änderung der Landnutzung in 71000	104	0,0000	0,0033	0,180
Änderung der Landnutzung in 71000, Grunddisposition 1	61	0,0000	0,0019	0,317
Änderung der Landnutzung in 71000, Grunddisposition 2	2	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 71000, Grunddisposition 3	41	0,0000	0,0057	0,317
Änderung der Landnutzung in 72000	13	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 72000, Grunddisposition 1	8	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 72000, Grunddisposition 2	0	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 72000, Grunddisposition 3	5	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 73000	26	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 73000, Grunddisposition 1	13	0,0000	0,0000	1,000
Änderung der Landnutzung in 73000, Grunddisposition 2	1	-	-	-
Änderung der Landnutzung in 73000, Grunddisposition 3	12	0,0000	0,0000	1,000

## 8. Diskussion und Schlussfolgerungen

Im Untersuchungsgebiet Gemeinde Au ist es von 1985 auf 2012 zu keinen am Luftbild feststellbaren erheblichen Veränderungen der Landnutzung bzw. Landbedeckung gekommen, die allgemein mit einer Verschlechterung oder Verbesserung der Abflussverhältnisse und der Rutschungsaktivität in Verbindung gebracht werden. Die Landnutzung bzw. Landbedeckung hat sich ohne Berücksichtigung waldinterner Strukturveränderungen in durchschnittlich 26,91 Jahren auf 364,50 ha bzw. auf 8,1 % der gesamten Fläche verändert.

Die Flächen der "Mähwiesen" haben sich um 42,1 ha (rund 8 %) und der "Weiderasen" um 24,3 ha (3 %) verringert. Weiderasen und Mähwiesen sind jene Landnutzungstypen, auf denen in der Regel und auch in Au die meisten Rutschungen auftreten.

Die Fläche der "Rasen mit Erosion - Schneeschurf" ist um 46,2 ha vor allem zugunsten der "Rasenflächen" (ohne Erosion) zurückgegangen. Diese Entwicklung stimmt mit dem Trend der mittleren Schneehöhen überein, die von 1930 bis Mitte der 1970er Jahre zugenommen und dann deutlich abgenommen haben ([Latenser, 2002](#)).

Die Straßenflächen, die durch Abflusskonzentration und Hangfußunterschneidung häufig das Auftreten von Rutschungen fördern ([Swanson & Dyrness 1975](#), [Wemple et al. 2001](#), [Borga et al. 2004](#)), haben um 13 ha (rund 31 %) zugenommen. Der größere Teil der neuen Straßenflächen ist im Siedlungsraum mit geringer Rutschungsdisposition der Hänge entstanden oder fällt auf die Verbreiterung bereits existierender Straßen. 5,7 ha (44 %) der neuen Straßenflächen entfallen auf den Bau von Forststraßen mit einem Verlust an Holzbodenfläche.

Die Strauchflächen haben um 46,2 ha (37,3 %) und die Waldflächen (Holzbodenfläche) um 35,6 ha (2,1 %) zugenommen. Das Bewaldungsprozent ist von 41,3 % 1985 auf 43,1 % 2012 angestiegen (Holzboden mit Strauchfläche). Auf den Zwergstrauchheiden sowie den Strauch- und Waldflächen sind die geringsten Rutschungsdichten zu beobachten.

In der Periode 1972 - 1985 haben sich auf Strauchflächen und im Wald nur drei (rund 7 %) von 43 Rutschungen ereignet. Die flächengewichteten Rutschungsdichten der verschiedenen Strauch- und Waldflächentypen betragen zwischen 0,0 und 0,0017 Rutschungen pro km<sup>2</sup> und Jahr. Die maximale Rutschungsdichte haben "Weiderasen" mit 0,0412 Rutschungen pro km<sup>2</sup> und Jahr. In der Periode 2001 - 2012 haben 28 (rund 18 %) von 160 Rutschungen auf Strauch- und Waldflächen stattgefunden. Die Dichten haben Werte zwischen 0,0 und 0,0203 Rutschungen pro km<sup>2</sup> und Jahr, während das Maximum der "Weiderasen" 0,1622 Rutschungen pro km<sup>2</sup> und Jahr beträgt.

Die Flächen, die 1985 von Blößen, Räumden und Jungwuchs durch Holzschlag oder Kalamitäten eingenommen wurden, haben sich räumlich verschoben, aber in ihrem Ausmaß 2012 nicht verändert. Nur 18 % der "Blößen" von 1985 haben sich nicht geschlossen. Die Laub-Nadel-Mischwälder sind um 37,26 ha zurückgegangen. Das ist überwiegend auf die selektive Entnahme von Nadelholz zurückzuführen. Relativ ist die Laubwaldfläche stärker angewachsen als der Nadelwald.

Die Fragmentierung des Waldes hat, gemessen an der Waldaußenrandlänge, abgenommen. Mit diesem Rückgang ist keine Reduktion, sondern eine Steigerung der Anzahl der Rutschungen pro km Randlänge verbunden.

Die fokale räumlich-zeitliche Rutschungsdichte (der STDL-Wert) ist mit 0,0032 Rutschungen pro ha und Jahr in der Periode 2001 - 2012 um das 4,6-fache höher als der Wert der Periode 1972 - 1985 von 0,0007 Rutschungen pro ha und Jahr. Der Unterschied ist höchst signifikant.

Die STDL-Werte der Periode 2001 - 2012 von Flächen mit einer Änderung der Landnutzung/-bedeckung sind im Verhältnis zur Periode 1972 - 1985 bei allen Grunddispositionen mit Ausnahme der Dispositionsstufe 2 signifikant höher.

Es sind aber auch die STDL-Werte der Periode 2001 - 2012 bei den Fällen ohne Änderung des Landnutzungstyps in allen Dispositionsstufen signifikant höher als in der Periode 1972 - 1985. Auch bei geringer Rutschungsgrunddisposition ist der Wert von 2001 - 2012 um das 3,2-fache höher als der Wert der Periode 1972 - 1985.

Die höheren STDL-Werte der Periode 2001 - 2012 sind daher kein primär von der Landnutzungsänderung bestimmter Effekt. Die generell höhere Rutschungsdichte der Periode 2001 - 2012 ist vor allem auf die größere Intensität und Häufigkeit der Starkregenereignisse im Verhältnis zur Periode 1972 - 1985 zurückzuführen.

Im Durchschnitt war die Periode 1972 - 1985 nicht signifikant niederschlagsreicher und signifikant schneereicher als die Periode 2001 - 2012. An der Station Au wurde 1972 - 1985 ein um rund 90 mm höherer durchschnittlicher Jahresniederschlag gemessen als 2001 - 2012 (Tabelle 8-1). Auch die mittleren Jahresniederschläge der umgebenden Stationen Bizau, Fontanella und Schönenbach sind um 92, 140 und 189 mm höher als in der Periode 2001 - 2012. Die mittleren Niederschlagssummen in der Zeit von Mai bis August, in der überwiegend Rutschungen auftreten, sind mit 839 mm und 879 mm 2001 - 2012 höher, aber in beiden Perioden fast gleich groß (Tabelle 8-1).

Tabelle 8-1: Vergleich der Summen des Niederschlags und des Schneefalls Station Au (Daten: eHYD, BMLFUW)

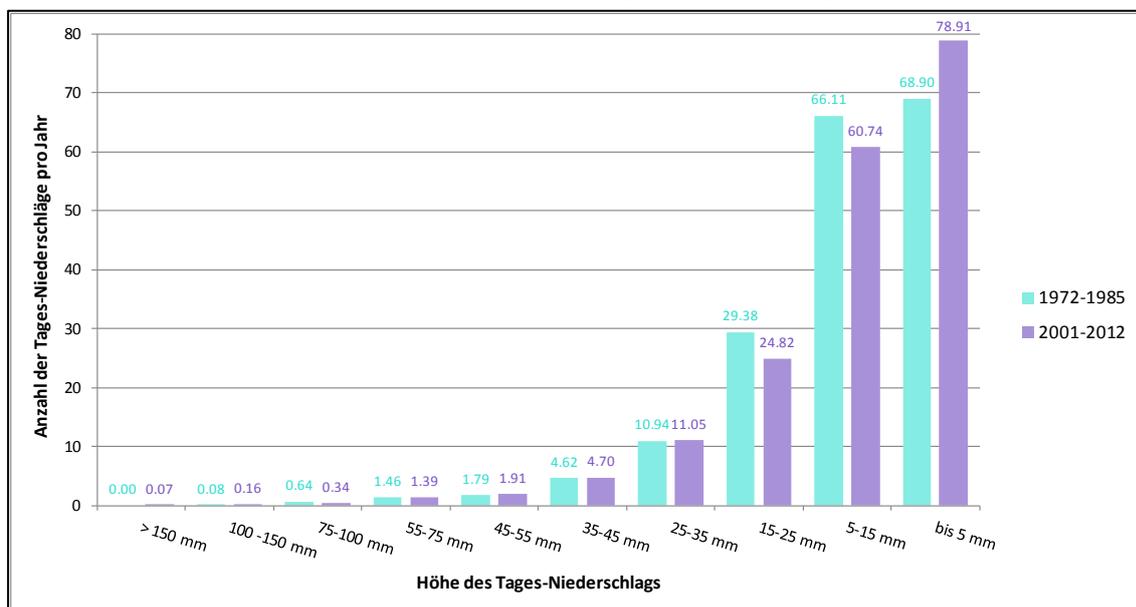
Station Au	Summe Niederschlag [mm]		Summe Schneefall [cm]	
	1972-1985	2001-2012	1972-1985	2001-2012
Jänner	170,7	122,6	1793,5	1240,6
Februar	104,3	102,2	2128,6	1803,9
März	117,0	121,7	1744,8	1490,9
April	133,9	103,0	623,1	122,2
Mai	142,2	181,4	20,2	2,0
Juni	246,9	201,6	0,0	0,3
Juli	231,1	243,3	0,0	0,0
August	218,8	252,6	0,0	0,0
September	176,3	169,0	1,3	0,1
Oktober	145,5	124,8	64,8	16,6
November	155,3	133,8	320,6	204,8
Dezember	150,9	152,5	1095,5	745,7
Jahr	1992,9	1908,5	7792,3	5627,2

Wallner (2012) konnte feststellen, dass die Auslösung von Rutschungen mit hohen Niederschlagstagesummen verbunden ist. Der Vorregen spielt für die Auslösung von Rutschungen in vielen Klimazonen eine Rolle (Corominas & Moya 1999, Glade et al. 2000, Rahardjo et al. 2001, Guzetti et al. 2007, Wallner 2012). Die Bedeutung dieser variablen Disposition ist aber im Verhältnis zum täglichen maximalen Niederschlag am Ereignistag gering (Wallner, 2012). Maximale Tagesniederschläge, bei denen im Flysch Niederösterreichs Rutschungen ausgelöst werden, liegen zwischen rund 87 und 160 mm (Wallner, 2012).

Die Anzahl der Tagesniederschläge in verschiedenen Intensitätsklassen weisen im Untersuchungsgebiet für die beiden Perioden unterschiedliche Muster auf. Abbildung 8-1 zeigt die durchschnittliche Anzahl der Tagesniederschläge pro Jahr für die beiden Vergleichsperioden gegliedert nach Intensitätsklassen als Mittel der Stationen Au, Bizau, Fontanella und Schönenbach.

Sehr geringe Tagesniederschläge bis 5 mm sind in der Periode 2001 - 2012 häufiger aufgetreten als 1972 - 1985. Die Tagesniederschläge zwischen 5 und 25 mm sind in der Periode 1972 - 1985 häufiger, und verursachen die durchschnittlich um 127 mm höhere Jahresniederschlagssumme. Den Rutschungsereignissen des C3S-ISLS-Inventars mit genau bekanntem Ereignistag wurde der Tagesniederschlag der nächstgelegenen Station zugeordnet. Der minimale Tagesniederschlag, bei dem Rutschungen ausgelöst wurden, beträgt 32 mm. Bei vergleichsweise geringen Niederschlägen um 30 mm pro Tag sind auch in Niederösterreich in der Flyschzone Rutschungen ausgelöst worden (Wallner, 2012). Die in der Periode 1972 - 1985 dominierenden Niederschläge zwischen 5 und 25 mm haben daher vermutlich keine Rutschungen ausgelöst. Die potenziell Rutschungen auslösenden Tagesniederschläge von mehr als 30 mm sind in beiden Perioden annähernd gleich oft aufgetreten. Starkniederschlagsereignisse ab 100 mm haben sich jedoch in der Periode 2001 - 2012 im Verhältnis zu 1972 - 1985 fast verdreifacht.

Abbildung 8-1: Durchschnittliche Anzahl der Tagesniederschläge pro Jahr (Daten: eHYD)



Die Rutschungsaktivität der Periode 2001 - 2012 ist im Untersuchungsgebiet vor allem vom Starkregenereignis im August 2005 mit einem maximalen Tagesniederschlag von 214 mm in Au geprägt. Ein vergleichbar starkes Ereignis ist in der Periode 1972 - 1985 nicht aufgetreten. Der zweitstärkste Tagesniederschlag in Au im August 2002 erreichte 112 mm, das drittstärkste Ereignis im September 2006 94 mm. In der Periode 1972 - 1985 betragen die stärksten Tagesniederschläge in Au 126, 95 und 94 mm.

Von den 160 am Luftbild 2012 noch sichtbaren Rutschungen der Periode 2001 - 2012 können 36 Rutschungen (22,5 %) eindeutig dem Starkregenereignis im August 2005 zugeordnet werden. 34 Rutschungen (21,3 %) sind eindeutig keine Folge dieses Ereignisses. Das sind bereits 79 % und mit der Periodenlänge gewichtet 93 % der Rutschungen, die in der Periode 1972 - 1985 beobachtet wurden. Bei 90 der 160 in den Vergleich einbezogenen Rutschungen der Periode 2001 - 2012 war es nicht feststellbar, ob sie vom Augustereignis 2005 oder einem anderen Niederschlagsereignis ausgelöst wurden. Vermutlich wurde aber ein erheblicher Teil dieser Rutschungen vom Starkregen im August 2005 verursacht.

Im Kontext der festgestellten Unterschiede der Rutschungsdichten, die unabhängig von den Landnutzungsänderungen aufgetreten sind, ist anzunehmen, dass die höhere Rutschungsdichte 2001 - 2012 vor allem durch die größere Zahl und Intensität der Starkregenereignisse und nicht durch Landnutzungsänderungen verursacht wurde. Es konnte jedoch auch festgestellt werden, dass Änderungen der Landnutzung mittelfristig zu einer stärkeren Zunahme der Rutschungsdichten (der STDL-Werte) führen als gleichbleibende Verhältnisse. Es ist dabei nicht von Bedeutung, ob für Rutschungen anfällige Landnutzungstypen in weniger oder mehr zu Rutschungen neigende Typen übergehen. Die Änderung der Nutzungsart führt vorübergehend zu Verhältnissen, bei denen es in Kombination mit Starkregenereignissen zu einem vermehrten Auftreten von Rutschungen kommen kann. Diese Reaktion kann vor allem bei den "Weiderasen" sowie den "Rasen mit Erosion - Schneeschurf" festgestellt werden.

## Literatur:

- Andrecs, P.; Markart, G.; Lang, E.; Hagen, K.; Kohl, B.; Bauer, W. (2002): Untersuchungen der Rutschungsprozesse vom Mai 1999 im Laternsertal (Vorarlberg). In: Beiträge zur Wildbachforschung. BFW-Berichte 127: 55-87
- Arnone, E.; Dialynas, Y.G.; Noto, L.V.; Bras, R.L. (2014): Parameter Uncertainty in Shallow Rainfall-Triggered Landslide Modeling at Basin Scale: a Probabilistic Approach. *Procedia Earth and Planetary Science*. DOI: 10.1016/j.proeps.2014.06.003
- Auer, I.; Jurcović, A.; Böhm, R.; Schöner, W.; Lipa, W. (2008): StartClim2007A. Erweiterung und Vervollständigung des StartClim Datensatzes für das Element tägliche Schneehöhe. Aktualisierung des existierenden StartClim Datensatzes (Lufttemperatur, Niederschlag und Dampfdruck) bis 2007 04. Endbericht. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Wien.
- Baeza, Ch.; Corominas, J. (2001): Assessment of shallow landslide susceptibility by means of multivariate statistical techniques. *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 1251-1263
- BAFU (2012): Anpassung an den Klimawandel in der Schweiz. Ziele, Herausforderungen und Handlungsfelder. Erster Teil der Strategie des Bundesrates vom 2. März 2012. Schweizerische Eidgenossenschaft. Bundesamt für Umwelt BAFU.
- Bartels, H.; Katzenberger, P.; Weber, H. (2004): Klimaveränderung und Wasserwirtschaft in Süddeutschland. *Wasserwirtschaft* 94/4: 15-19.
- Bathurst, J.C.; Moretti, G.; El-Hames, A.; Moaven-Hashemi, A.; Burton, A. (2005): Scenario modelling of basin-scale, shallow landslide sediment yield, Valsassina, Italian Southern Alps. *Natural Hazards and Earth System Science* 5: 189-202, doi: 10.5194/nhess-5-189-2005, 2005.
- Beek, L.P.H. van (2002): Assessment of the influence of changes in land use and climate on landslide activity in a Mediterranean environment. Dissertation Universität Utrecht. *Nederlandse Geografische Studies* NGS 294.
- Beck, J.R. (2006): Streambank erosion hazard mapping: concepts, methodology and application on the Venoge River (Switzerland). PHD Thesis. École Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Beguiría, S. (2006): Changes in land cover and shallow landslide activity: A case study in the Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 74: 196-206
- Benda, L.; Dunne, Th. (1997): Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow. *Water Resources Research* 33/12: 2849-2863
- Benda, L.; Veldhuisen, C.; Miller, D.; Miller, L.R. (1998): Slope Instability and Forest Land Managers. A Primer and Field Guide. Earth System Institute.
- Beniston, M. (2012): Is snow in the Alps receding or disappearing? *WIREs Clim Change* 2012. doi: 10.1002/wcc.179.
- BEV (2012): Katastralmappe SHP. Schnittstellenbeschreibung. Version 2.2. Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV), Wien.
- Beven, K.J.; Kirkby, M.J.; Seibert, J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24: 43-69
- BMLFUW (2006): Hochwasser 2005 – Ereignisdokumentation. Teilbericht der Wildbach- und Lawinerverbauung. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt- und Wasserwirtschaft.
- BMLFUW (2011): Alpine Mass Movements: Implications for hazard assessment and mapping, Special Edition of *Journal of Torrent, Avalanche, Landslide and Rock Fall Engineering* No. 166.
- BMLFUW (2013): Ereignisdokumentation 2013. Bericht über die Wildbachereignisse im Juni 2013. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt- und Wasserwirtschaft.
- Bollinger, D.; Buri, H.; della Valle, G.; Hegg, Ch.; Keusen, R.; Krummenacher, B., Mani, P.; Roth, H. (2002): Gefahrenhinweiskarte des Kantons Bern 1:25.000. In: Internationales Symposium INTERPRAEVENT 2000 Villach. Tagungspublikation, Band 2: 189-200

- Borga, M.; Tonelli, F.; Salleroni, J. (2004): A physically based model of the effects of forest roads on slope stability. *Water Resources Research* 40, W12202, doi:10.1029/2004WR003238, 2004.
- Böhm R. (2008): Schnee im Klimawandel. *Snow and Climate Change*. In: Moschig, G.; Sieberer, W. (Hrg.): *Vom Schnee. On snow*. Kitzbühel: Museum Kitzbühel: 60–87
- Brandstötter, E.; Paul, G. (2003): Bodenbedeckung in den Geobasisdaten des BEV – Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen. Workshop "Geodaten zur Landbedeckung in Österreich" – 05.12.2003 – BOKU – IVL.
- Bründl, M. (Ed.) (2009): Risikokzept für Naturgefahren – Leitfaden. Nationale Plattform für Naturgefahren PLANAT, Bern.
- Bruschi, V.M.; Bonachea, J.; Remondo, J.; Gómez-Arozamena, J.; Rivas, V.; Barbieri, M.; Capocchi, S.; Soldati, M.; Cendrero, A. (2013): Land management versus natural factors in land instability: some examples in northern Spain. *Environmental Management* 52(2): 398-416
- Buma, J. (1999): Finding the most suitable slope stability model for the assessment of the impact of climate change on a landslide in southeast France. *Earth Surface Processes and Landforms* 25: 565-582
- Bundesamt für Statistik (2015): Erhebungen, Quellen – Arealstatistik der Schweiz. [http://www.bfs.admin.ch/bfs/portal/de/index/infothek/erhebungen\\_\\_quellen/blank/blank/arealstatistik/01.html](http://www.bfs.admin.ch/bfs/portal/de/index/infothek/erhebungen__quellen/blank/blank/arealstatistik/01.html)
- Bunza, G. (1975): Klassifizierung alpiner Massenbewegungen als Beitrag zur Wildbachkunde. Internationales Symposium INTERPRAEVENT 1975 Innsbruck; Band 1: 29-24
- BUWAL (1998): Begriffsdefinitionen zu den Themen Geomorphologie, Naturgefahren, Forstwesen, Sicherheit und Risiko. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft BUWAL, Eidg. Forstdirektion. Bern.
- Caine, N. (1980): The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler* 62 1/2: 23-27
- Campbell, R.H. (1975): Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California. U.S. Geological Survey. Professional Paper 851.
- Caspary, H.J. (2004): Zunahme "kritischer" Wetterlagen als Ursache für die Entstehung extremer Hochwasser in Südwestdeutschland, KLIWA-Symposium 2004: 135-151
- Coe, J.A.; Kinner D.A.; Godt, J.W. (2008): Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, Central Colorado. *Geomorphology* 96: 270-297
- Collison, A.; Wade, St.; Griffiths, J.; Dehn, M. (2000): Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in SE England. *Engineering Geology* 55: 205-218
- Corominas, J.; Moya, J. (1999): Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 30: 79-93
- Costanzo, D.; Rotigliano, E.; Irigaray, C.; Jiménez-Perálvarez, J.D.; Chacó, J. (2012): Factors selection in landslide susceptibility modelling on large scale following the gis matrix method: application to the river Beiro basin (Spain). *Natural Hazards and earth system sciences* 12: 327-340
- Crosta, G.B.; Agliardi, F.; Frattini, P.; Sosio, R. (2012): Landslide triggering mechanisms in Europe – Overview and State of the Art. *SafeLand. Living with landslide risk in Europe: Assessment, effects of global change, and risk management strategies*. 7<sup>th</sup> Framework Programme. Cooperation Theme 6 Environment (including climate change). Sub-Activity 6.1.3 Natural Hazards. Deliverable 1.1. Revision 2 – Final, UNIMIB.
- Crozier, M.J. (2010): Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology* 124: 260-267
- Cruden, D.M.; Varnes, D. J. (1996): Landslide types and processes. In: Turner A.K.; Shuster R.L. (eds.) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transp. Res. Board, Spec. Rep. 247: 36-75.

- Dehn, M.; Bürger, G.; Bumka, J.; Gasparetto, P. (2000): Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling. *Engineering Geology* 55 (2000): 193-204
- Dietrich, W.E.; Dunne, T. (1978): Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement-Band 29*: 191–206
- Di Gregorio, A. (1998): *Land Cover Class Classification Systems: Classification Concepts and User Manual*. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Fiorucci, F.; Cardinali, M.; Carlà, R.; Rossi, M.; Mondini, A.C.; Santurri, L.; Ardizzone, F.; Guzzetti, F. (2011): Seasonal landslide mapping and estimation of landslide mobilization rates using aerial and satellite images. *Geomorphology* 129 (2011): 59-70
- Fliri, F. (1998): *Naturchronik von Tirol: Tirol – Oberpinzgau – Vorarlberg – Trentino. Beiträge zur Klimatographie von Tirol*. Wagner, Innsbruck.
- Formayer, H.; Hoftstätter, M.; Haas, P. (2009): Untersuchung der Schneesicherheit und der potenziellen Beschneigungszeiten in Schladming und Ramsau (Endbericht zum Projekt STRATEGIE No. BOKU-Met Report 11). Inst. für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Formayer, H.; Kromp-Kolb, H. (2009): Hochwasser und Klimawandel. Auswirkungen des Klimawandels auf Hochwasserereignisse in Österreich (Endbericht WWF 2006). BOKU-Met Report 7, ISSN 1994 4179 (Print), ISSN 1994-4187 (Online). Verfügbar unter: [http://www.boku.ac.at/met/report/BOKU-Met\\_Report\\_07\\_online.pdf](http://www.boku.ac.at/met/report/BOKU-Met_Report_07_online.pdf)
- FPB (2004): *Guidelines for Evaluating Potentially Unstable Slopes and Landforms*. Board Manual 11/2004. Unstable Slopes. Section 16. Forest Practices Board. Washington State Department of Natural Resources.
- Fressard, M.; Thiery, Y.; Maquaire, O. (2014): Which data for quantitative landslide susceptibility mapping at operational scale? Case study of the Pays d'Auge plateau hillslopes (Normandy, France). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14: 569-588
- Fuxjäger, B. (1975): Die Hochwasser- und Wildbach-Katastrophen in Osttirol 1965 und 1966. In: Mayer, H.; Pitterle, A. Edit. (1988): *Osttiroler Gebirgswaldbau*. Österreichischer Agrarverlag, Wien.
- Giannecchini, R. (2006): Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan Alps (Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6: 357-364
- Glade, T.; Crozier, M.; Smith, P. (2000): Applying Probability Determination to Refine Landslide-Triggering Thresholds using an Empirical "Antecedent Daily rainfall Model". *Pure and Applied Geophysics* 157: 1059-1079
- Glade, Th. (2003): Landslide occurrence as a response to land use change: a review of evidence from New Zealand. *Catena* 51: 297-314
- Glade, T.; Bell, R.; Dobesberger, P.; Embleton-Hamann, C.; Fromm, R.; Fuchs, S.; Hagen, K.; Hübl, J.; Lieb, G.; Otto, J.C.; Perzl, F.; Peticzka, R.; Prager, C.; Samimi, C.; Sass, O.; Schöner, W.; Schröter, D.; Schrott, L.; Zangerl, C.; Zeidler, A. (2014): Der Einfluss des Klimawandels auf die Reliefsphäre. In: *Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014 (AAR14)*. Austrian Panel on Climate Change (APCC), Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, Österreich: 557-600
- Günther, T.; Rachner, M.; Matthäus, H. (1996): *Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern*. KLIWA Projekt A 1.1.4. / A1.1.5., Arbeitskreis KLIWA. KLIWA Berichte Heft 6. Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, München.
- Günther, T. (2004): *Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen*, KLIWA-Symposium 2004: 37-56
- Guzzetti, F.; Cardinali, M.; Reichenbach, P.; Carrara, A. (2000): Comparing landslide maps: a case study in the upper Tiber River Basin, Central Italy. *Environmental Management* 25 (3): 247-363
- Guzzetti, F. (2006): *Landslide hazard and risk assessment. Concepts, methods and tools for the detection and mapping of landslides, for landslide susceptibility zonation and hazard assessment, and for landslide risk evaluation*. Dissertation. Rheinische Friederich-Wilhelms-Universität Bonn.

- Guzzetti, F.; Peruccacci, S.; Rossi, M.; Stark, C.P. (2007): Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics* 98: 239-267
- Guzzetti, F.; Peruccacci, S.; Rossi, M.; Stark, C. P. (2008): The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: An update, *Landslides* 5(1): 3-17
- Guzzetti, F.; Mondini, A.C.; Cardinali, M.; Fiorucci, F.; Santangelo, M.; Chang, K.T. (2012): Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-science Reviews* 112 (2012): 42-66
- Heim, A. (1932): *Bergsturz und Menschenleben*. Beiblatt zur Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, Vol. 77: 1-218
- Heinimann, H.R.; Hollenstein, K.; Kienholz, H.; Krummenacher, B.; Mani, P. (1998): *Methoden zur Analyse und Bewertung von Naturgefahren*. Umwelt-Materialien Nr. 85. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Bern.
- Heissel, W.; Oberhauser, R.; Schmidegg, O. (1967): *Geologische Karte des Walgauer, Vorarlberg 1:25.000*. Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien.
- Herger, U. (2005): *Der Einfluss der Beweidung auf die Hangstabilität*. Diplomarbeit, Universität Bern.
- Hervás, J.; Günther, A.; Reichenbach, P.; Chacon, J.; Pasuto, A.; Malet, J.-P.; Trigila, A.; Hobbs, P.; Maquaire, O.; Tagliavini, F.; Poyiadji, E.; Guerrieri, L.; Montanarella, L. (2007): Recommendations on a common approach for mapping areas at risk of landslides in Europe. In: Hervás, J. (ed.) 2007: *Guidelines for mapping areas at Risk of Landslides in Europe*. Proceedings of the Experts Meeting held on 23-24 October 2007. Institute for Environment and Sustainability. Joint Research Centre (JRC), Ispra, Italy.
- Herzog, U. (1975): *Katastrophale Hangbewegungen in Kärnten 1975, geologische Analyse und Ausblick*. In: INTERPRAEVENT 1975. Tagungspublikation, Band 2: 229-237
- Hornich, R.; Adelwöhrer, R. (2010): *Hangrutschungsereignisse 2009 in der Steiermark*. *Geomechanics and Tunneling* 3 (2010) 5: 455-460
- Hungr, O.; Evans, S.G.; Bovis, M.J.; Hutchinson, J.N. (2001): A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type. *Environmental & Engineering Geoscience*, Vol. VII, No. 3, 2001: 221-238
- Hungr, O. (2003): *Flow slides and flows in granular soils*. Key-note Paper. In: Picarelli (ed.), *Proc., FLOWS 2003, International Workshop, Sorrento, Italy*, Kluwer Publishers.
- Hübl, J.; Habersack, H.; Kienholz, H.; Agner, P.; Ganahl, E.; Moser, M.; Scheidl, Ch.; Kerschbaumsteiner, W.; Schmid, F. (2006): *Disaster Information System of Alpine Regions (DIS-ALP): Methodik Teil 1, Appendix 2: Definitions*, IAN Report 101, Institut für Alpine Naturgefahren, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Hübl, J.; Totschnig, R.; Scheidl, C. (2008): *Historische Ereignisse – Band 1: Auswertung von Wildbach Schadensereignissen bis 1891 auf Basis der "Brixner Chronik"*. IAN Report 111 Band 1, Institut für Alpine Naturgefahren, BOKU Wien.
- In der Gand, H. (1968): *Aufforstungsversuche an einem Gletschneehang*. *Mitteilungen der Schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen* 44.
- Ishibashi, H. (1982): *Studies on snow erosion 3. Landslide morphology formed by snow gliding*. *Bulletin of the Iwate University Forests* (13): 43-54
- Iverson, R.M.; Reid, M.E.; LaHusen, R.G. (1997): *Debris-flow mobilization from landslides*. In: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25: 85-138
- Iverson, R. M. (1997): *The physics of debris flow*. *Reviews of Geophysics*, Vol. 35, No. 3: 245–296
- Jeschke, H.P. (2012): *Der Bregenzerwald und die 3-Stufenlandwirtschaft – das landschaftskulturelle und naturräumliche Erbe*. In: Jeschke, H.P.; Mandl, P. (Hrsg.) (2012): *Eine Zukunft für die Landschaften Europas und die Europäische Landschaftskonvention*. Institut für Geographie und Regionalforschung an der Alpen-Adria Universität Klagenfurt. *Klagenfurter Geographische Schriften*, Heft 28: 185-325

- Jomelli, V.; Brunstein, D.; Déqué, M.; Vrac, M.; Grancher, D. (2009): Impacts of future climatic change (2070–2099) on the potential occurrence of debris flows: a case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Climatic Change* (2009) 97: 171- 191
- Jurković, A. (2008): Gesamtschneehöhe. Vergleichende Zeitreihenanalyse. Diplomarbeit. Universität Wien.
- Karl, J. (1961): Blaikenbildung auf Allgäuer Blumenbergen. *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Alpenpflanzen und -tiere*, 26: 54-62
- Kean, J.W.; Staley, D.M.; Cannon, S.H. (2011): In situ measurements of post-fire debris-flows in southern California: Comparisons of the timing and magnitude of 24 debris-flow events with rainfall and soil moisture conditions. *Journal of Geophysical Research* Vol. 116, F04019.
- Keusen, H.R.; Bollinger, D.; Rovina, H.; Wildberger, A.; Wyss, R. (2004): Gefahreinstufung Rutschungen i.w.S. - Permanente Rutschungen, spontane Rutschungen und Hangmuren. Arbeitsgruppe Geologie und Naturgefahren. Schweizerische Fachgruppe für Ingenieurgeologie. Bundesamt für Wasser und Geologie.
- Kienholz, H.; Hollenstein, K. (1998): Begriffsdefinitionen zu den Themen: Geomorphologie, Naturgefahren, Forstwesen, Sicherheit, Risiko. Arbeitspapier. Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Eidgenössische Forstdirektion, Bern.
- Knight, J. F.; Lunetta, R. S. (2003): An Experimental Assessment of Minimum Mapping Unit Size. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 41, No.: 2132-2134
- Kundzewicz, Z.W.; Ulbrich, U.; Brücher, T.; Graczyk, D.; Krüger, A.; Leckebusch, G.C.; Menzel, L.; Pinskiwar, I.; Radziejewski, M.; Szwed, M. (2005): Summer Floods in Central Europe - Climate Change Track? *Natural Hazards* 36: 165-189
- Laatsch, W.; Grotenthaler, W. (1972): Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation. *Forstwissenschaftliches Centralblatt* 91: 309-339
- Latelin, O. (1997): Berücksichtigung der Massenbewegungsgefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten. Naturgefahren. Empfehlungen 1997. Bundesamt für Raumplanung (BRP); Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW); Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL); Bern.
- Latenser, M. (2002): Snow and Avalanche Climatology of Switzerland. Dissertation, SwissFederal Institute of Technology, Zürich.
- Lee, S.; Choi, J.; Woo, I. (2004): The effect of spatial resolution on the accuracy of landslide susceptibility mapping: a case study in Boun, Korea. *Geosciences Journal* 8, 1: 51-60
- Li, J.; Chen, B.; Li, X.; Zhao, Y.; Ciren, Y.; Jiang, B.; Hu, W.; Cheng, J.; Shao, M. (2008): Effects of deep soil desiccation on artificial forestlands in different vegetation zones on the Loess Plateau of China. *Acta Ecologica Sinica*, 2008, 28(4): 1429-1445
- Malamud, B.D.; Turcotte D.L.; Guzzetti, F.; Reichenbach, P. (2004): Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 687-711
- Malet, J.P.; Durand, Y.; Remaître, A. (2007): Assessing the influence of climate change on the activity of landslides in the Ubaye Valley. In: McInnes, R.; Jakeways, J.; Fairbank, H.; Mathie, E. (eds.): *Landslides and Climate Change – Challenges and Solutions*. London: Taylor and Francis: 195-205
- Markart, G.; Perzl, F.; Kohl, B.; Luzian, R.; Kleemayr, K.; Ess, B.; Mayerl J. (2007): Schadereignisse 22./23. August 2005 - Ereignisdokumentation und -analyse in ausgewählten Gemeinden Vorarlbergs. BFW-Dokumentation Nr. 5.
- Markart, G.; Kohl, B.; Perzl, F. (2007b): Der Bergwald und seine hydrologische Wirkung - eine unterschätzte Größe? *LWF Wissen, Freising*, (55): 34-43
- Martino, L.; Fritz, M. (2008): New insight into land cover and land use in Europe. *Eurostat Statistics in Focus* 33/2008.
- Matsuura, S.; Asano, S.; Okamoto, T. (2008): Relationship between rain and/or meltwater, pore-water pressure and displacement of reactivated landslide. *Engineering Geology* 101: 49-59

- Melchiorre, C.; Frattini, P. (2012): Modelling probability of rainfall induced shallow landslides in a changing climate, Otta, Central Norway. *Climatic change* 113: 413-436. doi:10.1007/s10584-011-0325-0
- Melville, B.W.; Parola, A.C.; Coleman, S.E. (2006): Bridge-Scour Prevention and Countermeasures. In: Garcia, M.H. 2006: *Sedimentation Engineering. Processes, Measurements, Modelling, and Practice*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 110.
- Meusburger, K.; Alewell, C. (2008): Impacts of anthropogenic factors on the occurrence of shallow landslides in an alpine catchment (Urseren Valley, Switzerland). *Natural Hazards and Earth Sciences* 8: 509-520
- Meusburger, K.; Leitinger, G.; Mabit, L.; Mueller, M.H.; Walter, A.; Alewell, C. (2014): Soil erosion by snow gliding – a first quantification attempt in a subalpine area in Switzerland. *Hydrology and Earth System Sciences* 18: 3763-3775
- Mora, O.E.; Lenzano, M.G.; Toth, C.K.; Grejner-Brzezinska, D.A. (2014): Analyzing the effects of spatial resolution for small landslide susceptibility and hazard mapping. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XL-1, 2014, ISPRS Technical Commission I Symposium, 17 – 20 November 2014, Denver, Colorado, USA*.
- Moser, M. (1975): Beurteilung von Wildbachgebieten mit Hilfe von Hangstabilitäts-Klassifikationen. *Internationales Symposium INTERPRAEVENT 1975. Tagungspublikation, Band 2: 189-197*
- Moser, M.; Schoger, H. (1989). Die Analyse von Hangbewegungen in Mittleren Inntal anlässlich der Unwetterkatastrophe von 1985. *Wildbach- und Lawinenverbauung* (Jg. 53: 110): 1-22.
- Mudelsee, M.; Börngen, M.; Tetzlaff, G.; Grünwald G. (2004): Extreme floods in central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway "Zugstrasse Vb". *Journal of Geophysical Research* 109, No. D23101, doi: 10.1029/2004JD005034
- Nasermoaddeli, M.H. (2011): Bank Erosion in alluvial Rivers with Non-Cohesive Soil in Unsteady Flow. Dissertation. *Hamburger Wasserbau-Schriften 14*. Institute of River and Coastal Engineering, Hamburg University of Technology.
- Oberhauser, R. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich. St. Gallen Süd und Dornbirn Süd 1:25.000. Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien.
- Oberhauser, R. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich. St. Gallen Nord und Dornbirn Nord 1:25.000. Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien.
- Oehmichen, K. (2006): Weiterentwicklung von Indikatoren zur Erfassung der Fragmentierung von Wäldern unter Berücksichtigung der Datenverfügbarkeit. Schlussbericht zum HS-Forschungsvorhaben 04HS064. Universität Hamburg.
- ONERC (2008): Climate change in the Alps: Impacts and natural hazards. Rapport Technique N°1 de l'ONERC. *ClimChAlp Interreg III B Alpine Space*.
- Pascual-Hortal, L.; Saura, S. (2007): Impact of spatial scale on the identification of critical habitat patches for the maintenance of landscape connectivity. *Landscape and Urban Planning* 83 (2007): 176-186
- Perzl, F.; Bauerhansl, Ch.; Walter, D. (2011): Endbericht zu "Standardisierte Ermittlung von Wald mit Objektschutzwirkung" im Rahmen der European Territorial Cooperation South East Space Project MONITOR II. Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Innsbruck.
- Perzl, F.; Walter, D. (2012): Die Lawinen-Schutzwirkung des Waldes im Klimawandel. Literaturüberblick über gegenwärtige Klimatrends in den Alpen, mögliche Auswirkungen der Klimaveränderung auf die Schneedeckenparameter, die Lawinenaktivität und die Lawinen-Schutzwirkung des Waldes. Projektbericht. MAFRED - Management strategies to adapt Alpine Space forests to climate change risk. Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Innsbruck.
- Perzl, F.; Den Outer, J.; Rössel, M. (2014): GRAVIPROFOR. Verbesserung der Erfassung der Schutzwaldkulisse für die forstliche Raumplanung. Methodik – Datengrundlagen für die Modellierung von Waldflächen mit Lawinen- und Steinschlag-Objektschutzwirkung. Technische Hilfe im Rahmen des österreichischen Programms LE 07-13. Projektbericht, Projekt-Teilbericht im Auftrag des BMLFUW. Bundesforschungszentrum für Wald (BFW), Innsbruck.

- Perzl, F.; Rössel, M.; Zieher, Th. (2015): C3S-ISLS climate induced system status changes at slopes and their impact on shallow landslide susceptibility. *Landslide Data Acquisition and Geodatabase Management Description of the Landslide Inventory*. Austrian Climate Research Program (APRC). Project Report. Unpublished.
- Petley, D.N.; Gareth, J.H.; Hart, A.; Rosser, N.J.; Dunning, St.A.; Oven, K.; Mitchell, W.A. (2007): Trends in landslide occurrence in Nepal. *Natural Hazards* 43: 23-44.
- Petley, D.N. (2010): On the impact of climate change and population growth on the occurrence of fatal landslides in south, east and SE Asia. *Quarterly Journal of Engineering Geology & Hydrogeology* 43: 487-496
- Petschko, H.; Bell, R.; Glade, T.; Goetz, J.; Heiss, G.; Leopold, Ph. (2013): MoNOE – Modellierung der Rutschprozesse. *Berichte Geolog. B.-A.*; 100, NÖ Geotage – 19. & 20.9.2013 in Rabenstein an der Pielach.
- Petschko, H.; Brenning, A.; Bell, R.; Goetz, R.; Glade, Th. (2014): Assessing the quality of landslide susceptibility maps – case study Lower Austria. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14: 95-118
- Pfurtscheller, C.; Thieken, A. (2012): The costs of natural hazards in alpine environment. Current practice, end-user needs and recommendations. *INTERPRAEVENT 2012 – Proceedings*. Vol. 2.: 1045-1054
- Pierson, T.C. (1983): Soil pipes and slope stability. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 16: 1-11
- Pomaroli, G.; Bell, R.; Heiss, G.; Proske, H.; Schweigl, J. (2011). Darstellung der Gefährdung durch gravitative Massenbewegungen im Bundesland Niederösterreich als Grundlage der Raumplanung. Wildbach- und Lawinenverbau. *Zeitschrift für Wildbach-, Lawinen-, Erosions- und Steinschlagschutz* 74/166: 198-221.
- Prinz, H. (1997): Abriß der Ingenieurgeologie mit Grundlagen der Boden- und Felsmechanik, des Erd-, Grund- und Tunnelbaus sowie der Abfalldeponien. 3. Auflage. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Proske, H.; Granica, K.; Mudir-Raninger, R. (2010): Die Landschaft der beiden Täler. In: *alpine space – man & environment*, vol. 11: Zwei Alpentäler im Klimawandel. Innsbruck University Press.
- Qui, Ch.; Esaki, T.; Xie, M.; Mitani, Y.; Wang, Ch. (2007): Spatio-temporal estimation of shallow landslide hazard triggered by rainfall using three-dimensional model. *Environmental Geology* 52: 1569-1579
- Raetzo, H.; Latelin, O. (2003): Massenbewegungen: Rutschungen, Fels- und Bergstürze. In: *Extremereignisse und Klimaänderung*. Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC), Bern.
- Rahardjo, H.; Li, X.W.; Toll, D.G.; Leong, E.C. (2001): The effect of antecedent rainfall on slope stability. *Geotechnical and Geological Engineering* 19: 371-399
- Reichenbach, P.; Busca, C.; Mondini, A.C.; Rossi, M. (2014): The Influence of Land Use Change on Landslide Susceptibility Zonation: The Briga Catchment Test Site (Messina, Italy). *Environmental Management* DOI 10.1007/s00267-014-0357-0
- Rickli, C. (2001): Vegetationswirkungen und Rutschungen: Untersuchung zum Einfluss der Vegetation auf oberflächennahe Rutschprozesse anhand der Unwetterereignisse in Sachseln OW am 15. August 1997. Eidgenössische Forschungsanstalt WSL.
- Rickli, C.; Graf F. (2009): Effects of forests on shallow landslides – case studies in Switzerland. *Forest Snow and Landscape Research* 82, 1: 33-44
- Rudolf-Miklau, F. (2014): Faktenblatt ÖREK-Partnerschaft Risikomanagement für gravitative Naturgefahren. Vers. 4, 25.08.2014, Österreichische Raumordnungskonferenz (ÖROK).
- Russ, W. (2011): Mehr Wald in Österreich. *BFW-Praxisinformation* 24: 3-5
- Rutchey, K.; Godin, J. (2009): Determining an appropriate minimum mapping unit in vegetation mapping for ecosystem restoration: a case study from everglades, USA. *Landscape Ecology* 24: 1351-1362

- Saura, S. (2002): Effects of minimum mapping unit on land cover data spatial configuration and composition. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 23/22: 4853-4880
- Schauer, Th. (1975): Zur Blaikenbildung in den Alpen. Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Gewässerkunde. Heft 1: 11-29
- Schmid, R. (2015): Blühstreifen im kommenden Agrarumweltprogramm: Aufbruch oder vergebene Chance? *Biodiversität und Naturschutz in Ostösterreich - BCBEA 1/1*: 217-225
- Schwarz, L.; Tilch, N. (2008): Möglichkeiten und Limitierungen der Regionalisierung mittels Neuronaler Netze am Beispiel einer Rutschungsanfälligkeitskarte für die Region Gasen-Haslau. In: Strobl, J., Blaschke, T.; Griesebner, G. (2008): *Angewandte Geoinformatik 2008, Beiträge zum 20. AGIT-Symposium, Salzburg*: 643- 648
- Schwenk, H. (1992): Massenbewegungen in Niederösterreich 1953 – 1990. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt* 135, Heft 2: 597-660
- Seger, M. (1999): Landinformationssystem Österreich - ein neuer Datensatz für regionale Raumordnungsfragen. In: CORP 99 Computergestützte Raumplanung. Symposiumsbericht TU Wien: 423-426
- Sharpe, C.F.S. (1938): *Landslides and Related Phenomena: a study of soil movements of soil and rock.* Columbia University Press, New York.
- Sidle, R. (2008): Slope Stability: Benefits of Forest Vegetation in Central Japan. In: *The Role of Environmental Management and Eco-engineering in Disaster Risk Reduction and Climate Change Reduction.* ProAct Network Report.
- Sørensen, R.; Zinko, U.; Seibert, J. (2006): On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations. *Hydrology and Earth System Sciences* 10: 101-112.
- Simoni, A.; Berti, M.; Generali, M.; Elmi, C.; Ghirotti, M. (2004): Preliminary result from pore pressure monitoring on an unstable clay slope. *Engineering Geology*, Vol. 73, 117-128
- Staudinger, M.; Bischof, G. (2009): Aktualisierung des Biotopinventars Vorarlberg. Gemeinde Au. Arge Vegetationsökologie und Landschaftsplanung AVL. Im Auftrag der Vorarlberger Landesregierung Abteilung Umweltschutz (Ive).
- Stepanek, L.; Kohl, B.; Pirkl, H.; Perzl, F.; Markart, G., Klebinder, K.; Riedl, F. (2009): Hochwasser Paznaun 2005: Wald - Abfluss - Potentiale: Bericht der Wildbach- und Lawinerverbauung. *die.wildbach*, Lebensministerium, Land Tirol, BFW, Wien.
- Stoffel, M.; Huggel, Ch. (2012): Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography* 36 (3): 421-439
- Stohlgren, T.J.; Chong, G.W.; Kalkhan, M.A.; Schell, L.D. (1997): Multiscale sampling of plant diversity: effects of minimum mapping unit size. *Ecological Applications* 7(3): 1064-1074
- Swanson, F.J.; Dyrness, C.T. (1975): Impact of clearcutting and road construction on soil erosion by landslides in the western Cascade Range, Oregon. *Geology* 3 (7): 393-396
- Tasser, E.; Mader M.; Tappeiner, U. (2003): Effects of land use in alpine grasslands on the probability of landslides. *Basic and Applied Ecology* 4: 271-280
- Tian, Y.; Xiao, Ch.; Liu, Y.; Wu, L. (2008): Effects of raster resolution on landslide susceptibility mapping: A case study of Shenzhen. *Science in China Series E: Technological Sciences*, Dec. 2008, Vol. 51, Sup. II: 188-198
- Tilch, N. (2009): Gravitative Massenbewegungen in der Katastrophenregion Klingfurth (Walpersbach, Südliches Niederösterreich) im Juni 2009 – Erkundungsergebnisse und eine erste Abschätzung des rutschungsinduzierten Gefahrenpotentials. 11. Geoforum Umhausen 15.-16.10.09, Niederthai.
- Tsukamoto, Y.; Ohta, T.; Nogucchi, H. (1982): Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan. In: *Recent Developments in the Explanation and prediction of erosion and sediment Yield.* IAHS Publications 137: 89-98

- Tukey, J.W. (1977): Exploratory data analysis. Addison-Wesely Verlag.
- UBA (2015): CORINE Land Cover. Flächendeckende Erfassung der Landbedeckung und -nutzung. Umweltbundesamt.  
[http://www.umweltbundesamt.at/umweltsituation/raumordnung/rp\\_projekte/rp\\_corine/](http://www.umweltbundesamt.at/umweltsituation/raumordnung/rp_projekte/rp_corine/)
- UBA (2015b): Flächeninanspruchnahme. Umweltbundesamt.  
[http://www.umweltbundesamt.at/umweltsituation/raumordnung/rp\\_flaecheninanspruchnahme/](http://www.umweltbundesamt.at/umweltsituation/raumordnung/rp_flaecheninanspruchnahme/)
- Uchida, T.; Kosugi, K.; Mizuyama, T. (2001): Effects of pipeflow on hydrological process and its relation to landslide: a review of pipeflow studies in forested headwater catchments. *Hydrological Processes* 15: 2151-2174
- Uchida, T.; Mizuyama, T. (2002): The contribution of pipe flow on shallow landslides initiation at steep hillslopes. International congress INTERPRAEVENT 2002 in the Pacific Rim – Matsumoto/Japan. Congress publication, volume 2: 559-569
- Vanacker, V.; Vanderschaeghe, M.; Govers, G.; Willems, E.; Poesen, J.; Deckers, J.; De Bievre, B. (2003): Linking hydrological, infinite slope stability model and land-use change models through GIS for assessing the impact of deforestation on slope stability in high Andean watersheds. *Geomorphology* 52: 299-315
- Van Westen, C.J.; Rengers, N.; Terlien, M.T.; Soeters, R. (1997): Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation. *Geologische Rundschau*, 86.
- Van Westen, C.J. (2004). Geo-information tools for landslide risk assessment - an overview of recent developments. *Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro*: 39-56
- Van Den Eeckhaut, M.; Poesen, J.; Van Gils, M.; Van Rompaey, A.; Vandekerckhove, L. (2009): How do humans interact with their environment in residential areas prone to landsliding? A case study from the Flemish Ardennes. In: *Proceedings of the international conference on "landslide processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling,"* Strasbourg, France, 6-7 February 2009: 19-24
- Varnes, D.J. (1978): Slope movement types and processes. In: *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control* (Eds.: Schuster, R.L.; Krizek, R.J.). Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D.C.: 11-33
- Wallner, St. (2012): Niederschlagsschwellenwerte für die Auslösung von gravitativen Massenbewegungen. Eine Analyse in der rhenodanubischen Flyschzone Niederösterreichs. Diplomarbeit Universität Wien.
- Wemple, B.C.; Swanson, F.J.; Jones, J.A. (2001): Forest roads and geomorphic process interactions, Cascade Range, Oregon. *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 191-204
- WP/WLI (1993): Multilingual Landslide Glossary. The International Geotechnical Societies. UNESCO Working Party on Word Landslide Inventory. Bi Tech Publishers Ltd., Richmond, Canada.
- Zacher, W. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich. Mittelberg 1.50.000. Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien.
- Zacher, W. (2008): GEOFAST 1:50.000 112 Bezau. Provisorische Geologische Karte nach einem Manuskript von W. Zacher. Stand 2008. Ausgabe 2010/10. Geologische Bundesanstalt (GBA), Wien.
- Záruba, Q.; Mencl, V. (1961): Ingenieurgeologie. Deutsche Ausgabe der 2., erweiterten tschechischen Auflage 1957. Akademie Verlag, Berlin.