



universität
wien

DIPLOMARBEIT/DIPLOMA THESIS

Titel der Diplomarbeit / Title of the Diploma Thesis

„Verändern Klimaänderungen das Auftreten von
gravitativen Massenbewegungen?“

Eine Studie zu Niederschlagsschwellenwerten für die
Auslösung von gravitativen Massenbewegungen in der
Flyschzone Niederösterreichs im Zeitraum 1971-2016.“

verfasst von / submitted by

Nina Marlovits

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Wien, 2018 / Vienna, 2018

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 190 333 456

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Lehramtsstudium UF Deutsch, UF Geographie und
Wirtschaftskunde

Betreut von / Supervisor:

Univ.- Prof. Dipl.-Geogr. Dr. Thomas Glade

Erklärung

Hiermit versichere ich,

- dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubter Hilfe bedient habe,
- dass ich dieses Diplomarbeitsthema bisher weder im In- noch im Ausland in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt habe
- und dass diese Arbeit mit der vom Begutachter beurteilten Arbeit vollständig übereinstimmt.

Wien, am

Danksagung

Zuallererst gilt mein Dank Herrn Univ.-Prof. Dr. Thomas Glade für die hilfreiche und aufwändige Betreuung und Unterstützung bei meiner Diplomarbeit. Mit Rat und Tat stand er mir stets zur Seite und stärkte durch seine fachlichen Diskussionen mein Forschungsinteresse und den Drang zum Weiterforschen.

Bei Herrn Univ. Prof. Dr. Franz Holawe bekunde ich meine Dankbarkeit, da er es war, der mein Interesse an der Klimatologie und der Wissenschaft geweckt hat und mich so in vielerlei Maß in meiner persönlichen Entwicklung unterstützte.

Die Arbeitsgruppe des Konversatoriums der Geomorphologie aus dem Wintersemester 2017 hat mich durch ihr produktives Feedback und die interessanten Diskussionen inspiriert und somit viel zur Entstehung meiner Arbeit beigetragen. Danke auch dafür.

Dem geologischen Dienst Niederösterreich, insbesondere Herrn Dr. Schweigl, möchte ich für das zur Verfügung-Stellen der Ereignisdaten und der freundlichen Unterstützung, wenn weitere Fragen aufkamen, danken.

Bei Florian Gurtner und Nicole Rychly-Resetar möchte ich mich für die Unterstützung während des Schreibprozesses sowie bei der Korrektur herzlichst bedanken.

Meinen aufrichtigsten Dank für die moralische Unterstützung möchte ich meinem Freund Lukas und meinen StudienkollegInnen und FreundInnen Florian, Kathrin, Matthias und Jennifer aussprechen, die auch während meiner ganzen Studienzeit ein offenes Ohr für mich hatten und mich stets motivierten.

Meinen Eltern danke ich dafür, dass sie mir ein Studium ohne Hindernisse ermöglichten und mich in jeglicher Hinsicht unterstützten.

In liebevoller Erinnerung danke ich meiner Großmutter Helene Müller, die mir ihre positive Lebenseinstellung mit auf den Weg gegeben hat und mir gezeigt hat, wie man mutig und ehrgeizig sein Leben meistert.

Zusammenfassung

In Anbetracht aktueller Annahmen zu den Auswirkungen des Klimawandels in Österreich wird davon ausgegangen, dass sich die Niederschläge in ihrer Frequenz und Intensität verändern werden. Dies hätte eine Zunahme von intensiven Niederschlägen und Extremereignissen zur Folge, was eine Veränderung im Auftreten von gravitativen Massenbewegungen in ihrer Frequenz und Magnitude mit sich brächte.

Da gravitative Massenbewegungen vielerlei sozio-ökonomische Schäden verursachen können, ist es von großem Interesse, diese mittels Frühwarnsysteme zu verhindern. Eine beliebte empirische Methode stellt dabei die Berechnung von Schwellenwerten dar.

Vor allem die rhenodanubische Flyschzone in Niederösterreich, das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, gilt als äußerst rutschungsanfällig. Die letzten Niederschlagsschwellenwertberechnungen wurden mittels *Antecedent Daily Rainfall Model* für die Flyschzone in Niederösterreich von WALLNER (2012) für die Periode von 1971-2009 durchgeführt.

Das Ziel dieser Arbeit ist es nun einerseits, durch die Hinzunahme von Daten bis Dezember 2016, zur Verfügung gestellt vom geologischen Amt in Niederösterreich und der ZAMG, das Auftreten von Hangrutschungen in ihrer Frequenz sowie die Niederschlagsschwellenwerte hinsichtlich Veränderungen, bedingt durch Klimaänderungen zu aktualisieren und analysieren. Dafür wird auf den statistischen Ansatz der binären logistischen Regressionsanalyse zurückgegriffen.

Andererseits soll mittels des statistischen Parameters R^2 untersucht werden, welchen Einfluss die Länge des Datensatzes auf die Robustheit der Niederschlagsschwellenwerte hat.

Die Ergebnisse weisen durch die Hinzunahme der neuen Daten bedeutende Veränderungen auf. Vor allem die Niederschlagsschwellenwerte, die die vorangehenden Niederschläge berücksichtigen, gewinnen stark an Bedeutung. Jedoch lassen sich diese Veränderungen nicht allein auf Klimaänderungen zurückführen, viel mehr spielt der anthropogene Einfluss auf die Hangstabilität eine große Rolle.

Die Analyse der Robustheit der Niederschlagsschwellenwerte legt zudem dar, entgegen allgemeiner Annahmen, dass, je größer der Datensatz, umso schlechter erscheint die Güte des Modells. Die Ergebnisse dieser Arbeit können als Basis für weitere Untersuchungen und weiterführende Forschungsansätze dienen.

Abstract

According to current assumptions on the effect of climate change in Austria, there might be an increase in the frequency and intensity of rainfalls. This might result in an increase of extreme rainfall events, which lead to an increase in rainfall-induced landslides.

Especially the study area of this research, the lithological unit “Flyschzone” in Lower Austria, is very susceptible for landslide-occurrences. Therefore landslide-triggering rainfall thresholds, which are very important for any landslide early warning system, were calculated, using the *Antecedent Daily Rainfall Model*.

In 2011 there has been a calculation by Mr. Wallner for the Period of 1971-2009. In this study, detail records for the period of 2009 to December 2016, provided by the Geological Survey in Lower Austria and the Austrian Weather Service ZAMG, have been added.

The main aim of this study is to investigate the changes in the number of landslides, the temporal conditions of landslide-triggering rainfall thresholds and their robustness towards climate change, using binary logistic regression and an analysis of the statistical parameter R^2 .

The results show notable changes. Particularly the rainfall-triggering thresholds indicate a strong change regarding the Antecedent Daily Rainfall, which becomes more important. These changes don't seem to be affected by climate change but rather human impact on slope stability.

The analysis of the robustness of the thresholds shows that the longer the data record, the worse the R^2 coefficient.

The final results of this diploma thesis might be used as a basis for further research.

Inhaltsverzeichnis

Erklärung.....	I
Danksagung	II
Zusammenfassung.....	III
Abstract	IV
Abbildungsverzeichnis.....	IX
Tabellenverzeichnis.....	XI
1. Einleitung	1
1.1. Forschungsfragen und Hypothesen.....	2
1.2. Gliederung.....	4
2. Theoretische Grundlagen	4
2.1. Gravitative Massenbewegungen	4
2.1.1. Terminologie	4
2.1.2. Arten und Klassifikation von gravitativen Massenbewegungen.....	6
2.1.3. Definition Hangrutschung.....	10
2.1.4. Rutschungstypen	10
2.2. Ursachen von gravitativen Massenbewegungen	14
2.2.1. Geologische Faktoren	16
2.2.2. Geomorphologische Faktoren.....	16
2.2.3. Bodenstabilisierende Kräfte	17
2.2.4. Prozessauslösende Faktoren.....	19
2.3. Folgen von Massenbewegungen.....	22
2.4. Naturgefahrenanalyse bei gravitativen Massenbewegungen	23
2.5. Modelle zur Berechnung von (Niederschlags-) Schwellenwerten.....	26
2.5.1. Prozessbasierte Modelle.....	28
2.5.2. Empirisch basierte Modelle	29
2.5.3. Aktueller Forschungsstand zu Schwellenwertberechnungen.....	33

2.5.4. Niederschlagsschwellenwerte in Kombination mit Methoden der Fernerkundung.....	35
3. Das Untersuchungsgebiet - die Flyschzone Niederösterreichs.....	36
3.1. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes	36
3.2. Geologie	39
3.2.1. Gestein	39
3.2.2. Stratigraphie.....	39
3.2.3. Tektonische Einheiten.....	46
3.3. Klima	48
3.4. Hydrologie	52
3.5. Bodeneigenschaften.....	53
3.6. Vegetation	54
3.7. Rutschungsaufkommen.....	55
4. Datengrundlage	57
4.1. Ereignisdaten	58
4.1.1. Datenaufbereitung	58
4.1.2. Beurteilung der Ereignisdaten.....	59
4.2. Niederschlagsdaten.....	61
4.2.1. Datenaufbereitung	61
4.2.2. Beurteilung der Niederschlagsdaten	62
4.3. Abflussdaten und Decay-Faktor	62
4.3.1. Erfassung der Abflussdaten.....	62
4.3.2. Decay – Faktor.....	63
5. Methodik	65
5.1. Modellbeschreibung und -entwicklung des „Antecedent Daily Rainfall Modell“	65
5.2. Vorgehensweise bei der Modellberechnung.....	68
5.2.1. Berechnung des Decay-Faktors.....	68

5.2.2.	Antecedent Daily Rainfall Index.....	70
5.2.3.	Binäre logistische Regression.....	70
5.2.4.	Erstellung eines Streudiagrammes.....	71
5.3.	Analyse des statistischen Parameters R^2	72
6.	Ergebnisse: Einfluss von Klimaänderungen auf Rutschungsereignisse.....	72
6.1.	Aktueller Sachstand zu Klimaänderungen im Untersuchungsgebiet.....	73
6.1.1.	Klimaänderungen im Allgemeinen.....	73
6.1.2.	Temperatur- und Niederschlagstrends in Österreich.....	74
6.1.3.	Extremereignisse.....	75
6.1.4.	Klimaeffekte und ihre Auswirkungen auf die Hangstabilität/ Disposition eines Hanges.....	76
6.2.	Auswirkungen der Klimaänderungen im Untersuchungsgebiet.....	81
6.2.1.	Entwicklung der Niederschläge und Anzahl der Hangrutschungen von 1971-2016.....	81
6.2.2.	Ergebnisse der saisonalen und monatlichen Verteilung der Rutschungen.....	83
6.3.	Diskussion: Einfluss des Klimawandels auf Rutschungsereignisse.....	86
7.	Ergebnisse des Antecedent Daily Rainfall Modelles.....	89
7.1.	Vergleich der Ergebnisse der Perioden 1971-2009, 1971-2016, 2009-2016.....	91
7.1.1.	ADRM 1971-2009.....	91
7.1.2.	ADRM 1971-2016.....	92
7.1.3.	ADRM 2009-2016.....	93
7.2.	Antecedent Daily Rainfall Modell sortiert nach dem höchsten ADRI.....	94
7.3.	Schwellenwerte inklusiver möglicher Hangrutschungen.....	98
7.4.	Robustheit des Modelles.....	100
7.5.	Diskussion der Ergebnisse des Antecedent Daily Rainfall Modells.....	101
7.5.1.	Diskussion zum Einfluss des Decay-Faktors auf die Schwellenwerte.....	101

7.5.2.	Diskussion zur Veränderung der Schwellenwerte seit 1971	102
7.5.3.	Diskussion zu Rutschungsereignissen mit niedrigem täglichen maximalen Niederschlag und niedrigem ADRI.....	104
7.5.4.	Diskussion der Ergebnisse inklusive möglicher Hangrutschungen	105
7.5.5.	Diskussion zur Veränderung der Schwellenwerte hinsichtlich einer alternativen Ereignisklassifizierung	106
7.5.6.	Diskussion zu der Robustheit des Modells	107
8.	Schlussfolgerung und Perspektiven.....	108
8.1.	Fazit.....	108
8.2.	Zusammenfassung.....	111
8.3.	Perspektiven und Ausblick	115
9.	Quellenverzeichnis.....	119
10.	Anhang	126

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Klassifizierung von Massebewegungsprozessen nach CARSON und KIRKBY (1972) (Quelle: GOUDIE 2002: 323)	8
Abbildung 2: Arten von Massenbewegungen (Quelle: GOUDIE 2002: 324)	9
Abbildung 3: Rotationsrutschung (Quelle: HIGHLAND ET BOBROWSKY 2008: 10)	11
Abbildung 4: Translationsrutschung (Quelle: HIGHLAND ET BOBROWSKY 2008: 12)....	12
Abbildung 5: Einwirkung der vorbereitenden, auslösenden und kontrollierenden Faktoren auf Massenbewegungen. (Quelle: DIKAU, STÖTTER ET AL. 2001: 120)	15
Abbildung 6: Critical Water Content Concept nach CROZIER (1997) (Quelle: CROZIER 1999: 826).....	29
Abbildung 7: Geologische Übersichtskarte Niederösterreich mit eingezeichnetem Untersuchungsgebiet (rote Umrandung) (Quelle: WESSELY 2006: 12f.)	38
Abbildung 8: Tektonischen Einheiten der Flyschzone vom Wienerwald bis unter das nördliche Wiener Becken (Quelle: WESSELY 2006: 88)	45
Abbildung 9: Profile der nordöstliche Flyschzone von Niederösterreich (Quelle: THENIUS 1974: 88)	48
Abbildung 10: Mittlere jährliche Niederschlagssumme im Zeitraum 1971-2000 (Quelle: ZAMG 2017a).....	49
Abbildung 11: Vergleich jährliche mittlere Niederschlagssummen der a) Sommer- und b) Winterhalbjahre im Zeitraum 1971-2000 (Quelle :ZAMG 2017b)	51
Abbildung 12: Niederschlag Monatsmittel a)1996-2005 Bezirk Amstetten und b) 1994-2003 Bezirk Scheibbs (Quelle: AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG 2008: 49; AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG 2004: 43)	52
Abbildung 13: Bodenkarte Niederösterreich (Quelle: SZLEZAK 2015: 15)	54
Abbildung 14: Arbeitsschritte des Antecedent Daily Rainfall Models.....	65
Abbildung 15: Effekte des menschlichen Eingriffes auf die mittlere jährliche und globale Energiebilanz in W/m ² (Quelle: ZAMG 2018b; bearbeitet nach Intergovernmental Panel on Climate Change 2013: 14ff.)	74
Abbildung 16: Jährlicher mittlerer Niederschlag, täglicher maximaler Niederschlag/Jahr und Anzahl der Hangrutschungen im Vergleich (1971-2009) (Datengrundlage: geologischer Dienst der niederösterreichischen	

Landesregierung; hydrographischer Dienst Niederösterreich, Oberösterreich und Wien).....	81
Abbildung 17: Entwicklung der jährlichen Anzahl an Hangrutschungen im Vergleich (1971-2016) (Datengrundlage: geologischer Dienst der niederösterreichischen Landesregierung).....	83
Abbildung 18: Prozentuale Veränderungen der Hangrutschungen von 1971-2016 nach Monaten (Datengrundlage: geologischer Dienst der niederösterreichischen Landesregierung).....	84
Abbildung 19: Prozentuale Verteilung der Rutschungen nach Monaten im Vergleich von a) 1971-2009 und b) 2009-2016 (Quelle: Wallner 2012: 72; Datengrundlage: geologischer Dienst der niederösterreichischen Landesregierung).....	85
Abbildung 20: Prozentuale Verteilung der Rutschungen nach Jahreszeiten im Vergleich von a) 1971-2009 und b) 2009-2016 (Quelle: WALLNER 2012: 72; Datengrundlage: geologischer Dienst der Niederösterreichischen Landesregierung).....	85
Abbildung 21: Antecedent Daily Rainfall Modell 10 Tage (1971-2009).....	92
Abbildung 22: Antecedent Daily Rainfall Modell 10 Tage (1971-2016).....	93
Abbildung 23: Antecedent Daily Rainfall Modell 10 Tage (2009-2016).....	94
Abbildung 24: Antecedent Daily Rainfall Modell 10 Tage für die Perioden a) 2009-2016 sortiert nach max. ADRI, b) 2009-2016 sortiert nach max. tägl. NS, c) 1971-2016 sortiert nach dem höchsten ADRI	97
Abbildung 25:Tägliches Niederschlagsmaximum ohne Hangrutschung, tägliches Niederschlagsmaximum mit ausgelöster Hangrutschung und tägliches Niederschlagsmaximum mit möglicher Hangrutschung zur Identifikation potenzieller Hangrutschungen (2009-2016)	99
Abbildung 26: Antecedent Daily Rainfall Modell 10 Tage inklusive möglicher Hangrutschungen (2009-2016)	99
Abbildung 27: Güte des Modells Cox & Snell R ²	100
Abbildung 28: Güte des Modells Nagelnerkes R ²	101
Abbildung 29:Güte des Modells Cox & Snell R ² nach Jahrzehnten	101

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Klassifikation von gravitativen Massenbewegungen nach VARNES (1978) (Quelle: HUNGR ET AL. 2014: 169)	7
Tabelle 2: Beispiele für die Disposition eines Hanges, auslösende Faktoren und kontrollierende Faktoren (Quelle: DIKAU ET AL. 2001: 120)	14
Tabelle 3: Terminologie zur Gefahren- und Risikoidentifikation und Einschätzung nach VARNES (1984) und UNDRO (1991) (Quelle: DIKAU ET GLADE 2002: 41; GLADE ET PÖPPL 2013:5)	24
Tabelle 4: Ablagerungen der Flyschzone (relevante Information rot umrandet) (Quelle: THENIUS 1974: 90).....	42
Tabelle 5: Ablagerungen der Klippenzonen (Quelle: THENIUS 1974: 99)	44
Tabelle 6: Verteilung von gravitativen Massenbewegungen in Niederösterreich (Quelle: Gottschling 2006: 335)	56
Tabelle 7: Übersicht Datengrundlage	58
Tabelle 8: Decay-Faktoren der Einzugsgebiete Wöllersdorf, Schlieffau, Klosterneuburg (Quelle: WALLNER 2012: 63).....	69
Tabelle 9: Potentielle Änderung der Hangstabilität durch eine Veränderung der Klimafaktoren, modifiziert nach CROZIER (Quelle: CROZIER 2010: 261	80
Tabelle 10: Niederschlagsschwellenwerte für alle Modelldurchläufe (P=Wahrscheinlichkeit einer Rutschung bei gegebenem Schwellenwert). (a) Schwellenwerte sortiert nach maximalem täglichen Niederschlag, (b) sortiert nach höchstem ADRI, (c) Werte bei Berücksichtigung mit möglichen Hangrutschungen.....	90

1. Einleitung

Der globale Klimawandel zählt weltweit zu den größten Herausforderungen dieses Jahrhunderts und ist in unserer Gesellschaft omnipräsent. Seit 1880, mit dem Fortschreiten der Industrialisierung, sind globale Temperaturveränderungen von +1°C zu erkennen. In Österreich ist seither die Temperatur sogar um 2°C gestiegen. Ein weiterer Anstieg ist zu erwarten. Die jährliche Niederschlagsmenge hat eine Zunahme von 10-15% im Westen und eine Abnahme im selben Ausmaß im Südosten Österreichs zu verzeichnen. Im Winterhalbjahr ist mit einer Zunahme, im Sommerhalbjahr mit einer Abnahme und Trockenheit zu rechnen. (vgl. KROMP-KOLB ET AL. 2014: 20ff.) Diese, aber auch andere anthropogene Veränderungen bringen vermehrt Extremereignisse und demnach Naturgefahren mit sich, die erhebliche soziökonomische Auswirkungen haben können. So ist aufgrund des veränderten Niederschlags mit einer Zunahme an gravitativen Massenbewegungen zu rechnen. (vgl. ebd.)

In den letzten Jahren traten bereits vermehrt solch schadenbringende Ereignisse auf. Zu den rutschungsgefährdeten Regionen in Österreich zählt u.a. die Flyschzone in Niederösterreich, das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit. (vgl. BUNDESMINISTERIUM FÜR NACHHALTIGKEIT UND TOURISMUS) Die Gemeinde Scheibbs, im Untersuchungsgebiet liegend, ist beispielsweise des Öfteren von verheerenden Rutschungen betroffen. So kam es im Mai 2014 durch ein Niederschlagsextremereignis zu einer Rutschung und einer damit einhergehenden Lahmlegung des Alltagslebens der EinwohnerInnen im gesamten Bezirk. Straßen wurden beschädigt und gesperrt, Gasleitungen wurden freigelegt und Privateigentum von BewohnerInnen zerstört. (vgl.: ORF 2014). Dies ist jedoch nur ein kleiner Ausschnitt der Schäden, die gravitative Massenbewegungen verursachen können. Gelegentlich fordern sie auch Todesopfer. Aus diesen Gründen ist es von enormer Wichtigkeit eine Risikoanalyse durchzuführen, Frühwarnsysteme zu installieren und Schutzmaßnahmen einzuführen.

Niederschlagsschwellenwertberechnungen stellen hierfür ein beliebtes und hilfreiches Instrument dar, das gerne zur Frühwarnung eingesetzt wird. Mittels dieser Berechnungen ist es möglich, die Wahrscheinlichkeit, dass eine Rutschung bei einer bestimmten Niederschlagsmenge auftritt, zu berechnen. Niederschlagsschwellenwertberechnungen gibt es dabei in vielerlei räumlichen Auflösungen. Sie können sowohl global,

regional als auch lokal angewandt werden, wobei zu großräumig durchgeführte Kalkulationen aufgrund der räumlichen Differenzen nicht als zuverlässig bewertet werden können. Es ist daher von Bedeutung, regionale Niederschlagsschwellenwerte für eine homogene Einheit zu ermitteln. (vgl. GUZZETTI ET AL. 2007: 241ff.)

Mag. Stefan WALLNER führte solche Berechnungen mittels *Antecedent Daily Rainfall Model* für die geologische Einheit „rhenodanubische Flyschzone“ in Niederösterreich in seiner Diplomarbeit für den Zeitraum von 1971-2009 durch. (vgl. WALLNER 2012)

Das Klima ändert sich jedoch ständig, sei dies aufgrund der natürlichen Klimavariabilität oder des anthropogen bedingten Klimawandels, weshalb regelmäßige Analysen und Interpretationen notwendig sind. Das Ziel dieser Arbeit ist es daher, sowohl die Frequenz von Rutschungsereignissen als auch die Niederschlagsschwellenwerte durch Hinzunehmen von aktuellen Rutschungsdaten, zur Verfügung gestellt vom Geologischen Dienst Niederösterreich, und täglichen Niederschlagsdaten, zur Verfügung gestellt vom meteorologischen Dienst NÖ, OÖ und Wien, bis Dezember 2016 zu aktualisieren und hinsichtlich möglicher Veränderungen zu analysieren und diskutieren. Von besonderem Interesse ist dabei der Einfluss des Klimawandels auf die Hangrutschungsaktivität. Ebenso soll die Zuverlässigkeit der Methode hinsichtlich der Länge des Datensatzes, der in seinem vollen Ausmaß 45 Jahre beträgt, untersucht werden.

1.1. Forschungsfragen und Hypothesen

Anhand der soeben dargelegten Thematik ergeben sich folgende Hypothesen und die dazugehörigen Forschungsfragen, die im Rahmen dieser Arbeit behandelt werden.

H1: Es existiert ein Zusammenhang zwischen den Veränderungen der Intensität und Frequenz des Niederschlages, bedingt durch den Klimawandel, und der Anzahl an Hangrutschungen.

Inwiefern hat sich die Anzahl der Hangrutschungen im Zeitraum von 1971 bis 2016 in Hinblick auf den Klimawandel verändert?

Hierbei soll gezeigt werden, ob sich die Anzahl der Hangrutschungen seit 1971 verändert hat und ob ein Zusammenhang mit dem Klimawandel zu erkennen ist. Ausgehend davon entstand die nachfolgende Hypothese und Forschungsfrage:

H2: Aufgrund der veränderten klimatischen Bedingungen ist zudem mit einer Veränderung der Schwellenwerte zur Auslösung von Hangrutschungen zu rechnen.

In welchem Ausmaß haben sich die Niederschlagsschwellenwerte zur Auslösung von Hangrutschungen seit 1971 verändert und in welchem Zusammenhang steht dies mit Klimaänderungen?

Dem Datensatz von 1971-2009 werden weitere Daten von sieben Jahren hinzugefügt. Anschließend werden die Schwellenwerte mittels Antecedent Daily Rainfall Modell neu berechnet. Die neuen Modellergebnisse werden folglich mit den „alten“ Ergebnissen verglichen und interpretiert. Der Einfluss des Klimawandels auf die Schwellenwerte soll hierbei ebenfalls untersucht werden.

H3: Die Veränderungen der Schwellenwerte beeinflussen die Zuverlässigkeit und die Güte des Modelles.

Inwiefern können die Schwellenwerte als robust und zuverlässig für mögliche Vorhersagemodelle verstanden werden, insbesondere in Hinblick auf sich ständig verändernde meteorologische und klimatische Veränderungen?

Unterliegen die Schwellenwerte drastischen Veränderungen, so ist es von großer Bedeutung, zu eruieren, wie zuverlässig die Schwellenwerte für Frühwarnmodelle sind.

Welchen Effekt hat die Dimension des Datensatzes auf die Robustheit der Schwellenwerte?

In einem weiteren Schritt soll hinterfragt werden, welchen Einfluss die Größe des Datensatzes für dieses Modell auf die Robustheit der Schwellenwerte hat.

1.2. Gliederung

Um all diese Forschungsfragen beantworten zu können, beläuft sich die Struktur der Arbeit einerseits auf einen theoretischen Teil, in dem die Terminologie und Klassifikation von gravitativen Massenbewegungen erläutert, Ursachen und Folgen dargelegt sowie Modelle zur Berechnung der Schwellenwerte vorgestellt werden. Darauf folgt die Darstellung des Untersuchungsgebietes hinsichtlich verschiedenster Aspekte, die Einfluss auf das Rutschungsverhalten haben könnten. Andererseits stehen in einem zweiten Teil die Modellberechnungen im Vordergrund. Hierfür werden zuerst die Datenaufbereitung und die Vorgehensweisen dieser Arbeit aufgezeigt und anschließend die Niederschlagsschwellenwerte berechnet. Es folgt die Ergebnisdarstellung, bei der sowohl die veränderte Anzahl der Hangrutschungsereignisse als auch Veränderungen der Niederschlagsschwellenwerte analysiert, verglichen und in Hinblick auf den Klimawandel interpretiert werden.

Den Abschluss dieser Arbeit bilden ein Hypothesen-Fazit, eine Zusammenfassung der Kernaussagen und mögliche Perspektiven zu dieser Thematik.

2. Theoretische Grundlagen

In diesem einführenden Kapitel sollen theoretische Grundlagen, die für das Verständnis der dieser Diplomarbeit zugrundeliegenden Analysen von Nöten sind, erläutert werden. Dafür werden zentrale Definitionen, Klassifikationen und Prozesse im Bereich der gravitativen Massenbewegungen dargelegt, da diese durchaus unterschiedlichen Auffassungen unterliegen. Des Weiteren wird die Naturgefahrenanalyse bei gravitativen Massenbewegungen vorgestellt und näher auf die Berechnungsmöglichkeiten von Schwellenwerten eingegangen.

2.1. Gravitative Massenbewegungen

Folgendes Kapitel umfasst Definitionen der Begriffe „gravitative Massenbewegungen“ und „Hangrutschungen“ sowie deren Klassifikation und Typisierung.

2.1.1. Terminologie

Unter gravitativen Massenbewegungen versteht man hangabwärtsgerichtete Bewegungen von Gesteins- oder Bodenmaterial an Hängen. Sie sind, wie ihr Name erahnen lässt, auf die Schwerkraft zurückzuführen. Die Terminologie ist jedoch alles andere als eindeutig und vielfach diskutiert. (vgl. DIKAU ET GLADE 2002: 40)

Im englischen Sprachgebrauch haben sich die Begriffe „*mass movement*“ und „*landslides*“ etabliert, um die gesamte Prozessgruppe zu definieren. Sie werden oft auch synonym verwendet, wobei laut CROZIER (1986) „*mass movements*“ keinen Zusammenhang mit Wasser aufweisen, weshalb sie sich von „*landslides*“ unterscheiden müssten (vgl. CROZIER 1986: 6f.):

„Mass movement is distinguished from the others by being the outward or downward gravitational movement of earth material without the aid of running water as a transportational agent“ (CROZIER 1986: 6)

Der Terminus „*Landslide*“ wird im Englischen am häufigsten verwendet und schließt die meisten Arten von Hangbewegungen ein. HUTCHINSON und SKEMPTON (1969) definieren jenen Begriff als „*[...]down-slope movements of soil or rock masses as a result of shear failure at the boundaries of the moving mass*“ (CROZIER 1986: 7)

Da der Begriff jedoch mehrere Arten von Hangbewegungen inkludiert und „*sliding*“ auf einen spezifischen Bewegungsmechanismus hinweist, führte dieser ebenfalls zu heftigen Diskussionen. (vgl. CROZIER 1986: 7f.)

Im deutschen Sprachgebrauch werden die Begriffe „gravitative Massenbewegung“ und Hangrutschung ebenso häufig bedeutungsgleich verwendet.

Auch hier gilt, dass „gravitative Massenbewegung“ als ein Überbegriff zu verstehen ist und die verschiedensten Verlagerungsprozesse wie Kippen, Fallen, Rutschen/Gleiten, Driften und Fließen sowie kombinierte Bewegungen inkludiert. Der Begriff „Hangrutschung“ beschreibt demnach einen spezifischen Bewegungsprozess. (vgl. GLADE ET DIKAU 2001: 42f.)

Die Bezeichnungen unterliegen daher sowohl im Englischen, als auch im Deutschen einer großen Typenvielfalt, weshalb eine Klassifikation auf Basis von Prozess- und Materialtypen notwendig ist (siehe Kapitel 2.1.2). Die *International Geotechnical Societies´ UNESCO Working Party of World Landslide Inventory* legten dahingehend 1993 multilinguale internationale Standards und Definitionen von Massenbewegungen fest, auf die sich auch diese Arbeit stützt (vgl. INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES´ UNESCO WORKING PARTY OF WORLD LANDSLIDE INVENTORY 1993).

2.1.2. Arten und Klassifikation von gravitativen Massenbewegungen

Da es sich bei gravitativen Massenbewegungen um sehr komplexe Prozesse handelt, wird bei der Klassifizierung das Hauptaugenmerk speziell auf den Bewegungsmechanismus und das Material gelegt. Eine eindeutige Unterscheidung oder Zuordnung zu einem speziellen Typ erweist sich oftmals als schwierig, da sich gravitative Massenbewegungen durchaus aus verschiedensten Bewegungsmechanismen zusammensetzen können. Es reicht daher oft nicht aus, nur den Bewegungsmechanismus selbst zu analysieren, sondern es muss auch das bewegte Material berücksichtigt werden. (vgl. GLADE ET DIKAU 2001: 42f.)

CROZIER (1986) versuchte für eine Klassifikation von gravitativen Massenbewegungen spezifische Kriterien heranzuziehen. Dabei sollen die Bewegungen hinsichtlich verschiedenster Aspekte analysiert werden. Beispiele hierfür wären die Klassifikation hinsichtlich der Bodenerosion, geotechnischen- und morphometrischen Charakteristika. Diese Art der Gliederung verfolgt jedoch einen sehr speziellen Zweck, weshalb ihre Gültigkeit beschränkt ist und nicht für allgemeine Analysen herangezogen werden kann. Es zeigt vielmehr die unterschiedlichsten Klassifikationsmöglichkeiten, je nach Fachspezifikum. (vgl. CROZIER 1986: 7ff.)

Aufgrund dieser Klassifikationsvielfalt kam es jedoch immer wieder zu Missverständnissen, weshalb VARNES (1978) versuchte eine allgemein gültigere Gliederung zu entwerfen, die eine Kombination aus Art des Materials und Bewegungsmechanismus/Prozess bzw. Größe der Massenbewegung darstellt. Ebenso berücksichtigt werden bei jener Klassifikation der Wassergehalt und die Geschwindigkeit der Bewegung. Anhand dieser Faktoren entstand eine Klassifikation für gravitative Massenbewegungen, wie in Tabelle 1 ersichtlich. VARNES Klassifikation wurde im Laufe der Zeit jedoch immer wieder adaptiert und modifiziert. (vgl.: VARNES 1978: 21f) Eine aktuellere Diskussion von HUNGR et al. (2014) sieht diese Modifikationen insofern als notwendig an, als dass es WissenschaftlerInnen möglich sein sollte, aus den Klassifizierungen eben jenen Faktor herauszunehmen, der für die Analyse am wichtigsten erscheint. Dabei soll die Klassenanzahl dennoch klein gehalten werden, um eine gute Übersicht zu gewähren. Die Einteilungen können hinsichtlich der Geschwindigkeit, aber auch nach einer detaillierten geologischen Aufschlüsselung des Materials erfolgen. (vgl. HUNGR ET AL. 2014: 167ff.)

Tabelle 1: Klassifikation von gravitativen Massenbewegungen nach VARNES (1978) (Quelle: HUNGR ET AL. 2014: 169)

Type of movement/Prozess	Type of Material /Material		
	Bedrock/Festgestein	Debris/Schutt	Soil/Boden
Fall/Fallen	Rock fall	debris fall	earth fall
Topple/Kippen	rock topple	debris topple	earth topple
Rotational sliding/rotationsförmiges Gleiten	rock slump	debris slump	earth slump
Translational sliding/translatorisches Gleiten	block slide	debris slide	earth slide
Lateral spreading/Driften	rock spread		earth spread
Flow/Fließen	rock flow	debris flow	earth/sand/loess flow
Complex/Komplex	rock slide-debris avalanche	cambering, valley bulging	earth slump-earth flow

Da das Modell nach VARNES (1978), später in Zusammenarbeit mit CRUDEN (1996), laut DIKAU und GLADE (2001) noch immer international akzeptiert und angesehen ist, werden auf dieser Basis die Massenbewegungstypen aus Tabelle 1 nach DIKAU und GLADE (2002) wie folgt im Detail beschrieben:

- 1) **Fallen:** Fels- oder Lockergestein, das frei fallend, springend, oder rollend abstürzt. Die Ablösung erfolgt entlang von Flächen, mit geringer bzw. keiner Scherbewegung.
- 2) **Kippen:** Vorwärtsrotation von Fest- oder Lockergestein eines Hanges um eine Achse oder einen Punkt.
- 3) **Gleiten/Rutschen:** Hangabwärtsgerichtete Bewegung von Fest- oder Lockermaterial auf Gleitflächen oder dünnen Zonen intensiver Scherverformung.
- 4) **Driften:** laterale Bewegung von Fest- oder Lockergesteinen mit Einsinken in die liegenden, weniger kompetenten Schichten, ohne intensive Scherung auf Gleitflächen.
- 5) **Fließen:** kontinuierliche, irreversible Deformation von Fest- oder Lockergestein, bei der die bewegte Masse einer viskosen Flüssigkeit gleicht.
- 6) **Komplex:** die genannten Prozesse treten in Kombination auf, wobei sich der initiale Typ während der Hangabwärtsbewegung verändern kann. (vgl. DIKAU ET GLADE 2002: 40)
- 7) **Murgänge:** haben eine Sonderstellung in diesen Klassifikationen. Sie setzen sich aus einem Lockergestein – Wassergemisch zusammen und bewegen sich fließend hangabwärts, wobei sie den hydraulischen Fließgesetzen folgen. Aus diesem Grund müssen sie von anderen gravitativen Massenbewegungen abgegrenzt werden. (vgl. DIKAU ET GLADE 2001: 42)

Die Klassifikation nach CARSON und KIRKBY (1992) ist den bereits erläuterten Prozessen zwar sehr ähnlich, weist aber nur vier „Haupttypen“ auf und stellt diese in Form eines Dreiecks dar (Abb. 1.) Dieses soll die Abhängigkeit von dem Bewegungsmechanismus und dem Feuchtigkeitsgehalt darstellen, im Gegensatz zu den anderen Klassifikationen die sich eher auf den Bewegungsmechanismus und das Material konzentrieren. Sie werden wie folgt beschrieben:

1) Stürze und 2) Rutschungen: Unter Stürze und Rutschungen versteht man Steinschläge und Felsstürze, die an übersteilten Hängen auftreten. Sie sind durch eine hohe Geschwindigkeit gekennzeichnet. Durch Verwitterung, vor allem Frostverwitterung, an Schwachstellen sowie durch starke Schnee- und Regenfälle kann es zum Loslösen des Schutts kommen. Dieser fällt im freien (Abb. 2a) Fall vom Hang und akkumuliert am Hangfuß als Schuttkegel.

Blöcke können auch den Steilhang hinunterstürzen, während die Sturzbewegung über einen Drehpunkt stattfindet. (Abb. 2b)

Berg- und Erdrutsche entstehen durch die Gleitbewegung einer Masse über den Untergrund. Dabei wird zwischen der Blockschollenrutschung (Abb. 2d) und Translationsrutschung (Abb. 2c) unterschieden, wobei vor allem die Gleitbahn den Unterschied ausmacht. (vgl. GOUDIE 2002: 323.)

3) Fließen und 4) Kriechen: Die Unterscheidung zwischen Gleiten und Fließen ist sehr schwierig. Ein Starkregenereignis an einem Hang führt häufig zu Erdrutschen, ist der Wassergehalt jedoch sehr hoch, können auch Fließbewegungen auftreten. Diese führen Material von großen Blöcken bis hin zu Tonteilchen mit sich. Der Wassergehalt sowie die Geschwindigkeit der Bewegung können dabei stark variieren. (vgl. GOUDIE 2002: 324.)

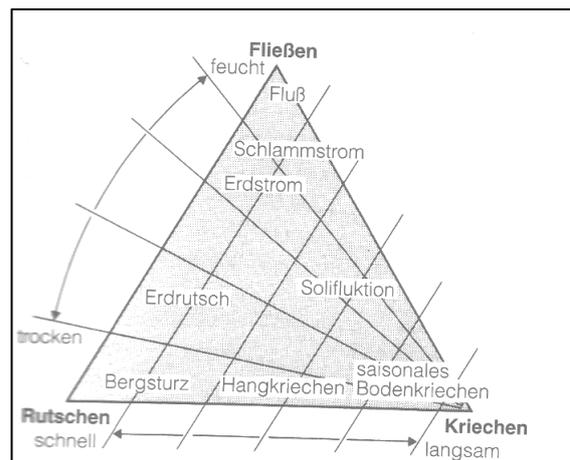


Abbildung 1: Klassifizierung von Massebewegungsprozessen nach CARSON und KIRKBY (1972) (Quelle: GOUDIE 2002: 323)

Fließbewegungen können in verschiedensten Variationen auftreten, zum Beispiel als Schuttströme. Diese bestehen aus grobem Material und sind durch einen relativ schnellen Fluss gekennzeichnet. Sie treten vor allem in ariden Gebieten und bei Gebirgsfußflächen auf. Da diese meist nicht durch Vegetation bedeckt sind, können heftige Regenfälle den Schutt lösen und in Schutt-, oder Schlammströme verwandeln. Diese können sich über große Entfernungen ausbreiten und große Schwemmfächer hinterlassen. Da sie eine Geschwindigkeit von drei bis zehn Meter pro Sekunde aufweisen und zumeist große Blöcke von zwei bis acht Meter mit sich reißen, sind die Ströme in der Lage, Häuser, Straßen und weitere Infrastruktur zu zerstören. (vgl. ebd.)

Solifluktion bzw., Bodenfließen ist ebenfalls eine Art von Fließen und wird vor allem für Periglazialgebiete verwendet. Der Begriff umfasst sowohl Fließprozesse von wassergesättigtem Material als auch Kriechprozesse von Oberflächenmaterial durch Auftau- und

Gefrierprozesse. Die wassergesättigte Schicht entsteht durch das oberflächliche Auftauen von Dauerfrostböden, jahreszeitlich geprägten Frostböden oder Schneeschmelze. Die undurchlässige, gefrorene Schicht des Dauerfrost-, oder Winterfrostbodens fördert die Sättigung und das Abfließen der oberen Schicht. Durch die ständigen Auftau- und Gefrierprozesse wird eine wiederholende Volumenänderung des Oberflächenmaterials bewirkt. Dadurch findet ein Materialversatz am Hang statt. Schluffreiche Böden fördern die Solifluktion dabei, da sie sehr viel Wasser halten können, sofern der Hang nur schwach geneigt ist. (vgl. ebd.: 324f.)

Unter *Kriechen* versteht man indessen eine sehr langsame, hangabwärts gerichtete Bodenbewegung, die jedoch größere Blöcke freispülen oder verlagern kann, auch wenn die Tragweite des Bodenkriechens nur einige Millimeter pro Jahr beträgt.

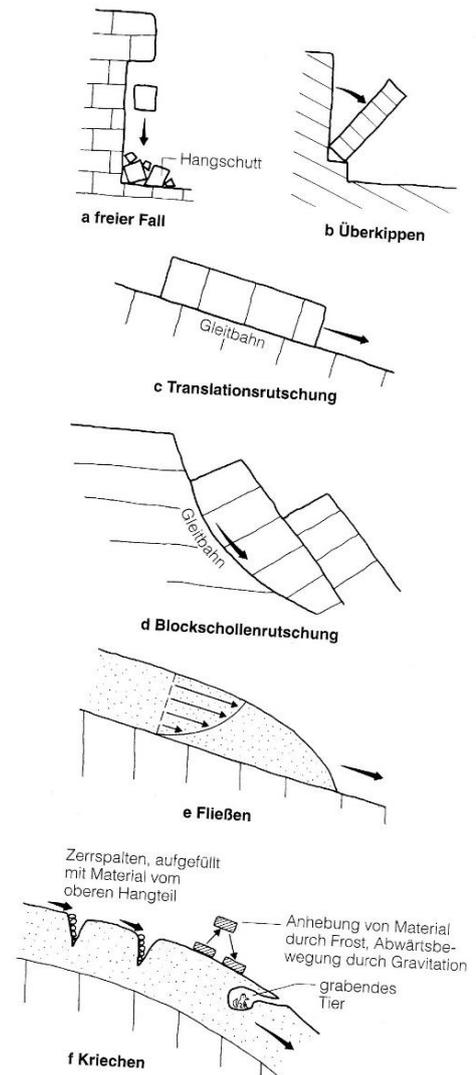


Abbildung 2: Arten von Massenbewegungen (Quelle: GOUDIE 2002: 324)

Expansions- und Kontraktionsprozesse sind in diesem Sinne die Hauptursache für Bodenkriechen. (vgl. ebd.)

2.1.3. Definition Hangrutschung

Da für diese Arbeit Hangrutschungsdaten die Basis der Berechnungen darstellen und „Hangrutschungen“ indessen als spezifische Klasse von gravitativen Massenbewegungen verstanden werden, wird dieser Begriff folgend nach CRUDEN und VARNES (1996) im Detail erläutert. Terminologisch sind Hangrutschungen der englischsprachigen Klasse „slides“ zuzuordnen.

Eine Rutschung ist eine hangabwärtsgerichtete Bewegung (Gleitprozess) von Massen (Gesteins- oder Erdmaterial) und tritt an Gleitflächen oder Zonen intensiver Scherspannung auf. Ausgehend von einer lokalen Störung, kommt es zu einer Ausbreitung des versetzten Materials. Erste Zeichen für eine Massenbewegung können Risse im Boden sein, die auch die eigentliche Abrisskante bilden können. Die Gleitbewegungen können langsam oder schnell sein. (vgl. CRUDEN ET VARNES 1996: 27)

Je nach Bewegungsmechanismus wird zwischen bewegten Massen, die nicht verformt werden und Massen, die einer großen Deformation unterliegen bzw. in kleine Einheiten zerfallen, unterschieden. Zu ersteren zählen sowohl Rotationsrutschungen als auch Blockrutschungen. Unter Typ 2 versteht man Translationale Rutschungen, Felsrutschungen und Schuttrutschungen. In weiterführender Literatur von CRUDEN und VARNES (1996) wird auch von komplexen und kombinierten Rutschungsarten gesprochen, die eine Mixtur aus verschiedensten Prozessen und Material sein können. (vgl. ebd.: 27ff.)

2.1.4. Rutschungstypen

Zu den Rutschungstypen zählen die Rotationsrutschung, die Translationsrutschung sowie kombinierte und komplexe Rutschungen, auf die im Folgenden näher eingegangen wird.

Rotationsrutschungen (siehe Abb. 3) bewegen sich entlang einer kreisförmigen/löffelförmigen Scherfläche. Aufgrund dessen und den damit verbundenen kinematischen Kräften ändert sich die innere Struktur der Masse im Hangfußbereich nur gering. Wenn sich die Rutschungsmasse über eine beachtliche Distanz entlang des Hanges senkrecht zur Bewegungsrichtung ausweitet, kann diese

ebenfalls eine zylindrische Form annehmen. Die Achse der zylindrischen Gleitbahn ist dann parallel zu der Rotationsachse der Rutschung. Der Kopf der Rutschungsmasse, der dem Hauptanriss am nächsten ist, bewegt sich dabei vertikal abwärts, während die Oberseite der Rutschmasse in den Anrissbereich zurück kippt. Die Abrisskante unterhalb der Krone ist ebenso fast vertikal, wodurch die Rutschung bei weiteren Störungen retrogressiv hangaufwärts fortschreiten kann. Sofern die seitlichen Bereiche der Gleitfläche sehr steil sind, kann von den Rutschungsflanken Material in das Abrissgebiet der Rutschung nachbrechen. Infolgedessen kann sich im oberen Bereich der Rutschung Wasser ansammeln, wodurch die Rutschung, wenn eine ausreichende Drainage fehlt, aufrechterhalten werden kann, bis die Hangneigung zu gering ist. (CRUDEN ET VARNES 1996: 28f.)

Rotationsrutschungen treten zumeist bei Rutschungen mit homogenem Material auf. Sie treten durchschnittlich gesehen weniger häufig auf als Translationsrutschungen, die insbesondere für das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit von Relevanz sind. (CRUDEN ET VARNES 1996: 28; NOESLIDE 2017)

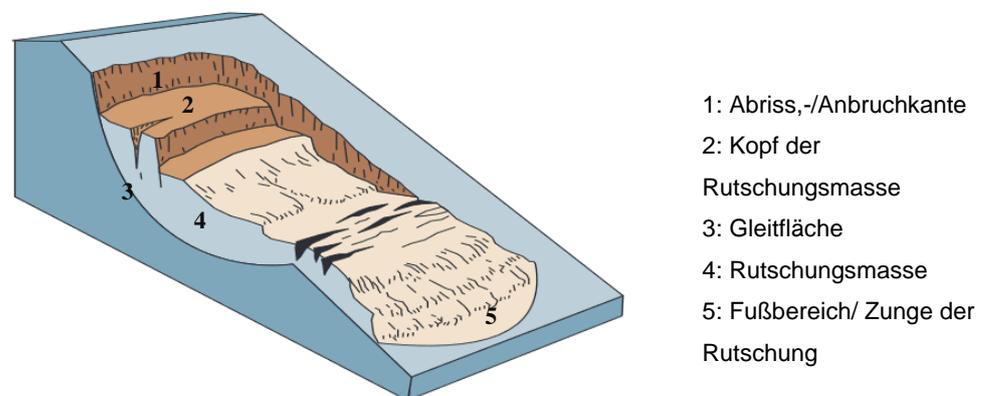


Abbildung 3: Rotationsrutschung (Quelle: HIGHLAND ET BOBROWSKY 2008: 10)

Translationsrutschungen (siehe Abb. 4) sind auch als Fels-/Berg- oder Erdrutschungen bekannt. Sie bewegen sich an einer planaren Scherzone, ohne Rotations- oder Rückwärtsbewegungen. Je nach Material und Wassergehalt kann man die Translationsrutschungen in Berg-/Fels-, Schutt- und Erdrutschungen unterteilen, die sich sogar zu Muren entwickeln könnten. (vgl. HIGHLAND ET BOBROWSKY 2008: 12.) Das Material ist überwiegend deformiert und lose. Am Fuß der Rutschung kann es zu weiterem Aus- bzw. Abwärtsfließen kommen. Die Bewegungen sind schnell bis sehr

schnell, da die Selbststabilisierung fehlt, wobei es auch langsame Rutschungen von wenigen Millimetern bis Metern im Jahr geben kann. (vgl. VARNES 1978: 31)

Translationsrutschungen entstehen an Bruchstellen, Rissen/Klüften, Bettungsflächen oder an Flächen, wo Gestein und Erdboden aufeinandertreffen, insbesondere wenn das Wasserlevel steigt. (vgl. HIGHLAND ET BOBROWSKY 2008: 12; CRUDEN ET VARNES 1996: 29.) Zu den Translationsrutschungen können einige Sonderformen gezählt werden. So auch der Keilausbruch (wedge slide), wobei die Gesteinsablösung entlang der hangauswärts fallenden Schnittlinie von zwei zueinander einfallenden Hauptablöseflächen erfolgt. (ZANGERL et al. 2008: 16)

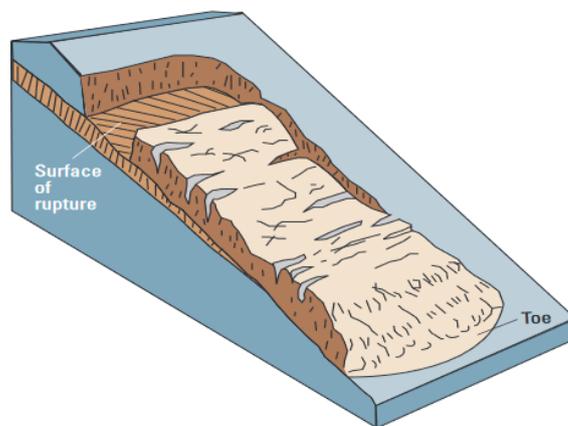


Abbildung 4: Translationsrutschung (Quelle: HIGHLAND ET BOBROWSKY 2008: 12)

Kombinierte Rutschungen sind eine Mischung aus Rotations- und Translationsrutschung. Die Hauptabbruchsfläche hat dabei eine sehr steile Abrissstelle, die aber in der Tiefe abflacht. Die Form der Gleitfläche ist daher eher kurvenförmig statt rund, wie es bei einer Rotationsrutschung sein kann. Der Fuß der Gleitfläche kann sich jedoch hangaufwärts neigen und somit zu einer Rotationsrutschung übergehen. Das Material weist dabei oftmals eine schlechte Schichtung bzw. Grenze zwischen verwittertem und unverwittertem Material auf. Eben solche Grenzen/Zonen bestimmen letztendlich die Lokalisierung der Gleitfläche. (vgl. CRUDEN et VARNES 1996: 30.)

Als **komplexe Rutschungen** werden vor allem „*mudslides*“, *Flowslides*, *Sackungen/Sags* und *Slump-earth flows* verstanden, wobei diese CRUDEN und VARNES (1996) nicht als präzise genug definiert erscheinen. Eine komplexe Rutschung weist oftmals eine innere Deformation auf, wodurch sich weiterführende Scherflächen und Gräben bilden können. Die Gräben sind dabei oftmals proportional breit zur Tiefe der Gleitfläche. (vgl. ebd.)

„*Mudslides*“ sind langsame, gelappte oder gestreckte Massen von akkumuliertem weichem, tonigem/sandigem Schutt, der sich entlang begrenzter, eigenständiger Scherflächen bewegt. Die Bewegung entspringt aus schwachem Gestein oder Erdmaterial. Aufgrund des Materials und der Art der Rutschung ist dieser Rutschungstyp sowohl komplex als auch als ein vermischter Typ zu verstehen. Das Material ist überwiegend feucht, an manchen Stellen sogar nass. Es handelt sich um eine rückschreitende zusammengesetzte Bewegung. (vgl. ebd.: 30f.)

Unter „*flowslides*“ versteht man schnelle bis sehr schnelle und weitläufige Rutschungen, die vor allem an Klippen, wo sich stark poröses, wassergesättigtes, schwach verfestigtes Gestein löst, auftreten. In weiterer Folge kann daraus ein Murgang entstehen, oder, wenn der Schutt trocken ist, ein „*Sturzstrom*“. (vgl. ebd.:31f)

Bei Stößen, beispielsweise verursacht durch Erdbeben, kann sich ebenfalls bereits gesättigtes Material verflüssigen und trockenes, aufliegendes Material mitreißen und zu einer Rutschung („*liquefaction spread*“) werden. Dies ist besonders für Böden aus Löss und verkittetem, äolischem Schluff/Lehm/Sand charakteristisch. (vgl. ebd.: 32)

Laut VARNES (1989) in CRUDEN und VARNES (1996) können an Stellen, wo massives Gestein auf schwach verfestigtem Gestein aufliegt, auch sogenannte „*Sags*“/„*Sackungen*“, entstehen. Es handelt sich um Deformationen von Gipfeln/Kuppen oder steilen Berghängen, die Gräben und Abbruchkanten bilden und weiterführend zu Gipfelseen oder Doppelgipfel werden können. Die Versetzung kann mehrere zehn Meter reichen, die Bewegung ist jedoch überwiegend ruhend/inaktiv oder gar relict. Sie werden oftmals mit dem Verschwinden von pleistozänem Schnee und Eis sowie Permafrost assoziiert. Das sich wölbende Material am Fuß des Hanges ist oftmals der einzige Hinweis auf eine frühere Sackung. HUTCHINSON in CRUDEN und VARNES (1996) weist darauf hin, dass die Geometrie der Anbruchflächen einen Hinweis darauf geben, ob mehrere Bewegungstypen wie Rutschen, Driften und Kippen an einer Sackung beteiligt waren, weshalb es sich hierbei um einen sehr komplexen und kombinierten Typus handelt. Sackungen des ersten Typs entsprechen beispielsweise vor allem Drifts, während Sackungen in bewachsenem, metamorphem Gestein oft Kippungen sind. Die Untersuchungen und Klassifizierungen von Sackungen sind meist nur unzureichend. So könnten diese auch im Zusammenhang mit Erdbeben entstanden sein, dennoch braucht es genaue Untersuchungen, um Schlüsse über den Zeitpunkt und die Hangbewegungen zu ziehen. Der Terminus Sackung ist daher ein

sehr unsicherer bzw. undefinierter Begriff, der vor allem dann benützt wird, wenn es Unsicherheiten über die Art der Bewegungen an Bergrücken gibt. (vgl. ebd.: 32ff.) *Murgänge*/"slump-earth flows"/"thaw-slumps"/"bi-modal-flows" treten vor allem dann auf, wenn versetztes Material zu fließen beginnt. Dies ist vor allem bei feinem Material, das gegebenenfalls sehr nass ist, entlang einer steilen Hauptanbruchfläche der Fall. (vgl. ebd.: 33)

2.2. Ursachen von gravitativen Massenbewegungen

Bei der Untersuchung und Analyse der Ursachen zur Auslösung von Hangrutschungen muss hinsichtlich der **vorbereitenden Faktoren (Disposition)**, der **prozessauslösenden Faktoren (Trigger)** und der **kontrollierenden Faktoren** unterschieden werden. (siehe Tabelle 2)

Tabelle 2: Beispiele für die Disposition eines Hanges, auslösende Faktoren und kontrollierende Faktoren (Quelle: DIKAU ET AL. 2001: 120)

Disposition	Trigger	kontrollierende Faktoren
Verwitterung	Niederschlag (Intensität, Menge)	Hangneigung
geotechnische Materialeigenschaften	schnelle Schneeschmelze	Hangwölbung
Schichtung	Hanganschnitte	Vegetation
Vorregen	Hangunterschneidung	Gerinnerauhigkeit
Schneeschnmelze	Erdbeben	Wassertransport bewegter Masse
schmelzender Permafrost	Vulkanausbrüche	
Bodentyp und -art	Auflast	
Vegetationsbedeckung	schnelle Wasserspiegelschwankungen	
Entwaldung		
Änderung der Bodenhydrologie		

Die „*vorbereiteten Faktoren*“ können als Bedingungen verstanden werden, die bereits längere Zeit vor der Massenbewegung bestehen, den Hang destabilisieren und an die Grenzbedingungen bringen, während die „*prozessauslösenden Faktoren*“/„*Triggerfaktoren*“ letztendlich den Stimulus für die Hangrutschung durch Überschreiten des Grenzgleichgewichts geben. Die „*Kontrollfaktoren*“ sind indessen für das Volumen, die Geschwindigkeit und die Reichweite der bewegten Masse verantwortlich. (vgl. SCHUSTER ET WIECZOREK 2002: 59; DIKAU ET AL. 2001:118)

Die Einwirkung der eben genannten Faktoren bis zum Einsetzen der Rutschungsaktivität ist in Abbildung 5 ersichtlich.

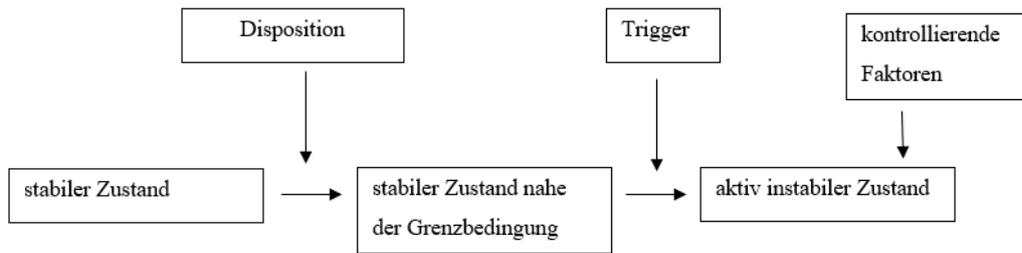


Abbildung 5: Einwirkung der vorbereitenden, auslösenden und kontrollierenden Faktoren auf Massenbewegungen. (Quelle: DIKAU, STÖTTER ET AL. 2001: 120)

Für Hanginstabilitäten gibt es eine Vielzahl an Gründen. Es handelt sich hierbei um Kräfte, die die Widerstandsfähigkeit des Hangmaterials herabsetzen können. Diese Kräfte werden wiederum von einer großen Anzahl an Faktoren beeinflusst. So werden beispielsweise die Scherkräfte durch Zerstörung und Erosion von schützendem Material (u.a. vom Menschen verursachte Einschnitte in die Natur), erhöhter Materialbeanspruchung, unregelmäßige, plötzliche Erdbelastungen und erhöhtem Innendruck erhöht. Auch eine Verringerung der Kohäsionskräfte, die z.B. bei bestimmten Materialien durch eine Wasseraufnahme stark abnehmen, sowie Veränderungen durch Verwitterung und Erhöhung des Porenwasserdrucks können die Widerstandsfähigkeit des Materials vorab beeinflussen. Wasser ist bei all diesen genannten Faktoren mitunter am entscheidendsten, da es viele Vorgänge im Boden steuert. So auch den Porenwasserdruck, der bezüglich der (In-)Stabilität bei Hängen eine tragende Rolle spielt. Im ungesättigten Zustand halten Kapillarkräfte die Bodenpartikel zusammen. Sind diese jedoch wassergesättigt, drückt das Porenwasser die Teilchen auseinander. Steigt dieser Druck nach und nach, wird das Hangmaterial instabil. Die Wasserdurchlässigkeit des Gesteins und deren Zerklüftungen spielen in diesem Zusammenhang ebenso eine Rolle. (vgl. GOUDIE 2004: S. 327f.) Ist zu einem bestimmten Zeitpunkt die kritische Grenze erreicht, reicht lediglich ein Triggerfaktor aus, um eine Massenbewegung auszulösen. Diese Faktoren treten zumeist sehr abrupt auf. Es handelt sich dabei vor allem um intensive Regenfälle, rasche Schneeschmelzen, seismische Aktivitäten, Vulkanausbrüche, Fluss- oder Küstenerosionen und Brüche von natürlichen Dämmen. (vgl. SCHUSTER ET WIECZOREK 2002: 59)

In den folgenden Subkapiteln werden die vorbereiteten und die auslösenden Faktoren im Detail erläutert, da diese auch im Modell, das für diese Arbeit verwendet wird, zu tragen kommen.

2.2.1. Geologische Faktoren

Gravitative Massenbewegungen und ihre spezifischen Typen sind durchaus von der Beschaffenheit ihres unterschiedlichen geologischen Materials abhängig. Dabei sind einige lithologische Einheiten, wie auch die Flyschzone, besonders anfällig für Massenbewegungen, während andere weniger Ereignisse aufweisen. Dies hängt unter anderem mit dem Ausmaß der Verwitterungsprozesse der Lithologie sowie deren Einfluss auf die Wasserinfiltration zusammen. In diesem Zusammenhang zählen chemische und physikalische Verwitterungsprozesse in vielerlei Hinsicht zu den wichtigsten Einflussfaktoren auf die Stabilität von Hängen. Aber auch die Struktur, Schichten und Eigenschaften des Gesteins können gravitative Massenbewegungen in einigen Punkten begünstigen. So sind schwache, junge, wenig verfestigte Oberflächen besonders anfällig für Rutschungen. Vor allem eine abwechselnde Schichtung von hartem auf weichem Gestein, wasserdurchlässigem auf wasserundurchlässigem Substrat, harten, dicken Gesteinsschichten auf stark verwittertem Gestein begünstigen Rutschungen. Risse, Rillen, Brüche u.v.m. hängen zudem auch mit den Beschaffenheiten des Gesteins zusammen und fördern die Rutschungsaktivität. (vgl. SIDLE 2006: 41ff.) An tektonischen Störungen findet man ebenso oft Abrissflächen von Massenbewegungen, denn in aktiven tektonischen Regionen sind häufig schwache, für Rutschungen anfällige Gesteinstypen auszumachen.

Einige Studien zeigen zudem, dass viele Massenbewegungsprozesse in Regionen, wo ein starkes Zusammenspiel von tektonischem Stress, Gesteinsstärke und Klima vorherrscht, zu finden sind. (vgl. ebd.)

2.2.2. Geomorphologische Faktoren

Zu den geomorphologischen Dispositionsfaktoren zählen vor allem die Hangneigung, -form, -höhe und – ausrichtung.

Obwohl die **Hangneigung** ein sehr wichtiger Parameter ist und oft mit Rutschungsergebnissen in Verbindung gebracht wird (je steiler der Hang, desto eher ein Ereignis), muss dieser in Kombination mit anderen Faktoren, wie Niederschlag, Erosion, uvm., gedacht werden. Verschiedenste Klassen gravitativer Massenbewegungen können ebenso mit der Hangneigung in Verbindung gebracht werden. So treten schnelle Massenbewegungen überwiegend auf steilen Hängen auf, während langsame, tiefgreifende auf weniger steilen Hängen auftreten. Die **Hangform** spielt insofern eine Rolle, als dass sie für die Konzentration und Dispersion sowie Oberflächenabfluss des

Wassers zuständig ist und somit auch den Porenwasserdruck steuert. Die **Hanghöhe und -ausrichtung** selbst hat hingegen bei der Hangstabilität nur eine untergeordnete Rolle. Dennoch interagieren diese mit vielen weiteren Faktoren, die die Rutschungsanfälligkeit erhöhen. Vor allem hydrologische und klimatische Prozesse, wie die Evapotranspiration, die weiterführend Einfluss auf die Vegetation, Wurzelentwicklung und Verwitterungsprozesse nehmen, sind beispielsweise von der Höhe und Ausrichtung betroffen. (vgl. SIDLE 2006: 55ff.)

2.2.3. Bodenstabilisierende Kräfte

Das Risiko einer Hangrutschung besteht, wenn die treibenden Kräfte größer werden als die stabilisierenden Kräfte. Die treibende Kraft ist dabei vom Gewicht der Erdmasse abhängig, während die stabilisierenden Kräfte von der Scherfestigkeit des Bodens und den klimatischen Faktoren beeinflusst sind. Diese stabilisierenden Kräfte und physikalischen Auslösemechanismen werden im Folgenden erläutert. (vgl. RAHARDJO 2007: 347).

Porenwasserdruck

Der veränderte Porenwasserdruck, bedingt durch einige der prozessauslösenden Faktoren wie zum Beispiel Regen, ist mitunter die ausschlaggebendste Ursache dafür, dass sich das Material vom Hang lösen kann.

Die Porenwasserspannung und der Kohäsionsanteil beeinflussen in Zusammenhang mit den klimatischen Bedingungen die Scherfestigkeit zwischen Boden und Material und somit die Stabilität eines Hanges. Es würde jedoch nicht ausreichen, nur die Bodenmechanik zu betrachten. So wurde festgesellt, dass heftige Niederschläge, die auf langanhaltende Trockenperioden folgen, die Stabilität der Hänge weitaus mehr beeinträchtigen als Regenfälle in feuchten Perioden. Demnach ist vorab zu eruieren, welche Bodenfeuchtigkeit der Boden für gewöhnlich aufweist bzw. welchen klimatischen Bedingungen er ausgesetzt ist. Dies gibt auch Auskunft darüber, ob die Böden gesättigt oder ungesättigt sind.

Der positive Porenwasserdruck, der bei wassergesättigten Böden entsteht, verringert die Reibungskräfte, die ein Abgleiten der Masse verhindern würden. Porenwasser in Kombination mit Luft jedoch fördert die Stabilität des Bodens, wie es auch bei ungesättigten Böden der Fall ist. Diese sind sie zwar mit Wasser benetzt sind, aber nicht

vollkommen gesättigt, wodurch sich zwischen Sand- und Bodenkörnern konkav geformte Kapillarmeniskens aus Wasser bilden und eine Saugspannung (Kapillarkraft/neg. Porendruck) erzeugen, die den ungesättigten Boden zusammenhalten. Dadurch sind die Böden trotz negativen Porendrucks stabil. (vgl. SCHNEIDER 2007: 346f; RAHARDJO 2007: 347).

Die Wasserdurchlässigkeit eines Hanges ist ebenfalls ein Faktor, der für die Stabilität eines Hanges ausschlaggebend ist, und unterscheidet sich bei gesättigten oder ungesättigten Böden sehr stark. In einem ungesättigten Boden, ist demnach die Wasserdurchlässigkeit im Vergleich zu einem gesättigten Boden sehr gering. (vgl. RAHARDJO 2007: 347)

Es lässt sich daraus schließen, dass weder ein zu großer positiver noch negativer Porenwasserdruck von Vorteil ist

Scherfestigkeit des Bodens

Die Scherfestigkeit eines Bodens kann als Widerstand gegen die Verschiebung entlang von Gleitflächen verstanden werden. Es handelt sich um eine Funktion der Scherparameter Kohäsion und Reibungswinkel. (vgl. STAHR 2018)

Die Scherfestigkeit unterscheidet sich ebenso wie der Porenwasserdruck und die Wasserdurchlässigkeit bei gesättigten oder ungesättigten Böden, wobei diese bei ungesättigten aufgrund der Kapillarkräfte größer ist als bei gesättigten (vgl. SCHICK 2004: 31).

Bei gesättigten Böden besagt die Formel:

$$\tau = c' + (\sigma - u_w) \tan \phi' \quad (1)$$

Bei ungesättigten Böden sieht sie folgendermaßen aus:

$$\tau = c' + (u_a - u_w) \tan \phi^b + (\sigma - u_a) \tan \phi' \quad (2)$$

σ = totale Spannung [-]

u_w = Porenwasserdruck [-]

u_a = Luftdruck in den Poren des Bodens [-]

c' = effektive Kohäsion des Bodens [-]

ϕ^b = Winkel, der den Scherfestigkeitszuwachs infolge Kapillarspannung beschreibt

ϕ' = effektiver Winkel der inneren Reibung (RAHARDJO 2007: 347)

2.2.4. Prozessauslösende Faktoren

Im vorhergehenden Kapitel wurden die wichtigsten vorbereitenden Faktoren vorgestellt, während in diesem die prozessauslösenden Faktoren, die sogenannten „Triggerfaktoren“, näher erläutert werden.

Niederschläge

Zahlreiche Studien bestätigen, dass intensive und langanhaltende Niederschläge die wohl am weitesten verbreiteten vorbereitenden, aber auch auslösenden Faktoren für Hangrutschungen sind. Aber diese Studien besagen auch, dass sowohl kurze, intensive als auch Niederschlagsereignisse mit vorangegangenen Regenfällen Hangrutschungen initiieren.

Die rasche Infiltration von Regenwasser, oftmals saisonbedingt, verursacht eine Bodenwassersättigung, die kurzzeitig den Porenwasserdruck so stark erhöht, dass sich Material lösen kann. Bei langanhaltenden Regenfällen erhöht sich der Grundwasserspiegel und in weiterer Folge auch der Porenwasserdruck. Hierbei muss jedoch hinsichtlich der Region differenziert werden, da dies auch von der jeweiligen regionalen Geologie, Hanggeometrie, Hydrologie (z.B. Abfluss) und von klimatischen Bedingungen abhängig ist.

Die Vegetationsbedeckung und zuvor herrschende Bodenfeuchtigkeit können ebenfalls ein Grund dafür sein, wie leicht sich Material vom Hang lösen kann. Bei fehlender Vegetationsbedeckung liegt der Boden frei, sodass Oberflächenabfluss und Rillenformationen erhöht werden können, wodurch die Oberfläche für Murgänge anfälliger wird. Daher sind aride Gebiete mit wenig Vegetation für Murgänge und „mudflows“ sehr bekannt. Oftmals reichen nur kurze, sehr intensive Regenfälle aus, um durch den hohen Oberflächenabfluss unsortiertes (Schwemm)Material aus größeren Quellenwegen auszuschwemmen. Die mit Sedimenten beladene Mure mit der Konsistenz von frischem Beton, kann dabei eine erhebliche Geschwindigkeit und Mächtigkeit annehmen. (vgl. SCHUSTER ET WIECZOREK 2002: 60ff; SIDLE ET AL. 2006: 68f.)

Schnee-, Eisschmelze

Schneesmelze, verursacht durch saisonbedingte Temperaturerhöhungen oder Regen, führen zu einer Erhöhung der Infiltration von Wasser in Hängen. Dabei führt die saisonbedingte Schneesmelze dem Boden konstant Wasser zu, im Gegensatz zur Infiltration durch Regenwasser. Es kann im zerklüfteten Gestein zu einer Erhöhung

des Grundwasserspiegels kommen, während in Erdböden der Porenwasserdruck steigt. Wenn Regenwasser auf Schneedecken trifft, spricht man von speziellen Bedingungen. Das Rutschungsmaterial besteht dann aus Schnee-Erd-Wasser-Mixturen. (vgl. SCHUSTER ET WIECZOREK 2002: 64f.)

Das Auftauen von Permafrostböden kann ebenfalls zu einem instabilen Hang führen. Dieser Prozess ist vor allem durch die Klimaerwärmung bedingt. Der Boden ist normalerweise durchgehend, also auch im Sommer, gefroren. Es taut lediglich die active-layer-Schicht auf. Wenn jedoch die Permafrostschicht zu tauen beginnt, werden einerseits die durch das Eis gehaltenen Sedimente und Felsen gelöst, andererseits wird der Porenwasserdruck im Boden erhöht. Das Ausmaß der ausgelösten Massenbewegung durch diesen Trigger-Faktor ist zumeist enorm. (vgl. BOMMER 2007: 349). Gravitative Massenbewegungen, die durch die Schnee- und Eisschmelze ausgelöst werden, können als viele verschiedene Typen auftreten, wobei die Rutschung zu den häufigsten zählt (vgl. SCHUSTER ET WIECZOREK 2002: 64f.)

Änderungen des Wasserstandes in an Hängen angrenzenden Gewässern

Änderungen des Wasserstandes in Gewässern, die im Kontakt mit einem Hang stehen, wie Dämme, Küstenlinien, Reservoirs, etc., können ebenfalls Hangrutschungen auslösen. Die Wasserlevelveränderungen passieren oft sehr plötzlich und sind durchaus komplex. Dabei spielen unter anderem Wasserspiegelschwankungen, Wellenauswirkungen und diverse klimatische Bedingungen eine große Rolle. Oftmals sind viele Störungen eine Reaktivierung von bereits inaktiven Rutschungen, wodurch sich die Scherfestigkeit, aufgrund des erhöhten Porenwasserdrucks, im Zusammenhang mit dem erhöhten Wasserlevel, reduziert. Ebenso wie die Erhöhung des Wasserlevels, kann auch ein schneller Rückgang einen Hang destabilisieren. Auch wenn der Porenwasserdruck innerhalb des Materials schnell ausgeglichen werden kann, ist der Hang aufgrund der Schubspannung instabil geworden und eine Hangrutschung könnte leichter initiiert werden. (vgl. SCHUSTER ET WIECZOREK 2002: 65f.)

Seismische Aktivitäten

Seismische Aktivität ist einer der am ältesten verzeichnete auslösende Faktor für Hangrutschungen. Als Beispiel sei hier das Erdbeben genannt, das 1767 in der Honan Provinz in China eine Hangrutschung auslöste.

Desgleichen ist dieser Trigger-Faktor sehr weit verbreitet und in vielen verschiedenen Topographien und geologischen Umgebungen anzutreffen.

Hauptsächlich verursachen Erdbeben Massenbewegungen in sedimentären Ablagerungen, Stürze in Lehm/Ton und Sand, Bergstürze in metamorphem Gestein und Fließprozesse in Sandablagerungen. Horizontale Versetzungen sind dabei mit um die $1,5\text{km}^3$ um einiges größer, als vertikale.

Durch die Erschütterung wird der Porenwasserdruck temporär erhöht, wodurch sich die Scherfestigkeit reduziert. Die sedimentäre Umgebung, das Alter der Ablagerungen, Partikelgröße und Wasserspiegel können dabei als Disposition verstanden werden und die Intensität, Tiefe und Entfernung des Bebens als Trigger-Faktor.

Im Zusammenhang mit starken Regenfällen verursachen Erdbeben Rutschungen, die klein in gesättigten Böden beginnen können, sich aber schnell verflüssigen, sodass sie sich zu einem großen Murgang transformieren. (vgl. SCHUSTER ET WIECZOREK 2002: 66f)

Vulkanausbrüche

Vulkanausbrüche verursachten die bisher größten gravitativen Massenbewegungen. Am 18. Mai 1980 löste der Mount St. Helens im Bundesstaat Washington die bis jetzt weltweit größte Massenbewegung aus. Eine massive Bergrutschung ausgehend vom Krater des Vulkans modifizierte sich zu einer $2,8\text{km}^3$ umfassenden Schuttlawine.

Aufgrund von Vulkanausbrüchen können auch Schnee- und Eisschmelzen zu schadenbringenden Murgängen modifizieren. Ebenso sind Felsrutschungen an einem Bruch am Krater des Vulkans häufig. (vgl. SCHUSTER ET WIECZOREK 2002: 66ff)

Erosion

Flusserosion und Küstenerosion führen dazu, dass der Hang steiler wird, was die Stabilität reduziert. Oftmals treten gravitative Massenbewegungen durch diesen Trigger-Faktor in Kombination mit heftigen Regenfällen auf.

Durch **Flusserosionen** kommen vor allem an der Außenseite von Mäandern häufig Hangrutschungen vor. Dabei handelt es sich meistens um Rutschungen oder Fälle am durch die Erosion steil geformten Hang. Rillen, tiefe Gullies und Kanäle sowie Lateralerosion begünstigen die Massenbewegungen. Lateralerosionen verursachen vor allem Erd-, und Felsstürze sowie Rutschungen an der Außenseite von Flussmäandern. Da Lateralerosionen fortschreitende Prozesse sind, können diese ebenso inaktive

Massenbewegungen reaktivieren. Nach einem Hanganbruch akkumuliert das Material am Fuß des Hanges und wird vom Fließgewässer umgelagert, wodurch der Erosionsprozess und damit auch die Hangrutschungen weiter voranschreiten können.

Bei **Küstenerosionen** wird die Küstenlinie oftmals durch die Gezeiten oder Wellen unterspült. Es bilden sich Kliffe, die mit der Zeit instabil werden können, wodurch Felsstürze in unterschiedlichen Größenausmaßen möglich sind.

Bis ein Erosionsprozess eine Massenbewegung zur Folge hat, kann eine lange Zeit vergehen. Jedoch einmal ausgelöst, können große Felsstürze von Kliffen entstehen, die dann häufig mit geomorphologischen Effekten und Formungen verbunden sein können. (vgl. SCHUSTER ET WIECZOREK 2002: 71f)

Es lässt sich festhalten, dass ein komplexer Zusammenhang zwischen all diesen genannten Faktoren besteht, weshalb es kaum möglich ist, eine genaue Differenzierung nach Ursache, Wirkung und Auslöser durchzuführen. Die hier angeführten Konditionen, Kräfte und Prozesse sind daher nur ein Auszug von vielen. (vgl. GLADE ET SÖTTER 2008: 153) Da es das Ausmaß und den Rahmen der Arbeit sprengen würde, wird auf eine detaillierte Aufschlüsselung der anthropogenen Einflussfaktoren auf Hangrutschungen verzichtet.

Für diese Untersuchung steht vor allem der Trigger-Faktor Niederschlag zur Berechnung der Niederschlagsschwellenwerte im Vordergrund.

2.3. Folgen von Massenbewegungen

Eine Massenbewegung kann insofern als Naturgefahr verstanden werden, als dass deren Auftreten in einem definierten Raum potentiell schadenbringend ist. Die gesellschaftlichen Konsequenzen, die eine solche Naturgefahr mit sich bringt, sollen im Folgenden diskutiert werden. (vgl. GLADE ET PÖPPL 2013: 5)

Welche Folgen eine gravitative Massenbewegung mit sich bringt, resultiert hauptsächlich aus der Geschwindigkeit sowie dem Volumen der Bewegung des jeweiligen Materials und unterscheidet sich je nach Massenbewegungstyp. Häufig wird aus diesen Faktoren auf die potentielle Schadenswirkung geschlossen. So verursachen langsame, kriechende Bewegungen weniger Schäden als schnelle Bewegungen mit viel Material. Es sollten jedoch auch andere Kriterien, wie zum Beispiel die Sprunghöhe oder die Rotation von Steinen bei Sturzprozessen zur Risikoanalyse

berücksichtigt werden. Aktuell sind die Messtechniken dazu zwar schon sehr ausge-reift, dennoch wird häufig noch durch die Schäden auf die Intensität rückgeschlossen und nicht durch die Intensität auf potenzielle Schadenswirkungen. (vgl. GLADE ET STÖTTER 2008: 151 ff.)

Man unterscheidet bei den Folgen nach direkten und indirekten Auswirkungen. Unter den direkten versteht man beispielsweise zerstörte Häuser oder den Verlust von Menschenleben, unter indirekten u.a. die Zerstörung von Infrastruktur, die solch einen wirtschaftlichen Schaden mit sich bringt, dass es sich wiederum auf die Lebensqualität der Menschen/EinwohnerInnen auswirkt. (vgl. GLADE ET STÖTTER 2008: 156 ff.)

LEE und JONES (2004) unterscheiden dahingehend nach HEWITT (1997) nach vier Arten von Auswirkungen:

- 1.) Verlust von Menschenleben, Verletzung und Beeinträchtigung von Personen
- 2.) Zerstörung von Eigentum, Ressourcen und Erbe
- 3.) Behinderung von Aktivitäten und Zugang zu Vorräten und Dienstleistungen
- 4.) Kulturelle, spirituelle und ethische Verstöße (LEE ET JONES 2004: 244)

Die meisten dieser Folgen sind zwar kurzzeitig, jedoch gibt es auch Langzeiteffekte, wie zum Beispiel durch starke Verluste verursachte psychische Schäden.

Massenbewegungen bringen jedoch nicht zwingend gesellschaftliche Folgen mit sich. Es treten auch heftige Ereignisse auf, die keinerlei Konsequenzen nach sich ziehen, da sie beispielsweise an unbewohnten Orten stattfinden. Die Auswirkungen von Massenbewegungen sind daher vom Gefahrenpotenzial abhängig. Das Abschätzen der Folgen ist demzufolge sehr komplex und von vielerlei Faktoren abhängig. Dem-nach sind auch die Methoden und Modelle zur Frühwarnung und zum Risikomanage-ment sehr vielfältig und von großer Bedeutsamkeit. (vgl. LEE ET JONES 2004: 244ff.)

2.4. Naturgefahrenanalyse bei gravitativen Massenbewegungen

Da Massenbewegungen die bereits erläuterten Folgen mit sich bringen können, soll im Folgenden erläutert werden, inwiefern bei der Gefahrenidentifikation/analyse und Risikoanalyse/bewertung vorgegangen werden kann. Da die Begrifflichkeiten zu dieser Thematik unterschiedlichsten Verständnissen unterliegen, werden diese geson-dert definiert. Sie sind in Tabelle 3 nachzulesen.

Terminologie zu Naturgefahren

Die Terminologie zu Naturgefahren unterliegt, wie bereits erwähnt, den unterschiedlichsten Verständnissen. Es existieren demnach keine genormten Definitionen. (vgl. GLADE ET PÖPPL 2013: 5) Die in Tabelle 3 auszugsweise aufgelisteten Begriffe mit der jeweiligen Bedeutung dienen dem besseren Verständnis der darauffolgenden Erläuterung zur Naturgefahrenanalyse.

Tabelle 3: Terminologie zur Gefahren- und Risikoidentifikation und Einschätzung nach VARNES (1984) und UNDRO (1991) (Quelle: DIKAU ET GLADE 2002: 41; GLADE ET PÖPPL 2013:5)

Naturereignis:	Ein natürlicher Prozess tritt in unserer Umwelt auf. Jegliche Folgen und Konsequenzen werden nicht betrachtet.
Naturgefahr:	Auftreten eines potentiell schadenbringenden natürlichen Prozesses, der mit einer bestimmten zeitlichen und räumlichen Wahrscheinlichkeit in einem definierten Raum auftreten kann.
Naturrisiko:	Zusätzlich zur Naturgefahr werden die Konsequenzen, die sich aus Risikoelementen und deren Vulnerabilität zusammensetzen, beobachtet. Die Bewältigungsfähigkeit und die Anpassung kann hierbei miteinbezogen werden.
Gefahrenpotenzial:	Die Risikoelemente, die einer Naturgefahr ausgesetzt sind, weisen ein Gefahrenpotenzial auf.
Vulnerabilität:	Charakteristika und Umstände, die eine Gesellschaft, ein System, oder Einzelobjekt gegenüber einem negativen Effekt einer Naturgefahr anfällig machen.
Resilienz:	Die Fähigkeit die negativen Effekte von Naturgefahren auszugleichen bzw. sich von diesen zeitgerecht und effizient zu erholen.
Anpassung:	Die Anpassung eines natürlichen oder gesellschaftlichen Systems an aktuelle oder zu erwartende Einflüsse und deren Effekte, die eine nachteilige Beeinflussung reduziert oder günstige Entwicklungen verstärken.
Risiko:	Die Wahrscheinlichkeit und Heftigkeit einer nachteiligen Einwirkung auf die Gesundheit, das Eigentum und die Umwelt.

Risikoanalyse:	Die Nutzung verfügbarer Informationen zur Abschätzung des durch die Gefahr hervorgerufenen Risikos für die Bevölkerung, das Individuum, das Eigentum, usw.
Risikobewertung:	Einschätzung des Risikos, um Maßnahmen zu treffen.
Risikomanagement:	Gesamter Prozess der Risikoanalyse und -kontrolle.

Gefahrenidentifikation/-analyse und Risikoanalyse/-bewertung

Bewegungsbeobachtungen/Monitoring von Hangrutschungen sind in vielerlei Hinsicht von großer Bedeutung, insbesondere um eine zuverlässige Risikobewertung und ein Risikomanagement zu gewährleisten. Die Methoden und Messverfahren (z.B. diverse Fernerkundungstechnologien) sind ebenso vielfältig wie die Typen der Massenbewegungen, deren Identifikation aufgrund von anderen überformenden Prozessen durchaus eine Herausforderung darstellt. Die verschiedensten Massenbewegungstypen verlangen daher unterschiedliche Konzeptionen des Risikomanagements (siehe Tabelle 3). (vgl. DIKAU ET GLADE 2002; GLADE ET SÖTTER 2008)

Das Ziel der **Gefahrenidentifikation/-analyse** ist es, die Wahrscheinlichkeit des zukünftigen Auftretens einer Massenbewegung in Raum und Zeit zu eruieren. Als Hilfsmittel kann man sich dabei einer Hangrutschungsverteilungskarte oder einer Datenbank mit Rutschungsaufzeichnungen bedienen. Die Karte enthält die räumliche Verteilung von Massenbewegungen, die zuvor durch eine Geländekartierung ermittelt wurden. Es werden Gefahrenklassen gebildet, die sich hinsichtlich Prozesstyp, Volumen, Bewegungsablauf und -muster unterscheiden, um folglich den möglichen Typ, Ort und die Zeit eines Ereignisses zu klären. Bei dieser Art der Gefahrenanalyse sind sich WissenschaftlerInnen durchaus nicht einig, da sich die Frage stellt, inwieweit die vorliegenden Daten Rückschlüsse auf eine zukünftige Massenbewegung ziehen lassen und somit der Katastrophenvorsorge behilflich sein können. Dennoch ist sie zur Entwicklung von Gefahrenzonenplänen von Bedeutung. Diese dienen folglich dazu, Schutzmaßnahmen zu treffen, indem sie Aussagen darüber liefern, welche Räume potenziell gefährdet sind. Abgesehen von der räumlichen Ausbreitung, ist es auch von Nöten, das zeitliche Auftreten zu analysieren. Dies ermöglicht Wahrscheinlichkeitsausagen und ist somit sogar die Voraussetzung der Risikoanalyse. Die zeitliche Analyse enthält historische Daten, sodass die Entwicklung von Zeitreihen möglich ist, die wiederum Wiederkehrintervalle und Eintrittswahrscheinlichkeiten mit sich bringen. Die

Rekonstruktion historischer Ereignisse erfolgt durch die Auswertung von archivierten Daten, aber auch mittels Dendrogeomorphologie. Umfangreichere Analysen enthalten indessen auch Informationen zur Hangdynamik, Geomorphologie, Geologie, Hydrologie und Vegetation und ermöglichen somit eine fortschrittlichere Entwicklung von Simulationen und Modellen zur Berechnung der Auswirkungen. (vgl. DIKAU ET GLADE 2002: 38ff.; GLADE ET SÖTTER 2008: 158ff.)

Die **Risikoanalyse und -bewertung** zielen auf die „*Verknüpfung der Naturgefahr mit den Risikoelementen in ihrer Vulnerabilität zu einer Wahrscheinlichkeitsverteilung der Konsequenzen der Naturgefahr*“ (DIKAU ET GLADE 2002: 41) und die bestmögliche Entwicklung von Risiko- und Katastrophenvorsorge ab. Schutzmaßnahmen sind indessen von der Gefahr, der Vulnerabilität und dem Risiko sowie dem Massenbewegungstyp und dessen Aktivitätsgrad abhängig. Zu den Schutzmaßnahmen zählen nicht nur eine Darstellung der gefährdeten Zonen und mögliche Zeitpunkte, wie bei der Gefahrenidentifikation und -analyse, sondern auch Verbauungsmaßnahmen, Bewusstseinsbildung der Bevölkerung, usw. Für eine Risikoanalyse ist daher eine fächerübergreifende Zusammenarbeit von besonderer Bedeutung. (vgl. DIKAU ET GLADE 2002: 38ff.; GLADE ET SÖTTER 2008: 158ff.)

Dennoch ist eine zeitliche Vorhersage sehr komplex, da die Auslösemechanismen spontan sind und Aussagen zur Stabilität der Hänge nur eingeschränkt getroffen werden können. (vgl. GLADE ET SÖTTER 2008: 160)

2.5. Modelle zur Berechnung von (Niederschlags-) Schwellenwerten

In diesem Subkapitel werden die verschiedensten sowohl empirisch, als auch physikalisch basierten Modelle, auf denen auch das in dieser Arbeit verwendete *Antecedent Daily Rainfall Model* beruht, vorgestellt und bringt anschließend den aktuellsten Forschungsstand zur Berechnung von Niederschlagsschwellenwerten näher.

Regionale Frühwarnmodelle bedienen sich oftmals unterschiedlicher Niederschlagsparameter, um das Auftreten von Rutschungen oder Muren vorherzusagen. Die Berechnung von Schwellenwerten stellt dabei für weiterführende technische Frühwarnmodelle die Basis dar. Sie geben die Wahrscheinlichkeit an, mit der zu einem

bestimmten Niederschlagswert eine Hangrutschung auftreten kann. (vgl. THIEBES ET AL. 2010: 151f.)

Die einfachste Schwellenwertberechnung bezieht sich dabei auf Minimalwerte, unter deren Level kein Prozess ausgelöst wird. Der maximale Schwellenwert gibt an, über welchem Wert das Auftreten einer Massenbewegung sehr wahrscheinlich ist. Der Bereich zwischen diesen zwei Werten kann als Wahrscheinlichkeitsmarge verstanden werden.

Die Schwellenwerte können dabei sowohl das Niederschlagsereignis selbst als auch zusätzlich die Bodenfeuchte oder andere hydrologische Bedingungen berücksichtigen. (vgl. LEE ET JONES 2004: 195f; CROZIER 1986: 174; GUZZETTI ET AL 2007: 240)

Für die Bestimmung der Schwellenwerte können laut CROZIER (1986) vier Methoden herangezogen werden.

- 1) Theoretische Modelle
- 2) Empirische Tests: Feldexperimente unter kontrollierten Konditionen, die Hangrutschungen auslösen
- 3) Räumliche Korrelation von Rutschungsaufreten und klimatischen Ereignissen
- 4) Zeitliche Korrelationen von Rutschungsaufreten und klimatischen Ereignissen

Die Zuverlässigkeit dieser Methoden hängt von den ausgewählten Klimaparametern, der Größe und Homogenität des Untersuchungsgebiets, Vollständigkeit der Datenbasis und der Definition der Massenbewegungen ab. Da Massenbewegungen auch von ihrer Disposition und vorhergehenden Konditionen abhängig sind, haben die meisten Schwellenwertberechnungen nur eine begrenzte Aussagekraft. Beispielsweise können laut CROZIER (1986) manche Hänge eine gewisse „Ereignis-Resistenz“ erlangen, was bedeutet, dass die Hänge mit jedem Ereignis weniger anfällig werden. Der Schwellenwert müsste demnach mit jedem Ereignis steigen. Ebenso ist es möglich, dass der Schwellenwert niedriger wird, wenn beispielsweise die bodenstabilisierenden Kräfte abnehmen. Auch die Wasserspeicherfähigkeit des Lockermaterials und andere Konditionen, die in den Schwellenwertberechnungen nur kaum berücksichtigt werden, sind ausschlaggebend. Die Werte sind daher nur für eine bestimmte Zeit und Region zutreffend. (vgl. CROZIER 1986: 171ff.)

Nach GUZZETTI et al. (2007) werden die Schwellenwertberechnungen hinsichtlich zwei Modellarten unterschieden, den physikalisch-basierten und den empirischen Modellen, auf die nun näher eingegangen wird.

2.5.1. Prozessbasierte Modelle

Die prozess-basierten Modelle berücksichtigen die räumlichen Gegebenheiten, die auch starken Einfluss auf die Hangstabilität haben, wie Geologie, Infiltrationsraten und Porenwasserdruck.

Dennoch stößt dieses Modell an seine Grenzen, da es detaillierte räumliche Informationen bezüglich Hydrologie, Lithologie, Morphologie und zur Bodenbeschaffenheit benötigt. Diese Informationen sind jedoch zumeist nur kleinräumig von intensiv getesteten Untersuchungsgebieten zu finden. Daher können diese Modelle nur berechnet werden, wenn von vorhergehenden Events genaue Niederschlagsmessungen, Lokalisierungen und Zeitpunkte existieren. (vgl. GUZZETTI ET AL. 2007: 239f; THIEBES ET AL. 2010: 152)

Für Prozess-basierte-Modelle gibt es mittlerweile vielerlei Ansätze zur Berechnung von Schwellenwerten. Beispielhaft kann das „leaky barrel“ Modell nach WILSON (1989) genannt werden, das die Infiltrationsraten und Entwässerung des Hanges modelliert und analysiert. Dadurch sollen Aussagen über die Akkumulation des Wassers und des Porenwasserdruckes getroffen werden. Folglich kann die Hanginstabilität eruiert werden. (vgl. GUZZETTI ET AL. 2007: 240.)

Weitere Infiltrationsmodelle, die den Porenwasserdruck in Abhängigkeit mit Niederschlag, Evapotranspiration, Infiltrationsraten sowie Entwässerung berücksichtigen, sind das „*Antecedent Soil Water Status*“ Model nach CROZIER (1999), CROZIER ET EYLES (1980) und GLADE et al. (2000), das den „*Critical Water Content*“ (siehe Abb. 6) als konzeptuelle Basis heranzieht. Dieser besagt, dass ein kritisches Wasserlevel unter Berücksichtigung von Vorfeuchte und Eventniederschlag erreicht werden muss, um eine Rutschung auszulösen, wobei auch Kohäsionskräfte und Porenwasserdruck berücksichtigt werden. (vgl. CROZIER 1999: 826f.) Das Modell beschäftigt sich demnach insbesondere mit der Bodenfeuchte, wobei es die Wasserbalance mit einem Drainagefaktor („*decay factor*“) für eine gewisse Periode vor dem auslösenden Event berücksichtigt. Der Decay-Faktor gibt den Abfluss und die Evapotranspirationsrate mit

Hilfe der Analyse von hydrographischen Rezessionskurven an. (vgl. GUZZETTI ET AL. 2007: 241.)

Die hier genannten Ansätze sind jedoch nur ein Auszug von vielen und dienen oftmals als Basis zur Weiterentwicklung weiterer Modelle.

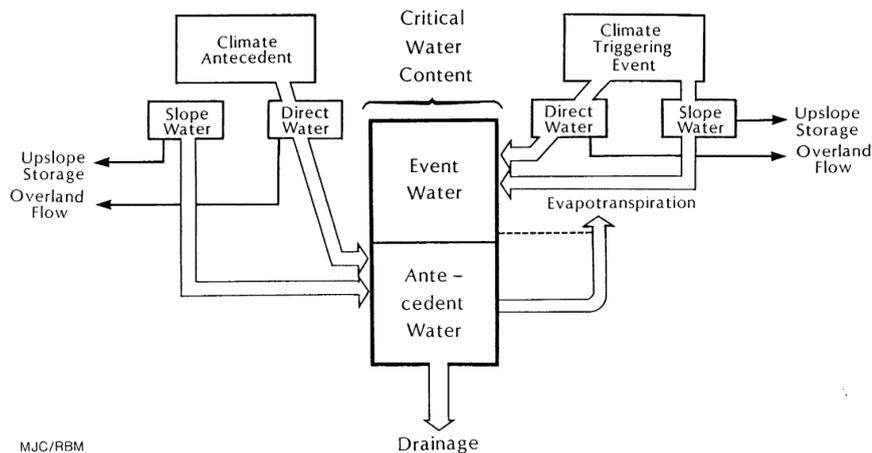


Abbildung 6: Critical Water Content Concept nach CROZIER (1997) (Quelle: CROZIER 1999: 826)

2.5.2. Empirisch basierte Modelle

Empirisch basierte Modelle beruhen vor allem auf statistischen Analysen von vergangenen datierten Ereignissen und der jeweils bei Eintritt herrschenden Niederschlagseigenschaften. Auch hierfür existieren schon vielerlei Ansätze.

Empirisch basierte Schwellenwerte geben zumeist einen unteren Grenzwert an, zu dem Rutschungen aufgetreten sind. Diese können in kartesischen, semi-logarithmischen oder logarithmischen Koordinaten graphisch dargestellt werden, wobei die meisten Schwellenwerte dabei nur visuell, ohne einer gründlichen mathematischen, statistischen oder physikalischen Analyse, eingezeichnet wurden. Hierbei werden oftmals auch jene Niederschlagsereignisse herangezogen, die keine Massenbewegung ausgelöst haben.

Die empirischen Schwellenwerte können sowohl global, regional, als auch lokal berechnet werden.

Der globale Wert gibt an, unter welchem Minimum-Level keine Hangrutschungen ausgelöst werden ohne Berücksichtigung der lokalen morphologischen und lithologischen Konditionen, der jeweiligen Landnutzungsbedingungen sowie der lokalen oder regionalen aktuellen und historischen Wetterbedingungen. (vgl. GUZZETTI ET AL. 2007: 241.)

Es gibt jedoch auch globale Schwellenwerte, die hinsichtlich des zeitlichen Auftretens

von Hangrutschungen und der klimatischen Bedingungen der unterschiedlichen Klimazonen unterscheiden. (vgl. WIECZOREK ET GLADE 2007: 342)

Regionale Schwellenwerte gelten für ein paar tausend Quadratkilometer mit denselben meteorologischen, klimatischen und physiographischen Charakteristika. Diese können auch optimal zur Vorhersage, weiteren Schätzungen und Berechnungen herangezogen werden. Lokale Schwellenwerte werden vor allem für einzelne Hänge bzw. Rutschungen oder spezifische Gegenden berechnet. Regionale und lokale Schwellenwerte sind nur für die jeweiligen Gebiete gültig, wobei regionale Werte keine genaue Auskunft über die Lokalisierung einer möglichen Hangrutschung geben können, im Gegensatz zu den lokalen Werten. (vgl. WIECZOREK ET GLADE 2007: 343; GUZZETTI ET AL. 2007: 241ff.) Die lokalen und regionalen Schwellenwertberechnungen überragen mit je 24% die globalen (1,7%) und nationalen (8,3%) Berechnungen. Hangspezifische Schwellenwertberechnungen sind mit 4,2% auch eher selten. (vgl. SEGONI ET AL. 2018: 8)

Hinsichtlich der unterschiedlichen Niederschlagsmessungen können empirische Schwellenwerte grob in drei Gruppen unterschieden werden:

1. Schwellenwerte berechnet anhand von Niederschlagsmengen zum Zeitpunkt des Ereignisses.
2. Schwellenwerte, die die vorhergehenden Konditionen berücksichtigen
3. Andere Schwellenwerte

Ad 1: Schwellenwerte basierend auf dem Gesamtniederschlag während des Ereignisses

Hierfür werden spezifische, einmalige, oder mehrmalige Niederschlagsereignisse, die ein Event ausgelöst haben, herangezogen.

Dabei unterscheidet man nach:

- a) Schwellenwerten bezogen auf die Intensität und Dauer (ID) des Niederschlags
- b) Schwellenwerten basierend auf den totalen Niederschlägen zum Ereignis
- c) Schwellenwerten bezogen auf die Dauer des Niederschlagsereignisses (ED)
- d) Schwellenwerten bezogen auf die Intensität des Niederschlagsereignisses. (EI)

Typ a, Schwellenwerte basierend auf der Intensität und Dauer des Niederschlags (ID), sind der mitunter am häufigsten verwendete Typ.

Die Regenintensität gibt dabei Aufschluss über die Menge des Niederschlages bezogen auf eine gewisse Periode (Dauer) (in Millimeter pro Stunde angegeben).

ID-Schwellenwerte werden allgemein mit folgender Formel beschrieben:

$$I = c + \alpha D^{\beta} \quad (3)$$

I = (mittlere) Niederschlagsintensität in mm.

D = Niederschlagsdauer in Std.

α & β = Parameter [-]

$c \geq 0$

Die Intensität und Beobachtungsperiode des ID-Schwellenwertes kann durchaus variieren, zumeist beträgt die Dauer jedoch eine Spannweite von 1–100 Std. und die Intensität 1–200mm/Std. Je nach Beobachtungsperiode gibt die Niederschlagsintensität eine unmittelbare Messung der Niederschlagsrate oder einen auf eine längere Periode berechneten Durchschnittswert an. Bei dem Durchschnittswert wird jedoch der Maximalwert der jeweiligen Periode nicht berücksichtigt. (vgl. GUZZETTI 2007: 3ff.)

Typ b, basiert auf den totalen Niederschlägen während des Rutschungsereignisses. Dabei wird davon ausgegangen, dass wenn der totale Niederschlag zum Ereignis zu einem festgelegten Prozentwert den mittleren jährlichen Niederschlag übersteigt, eine Rutschung initiiert wird. Einige Studien, wie jene von GUIDICINI et IWASA (1977) haben beispielsweise für Brasilien herausgefunden, dass wenn der totale Eventniederschlag 12% des mittleren jährlichen Niederschlags überragt, Hangrutschungen, ungeachtet vorangegangener Bedingungen, auftreten. Demnach wäre in Regionen, die einen hohen mittleren jährlichen Niederschlag aufweisen, auch ein höherer totaler Eventniederschlag notwendig. (vgl. ebd.)

Typ c, die Berechnung für Event-Duration Schwellenwerte (ED) berücksichtigt vor allem die Dauer des Ereignisses in Stunden (D) und den kumulativen Eventniederschlag in mm. Der Schwellenwert wird dabei durch ein Potenzgesetz repräsentiert. Die Formel dazu lautet folgendermaßen:

$$E = (\alpha \pm \Delta \alpha) * D^{(\gamma \pm \Delta \gamma)} \quad (4)$$

- E = kumulative totale Eventniederschlag in mm
- α = Skalierungsparameter [-]
- D = Dauer des Niederschlagsereignisses in Std.
- y = Skalierungsexponent [-] (vgl. PERUCCACCI ET AL 2018: 4)

Typ d, die Berücksichtigung der Event-Intensität bei den Schwellenwertberechnungen beschreibt ursprünglich die stündliche Eventintensität im Verhältnis zu der durchschnittlichen und maximalen Niederschlagsintensität pro Stunde. Weitere Modifikationen verknüpfen wiederum den durchschnittlichen Eventniederschlag zum Ende des Ereignisses (zu dem vermutlich die Rutschung auftrat) und den kritischen Eventniederschlag, normalisiert zum mittleren jährlichen Niederschlag. (vgl. GUZZETTI 2007: 3ff.)

Ad 2: Schwellenwerte, die vorhergehende Niederschläge berücksichtigen

Bei diesen Berechnungen werden das Grundwasserlevel und die Bodenfeuchte, die zu Hanginstabilitäten führen, berücksichtigt. Die präzise Feststellung dieser Variablen stellt sich durchaus als schwierig dar, da sie von sich dauernd ändernden Konditionen wie Niederschlag und Temperatur abhängig sind. Diese Berechnungen inkludieren jedoch die Menge von vorangegangenen Niederschlägen. Die Anzahl der Tage und die Menge des Regens sind dabei ausschlaggebend.

Eine weitere Schwierigkeit bei dieser Art von Schwellenwerten liegt zudem auch in der Definition der Beobachtungsperiode, über die sich die WissenschaftlerInnen nicht einig sind. Diese variieren demnach sehr stark und sind von den jeweiligen lithologischen Einheiten, der Morphologie, Vegetation und Bodenbedingungen sowie dem klimatischen Regime abhängig. (vgl. GUZZETTI 2007: 3ff.)

Ad 3: Andere Schwellenwerte

Abgesehen von den beiden bereits genannten empirischen Schwellenwertberechnungen, wurden auch diverse andere Faktoren gefunden, die für die Berechnung von regionalen Schwellenwerten herangezogen werden könnten. So wurde beispielsweise zur Berechnung von Schwellenwerten für das äthiopische Plateau die Anzahl der Tage mit Niederschlägen, die die 5mm Grenze überschritten haben, die Evapotranspiration, der kumulative Regenfall am Tag der Rutschung und ein Proxy für den Effekt der Regendauer auf den Bodenwasserhaushalt, als Variablen verwendet. Dies sollte eine Aussage über den Effekt der Niederschlagsdauer in Bezug auf den

Bodenwassergehalt ermöglichen. Weiters gibt es auch Analysen, die Abflusswerte, Stürme oder diverse andere hydroklimatische Variablen mit dem Hangrutschungsaufkommen in Bezug setzen. (vgl. GUZZETTI 2007: 3ff.)

Die Möglichkeiten der empirisch basierten Modelle sind sehr vielfältig und ermöglichen weiterführende Annahmen zu dem komplexen Zusammenspiel von Disposition und Triggerfaktoren. Dennoch weisen diese Modelle auch einige Schwierigkeiten und Unsicherheiten auf. Diese liegen darin, dass es keine einheitlichen Messungen gibt, um das Niederschlagsereignis, das eine Rutschung auslöst (oder nicht), zu charakterisieren. Ebenso sind die Definitionen der Variablen nicht einheitlich, was das Vergleichen der Schwellenwerte erschwert. Die Modelle erweisen sich zudem nur dann als zuverlässig, wenn die Daten mit dem genauen Zeitpunkt der Rutschung bekannt und gewiss sind. (vgl. GUZZETTI ET AL. 2007: 241; THIEBES ET AL. 2010: 153f.)

2.5.3. Aktueller Forschungsstand zu Schwellenwertberechnungen

Viele Modelle, insbesondere die empirischen, haben sich durchaus zur Vorhersage von Hangrutschungen bewährt, dennoch unterliegen sowohl die empirischen als auch physikalischen Methoden und Modelle ständigen Modifizierungen und neuen Erkenntnissen.

In diesem Zusammenhang ergab eine Studie von SEGONI et al. (2018), dass im Bereich der Schwellenwertberechnungen seit 2008 enorme Weiterentwicklungen zu erkennen sind. Dabei fallen etwa 7,8% aller Methoden zur Schwellenwertberechnungen auf physikalisch basierte Modelle, während die statistischen Methoden zur Schwellenwertdefinition 40,9% aufweisen. Der räumliche Maßstab und klar definierte räumliche Einheiten spielen dabei eine immer wichtiger werdende Rolle. Hierfür werden territoriale Subzonen kreiert, die meteorologische oder geomorphologische Gemeinsamkeiten aufweisen. (vgl. SEGONI ET AL. 2018: 6) In PERUCCACCI et al. (2017) wurde beispielsweise für Italien Event-Duration-Schwellenwerte hinsichtlich fünf verschiedener Klassen berechnet. Dabei wurde der Staat in kleine Einheiten mit gemeinsamen Umweltbedingungen unterteilt. Sie differenzierten hierbei nach Topographie, Lithologie, Pedologie, Landbedeckung und Klimaregionen. Für jede dieser Klassen wurden anschließend die Schwellenwerte berechnet. (vgl. PERUCCACCI et al 2017: 43ff.) Einige Studien, wie in SEGONI et al. (2014), MATELLONI et al. (2012) und MA et al. (2015) in SEGIONI et al. (2018) differenzierten ebenfalls nach Subzonen,

stellten jedoch zusätzlich für jede dieser Zonen, je nach Umweltbedingungen, eine spezifische Gleichung zur Schwellenwertberechnung auf.

Die zeitliche Auflösung der Berechnungen spielt auch eine bedeutende Rolle. Ursprünglich ging man davon aus, dass je größer der zur Verfügung stehende Datensatz (große Anzahl an Hangrutschungen), desto besser/genauer sind die Güte/die Berechnungen des Modelles (siehe auch Kapitel 5.3.). Dennoch werden aktuell auch Schwellenwertberechnungen herangezogen, die nur ein paar wenige Hangrutschungen miteinbeziehen. Es gäbe sogar lokale Studien, die mit nur einem Rutschungsereignis für zukünftige Ereignisse Annahmen treffen. Einige physikalisch basierte Modelle versuchen darüber hinaus, sogar ohne tatsächlich stattgefundenen Hangrutschungsereignissen die Hangstabilität zu berechnen und damit auf mögliche Ereignisse zu verweisen. Bei den Niederschlagsdaten gibt es auch eine große Variabilität. Während einige Modelle auf die täglichen oder stündlichen Niederschlagsdaten zurückgreifen, beziehen sich andere auf lediglich monatliche Messungen. Ebenso variabel ist die Anzahl der verwendeten Messstationen, wobei nach wie vor davon ausgegangen wird, dass umso geringer die Dichte der Niederschlagsmessstationen ist, desto eher wird der Niederschlag und somit der Schwellenwert unterschätzt. (vgl. SEGONI ET AL. 2018: 9ff.)

Abgesehen davon stand in den letzten Jahren vor allem auch eine Standardisierung der Schwellenwertdefinition im Interesse der Forscher. MELILO et al. (2018) haben hierfür einen Algorithmus zur Rekonstruktion von Rutschungsereignissen in ein automatisches Tool, das „Calculation of Thresholds for Rainfall-induced Landslide-Tool“ (CTRL-T) implementiert. Dieser Algorithmus soll automatisch für die ausgelöste Rutschung die repräsentativste Wetterstation mit Hilfe einer Lokalisierung (Nähe zum Ereignis) durch einen parametrisierten Radius, der sich je nach morphologischen Bedingungen unterscheidet, ermittelt werden. Die möglichen Wetterstationen werden dabei automatisch hinsichtlich einer Gewichtung der Distanz und hydrologischen Charakteristika selektiert. Der Decay-Faktor, die Dauer/Zeit des Ereignisses sowie ein mögliches verspätetes Auftreten der Rutschung werden dabei ebenso wie regionale und saisonale Konditionen (feuchte und trockene Perioden) berücksichtigt. Zur Definition der empirischen Schwellenwerte wurde sich der statistischen Bootstrapping Methode sowie einer frequentistischen Wahrscheinlichkeitsmethode bedient. Die Form der Schwellenwertkurve entspricht dabei jener der Event-Duration-Schwellenwerte.

Die gesamte Prozedur von Beginn der Zuordnung der Niederschlagsereignisse bis zu der Definition der Schwellenwerte erfolgt dabei automatisch, schneller und unterliegt somit nur gering subjektiven Einschätzungen, wodurch es für Vorhersagesysteme durchaus gut geeignet wäre. (vgl. MELILO ET AL. 2018)

Es lässt sich daher zusammenfassen, dass die Möglichkeiten der Niederschlags-schwellenwertdefinitionen, die in den letzten Jahren sehr im Interesse der Wissenschaft standen bzw. noch immer stehen, sowohl unbegrenzt als auch sehr unterschiedlich sind. Demnach können sich auch die jeweiligen Ergebnisse, sogar im selben Untersuchungsgebiet, je nach Methode unterscheiden. (vgl. SEGONI ET AL. 2018: 13) Eine standardisierte Methode, wie sie auch schon von MELILO et al. 2018 durchgeführt wurde, wird grundsätzlich zukünftig angestrebt und noch weiter ausgearbeitet.

2.5.4. Niederschlagsschwellenwerte in Kombination mit Methoden der Fernerkundung

Auch die Fernerkundung wird zur Vorhersage von Hangrutschungen genutzt und ermöglicht mit Hilfe von Radarinterferometrie und Laser-Scanning-Technologien kleinste Veränderungen der Oberfläche zwischen zwei Messungen zu registrieren. Der Doppler-Radar, Video Kameras und Multi-Sensor- Systeme überliefern beispielsweise (Niederschlags-) Daten in Echtzeit, die mit den Schwellenwerten abgeglichen werden können. Extensiometer und Porendrucktransducer wiederum liefern Messungen bestimmter Bodencharakteristika, wie das Aufweiten von Klüften/Spalten und den Porenwasserdruck. Somit können aktuelle Aussagen zur Hangstabilität getroffen werden. Geophone, die im Untergrund eingesetzt werden, können ebenso in Echtzeit ein bestimmtes Gebiet vor einer Massenbewegung warnen, damit rasche Maßnahmen getroffen werden können. Temperaturdaten werden ebenso herangezogen, insbesondere zur Vorhersage von durch die Schneeschmelze initiierten Hangrutschungen. (vgl. WIECZOREK ET GLADE 2007: 345 f.; GLADE ET STÖTTER 2008: 159; SEGONI ET AL. 2018: 11)

Eine Kombination von Fernerkundung und Schwellenwertberechnungen könne sich daher als hilfreich erweisen, wenn auch diese aktuell aufgrund der Komplexität nur in zwei Fällen von BAUM et GODT (2010) und NAPOLITANO et al. (2016) angewandt

wird, indem sie Niederschlagsdaten und Porendruckmessungen zur Schwellenwertdefinition heranziehen. (vgl. SEGONI ET AL. 2018: 11)

3. Das Untersuchungsgebiet - die Flyschzone Niederösterreichs

In diesem Kapitel soll das Untersuchungsgebiet, die Flyschzone Niederösterreichs, hinsichtlich verschiedenster Rahmenbedingungen wie Geologie/Lithologie, Klima, Hydrologie, Bodeneigenschaften und Vegetation vorgestellt und betrachtet werden. Diese sind des Weiteren für die Berechnungen der Niederschlagsschwellenwerte und deren Veränderungen von großem Interesse und wichtige dispositions- bzw. prozessauslösende Faktoren.

Die Bezeichnung „*Flysch*“ stammt ursprünglich aus der Schweiz und bedeutet „fließen“. Synonym wurde früher häufig der Begriff „Sandsteinzone“ verwendet. (vgl. PREY 1980: 189). Die Bedeutung des „Fließens“ kommt in jener Zone insofern zu tragen, als dass bei starker Durchfeuchtung häufig Fließprozesse und Rutschungen zu beobachten sind. Der Begriff ist eine Faziesbezeichnung für eine lithologische, paläontologische und tektonische Gesteinsserie, deren Bildung weder auf eine spezifische Zeitspanne noch auf eine bestimmte geologische Einheit zurückzuführen ist. Es handelt sich vielmehr um einen „stratigraphisch-tektonischen Begriff“ (THENIUS 1974: 86), dem vor allem beanspruchte Sandsteine und Kalkmergel der Oberkreidezeit und des Alttertiärs zugeschrieben werden. (vgl. THENIUS 1974: 85ff.; NEUHÄUSER ET AL. 2012: 2) Speziell die rhenodanubische Flyschzone, deren Bezeichnung sich von den lateinischen Namen der Flüsse Rhein (Rheinus) und Donau (Danubius) ableitet, ist aufgrund der Lage des Untersuchungsgebietes besonders relevant. (vgl. SCHUSTER ET AL. 2015: 10)

3.1. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes

In diesem Kapitel wird die geographische Lage des Untersuchungsgebietes zur besseren räumlichen Orientierung dargelegt. Unterstützend dient dazu die geologische Übersichtskarte Niederösterreichs in Abbildung 7.

Die rhenodanubische Flyschzone bildet die nördlichste tektonische Einheit der Alpen, für „die bewaldete, sanft gerundete Hügelformen“ (THENIUS 1974: 9) charakteristisch

sind. Sie umgrenzt mit dem Rohrwald und Bisamberg nördlich der Donau das Korneuburger Becken und steht südlich der Donau im engen Kontakt mit der Klippenzone. Südlich der Molasse Zone verläuft die Flyschzone von der Enns bis zur Donau in wechselnder Breite und setzt sich nördlich der Donau vom Rohrwald und dem Bisambergzug bis Niederkreuzstetten fort (siehe Abbildung 7). Im Süden wird die Flyschzone von der Klippenzone bzw. den Kalkalpen begrenzt. Die Westgrenzen bildet die Waschbergzone nördlich der Donau. Im Westen ist die Flyschzone längs der nördlichen Kalkalpen bis nach Vorarlberg zu verfolgen, wobei dieses Gebiet in dieser Arbeit keine Beachtung mehr finden wird, da es außerhalb des Untersuchungsgebietes liegt. (vgl. THENIUS 1974: 85ff)

Das konkrete Untersuchungsgebiet, unter Berücksichtigung der vorhandenen Daten (Wetterstationen, Ereigniskataster), erstreckt sich von Westen, Neuhofen an der Ybbs, nach Osten bis Klosterneuburg und von Norden, Phyra, bis zum südlichsten Untersuchungspunkt, der Gemeinde Gresten. Ausgehend davon beträgt die Länge des Untersuchungsgebiets ca. 120km Luftlinie und weist eine variierende Breite mit dem schmalsten Bereich bei Texing und dem breitesten in der Wienerwaldgegend auf.

Den höchsten Punkt des Untersuchungsgebiets bildet der Schöpfl mit 893m ü. n. N. den niedrigsten findet man in der Gegend des Wienerwaldes beim Donaudurchbruch. (vgl.: BEV- BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN 2003: 23)

Niederösterreich nimmt mit einer Fläche von 19.186 km² etwa 23% der Gesamtfläche Österreichs ein. (vgl. AMT DER NÖ LANDESREGIERUNG 2017a: 27) Von diesen 19.186 km² Fläche nimmt die Flysch- und Klippenzone 8,9% der Fläche ein (wobei der Klippenzone nur ein sehr kleiner Bereich zugeschrieben wird) und bildet somit mit 1.707,60 km² die zweitkleinste geologische Einheit in Niederösterreich. Dennoch können 60% aller Hangrutschungen in Niederösterreich dieser Zone zugeschrieben werden. (vgl. SCHWENK ET AL. 1992: 619ff.)

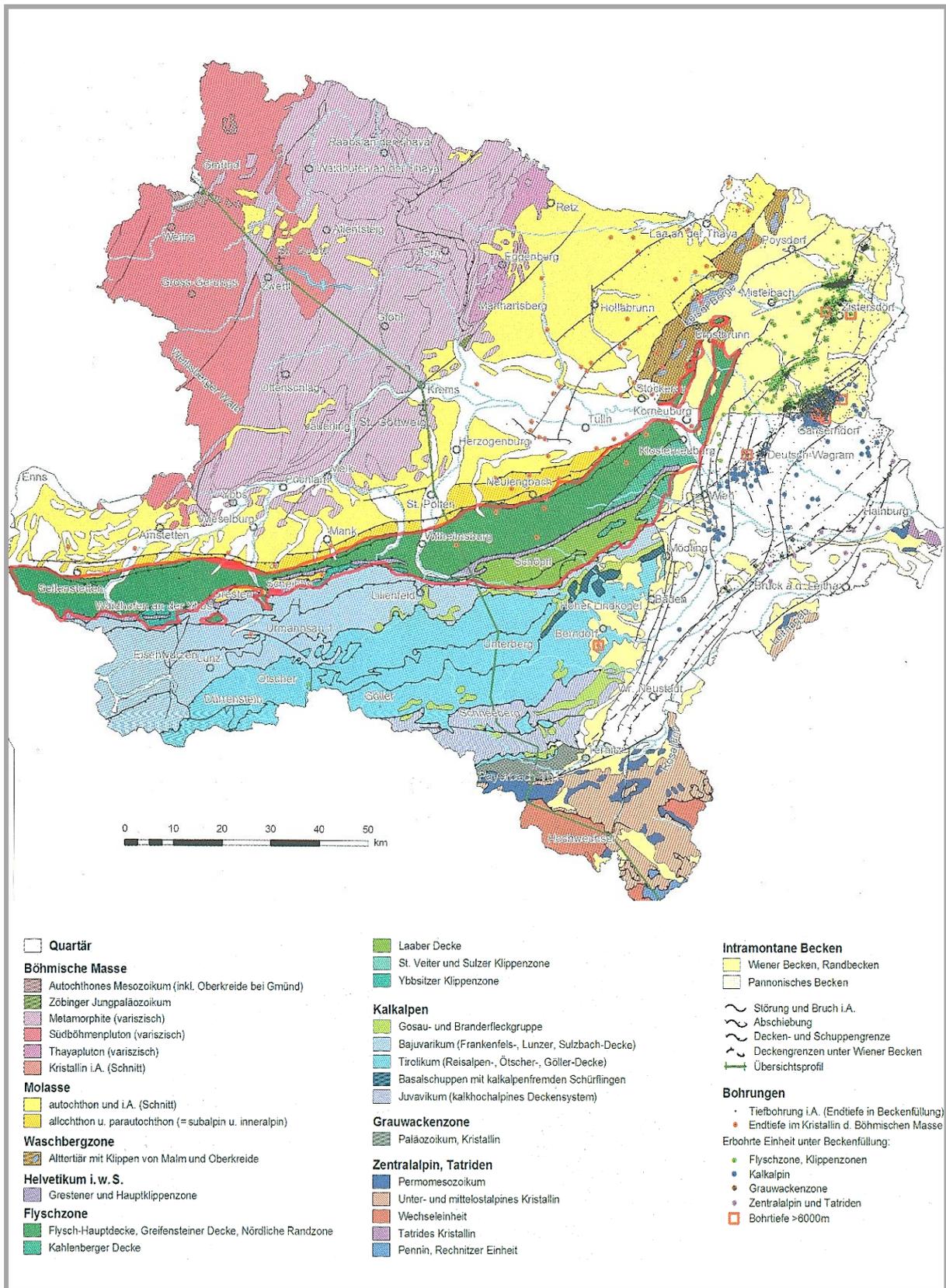


Abbildung 7: Geologische Übersichtskarte Niederösterreich mit eingezeichnetem Untersuchungsgebiet (rote Umrandung) (Quelle: WESSELY 2006: 12f.)

3.2. Geologie

Dieses Kapitel widmet sich sowohl dem Gestein als auch der Stratigraphie und der Tektonik des Untersuchungsgebietes, da diese Faktoren wichtige Auskunft über die Rutschungsanfälligkeit des Gebietes geben können.

3.2.1. Gestein

Unter Flysch werden im alemannisch-schweizerischen Sprachgebrauch leicht verwitterbare, weiche Gesteine bezeichnet, die eine Wechselfolge von marinem Sand- und Mergelstein der späten Kreide sowie Tone und Tonschiefer aufweisen. Es sind ebenso Mergel, Mergelgesteine und Kalkgesteine des Helvetikums zu finden. Bei dem Gestein sind keine metamorphen Überprägungen zu erkennen, weshalb Sedimentstrukturen wie Schichtung und Strömungsmarkung sowie Spurenfossilien gut zu erkennen sind. Abgesehen von der Sedimentmächtigkeit, weist Flysch auch spezielle Schichtstrukturen auf, die sich durch eine Abwechslung von Geopetalschichtung, syngenetische Faltung und feine Schichtung charakterisieren lassen. Flyschsedimente sind zudem ausschließlich Meeresablagerungen. Es handelt sich dabei überwiegend um Tiefwasserablagerungen, wie sie auch beispielsweise in den Kahlenberger und Altlenzbacher Schichten zu erkennen sind, die durch submarine Gleitung und Trübströme entstanden sind. Diese Suspensionsströme sind in weiterer Folge für die charakteristischen Geopetalschichtungen der Sandsteinbänke verantwortlich, sowie für den Wechsel von Psammiten und Peliten. (vgl. GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 2015: 10; 33; THENIUS 1974: 87ff.) Körperlich erhaltene Fossilien sind im Flyschgestein selten zu finden, eher sind Spurenfossilien, wie Ernährungs-, Kriech-, und Grabspuren, charakteristisch für Flyschablagerungen. Darunter versteht man vor allem die Gattungen Chondrites, Helminthoides, Nerites, Zoophycus, Palaeodictyon und Scolicia. (vgl. WESSELY 2006: 86f)

3.2.2. Stratigraphie

Da es sich bei Flysch um Tiefseeablagerungen handelt, kann man aufgrund des beim Absinken entstandenen Suspensionsstromes eine gradierte Schichtung erkennen. Dies ist möglich, da der Suspensionsstrom beim Erreichen der Tiefseeebene an Geschwindigkeit und Transportkraft verliert. Da die schwersten Bestandteile zuerst verloren gehen, befindet sich das größte Material unten und das feine Material ist oben. Es handelt sich hierbei um Turbidite. Anhand der verschiedenartigen Schichtung

der Flyschsandsteinbänke kann man in weiterer Folge die Strömungsgeschwindigkeit und Turbulenzen nachvollziehen. Die Sedimente setzen sich ab und verfestigen sich, bis der nächste Trübstrom eine neue Sandsteinbank darüberlegt. An Strömungsmarken kann man erkennen, aus welcher Richtung die sedimentbringende Strömung gekommen ist. Diese stammen aus den verschiedensten Richtungen, wodurch auch Küstenmaterial und Organismenreste in die Tiefsee gelangen und Wechsellagerungen mit den Tiefseesedimenten bilden. Während die Bildung von Sandsteinbänken ein eher kurzer Prozess ist, ist die Ablagerung von Schiefertonen oder Tonmergel ein sehr langsamer, langandauernder Prozess.

Die Einstufung des Alters der Flyschschichten erfolgt anhand von Foraminiferenfaunen und durch Nannoplankton. Demnach weist die Flyschzone Gesteine von der Unterkreide bis zum Mitteleozän auf, wobei die eigentliche charakteristische Flyschsedimentation in der Oberkreide beginnt. (vgl. PREY 1980: 191ff.)

Die Klassifikation der Flyschschichten kommt hinsichtlich ihrer Schichtglieder und Zeitabschnitte zu tragen. Diese erfolgt jedoch nicht nur tektonisch, sondern auch faziell und stratigraphisch. Es ergeben sich drei Haupteinheiten, die Greifensteiner Decke, die Kahlenberger Decke und die Laaber Decke, die im Folgenden, separiert nach Nord- und Südzone, hinsichtlich ihrer Schichten detailliert analysiert und charakterisiert werden. (siehe auch Tabelle 4 und Abbildung 8) Die angrenzende Klippenzone wird ebenso erläutert. Die Unterscheidung der Schichtglieder wird jedoch durch die mit Flyschgesteinen verschuppten, lithologisch ähnlichen Sedimente der Klippenhülle (Buntmergelerde) erschwert. Eine genaue Aussage hinsichtlich der stratigraphischen und faziellen Gliederung kann daher erst nach mikropaläontologischen Untersuchungen sowie einer Schwermetallanalyse erfolgen. (vgl. THENIUS 1974: 89ff.; WESSELY 2006: 85)

Flyschnordzone

In der Flyschnordzone sind die **Wolfpassinger Schichten** der Unterkreide die ältesten Gesteine. Diese bestehen aus Kalke und Kalksandsteinen mit Schiefertonen, Aptychen und einer Mikrofauna, die dem Schattenkalk des Helvetikums ähnlich sind sowie Hornsteinkalken.

Im Hangende dieser Kalke sind bunte Schiefer mit Sandsteinen zu finden, die eine Mikrofauna der Unterkreide (Gault) enthalten.

Mit den **Kahlenberger Schichten** und den **Altlenzbacher Schichten** setzt die typische Flyschsedimentation ein. Diese bestehen aus plattigen Kalksandsteinen, splittrigen Kalkmergelsteinen und blättrigen (Ton-)Mergelschiefer, die Hinweise auf Lebensspuren geben. Im Profil sind Repetitionsschichtungen zu erkennen. Die Gesteine sind, wie die Faltung der Schichten und die geklüfteten Kalkmergeln erkennen lassen, tektonisch stark beansprucht.

Die **Wörderner Schichten** sind durch grobkörnige Quarzsandsteine mit Großforaminiferen gekennzeichnet. Die kalkreichen, feinkörnigen Varietäten gehen hier zurück. Orbitoiden, Globotruncanen, Kleinforminiferen und Nannoplankton weisen auf eine Ablagerung zur jüngsten Kreidezeit bis ins älteste Tertiär hin.

In der Furche des Kahlenbergerdorfes sind auch Bunt-Schiefer zu finden, die auf die Mittelkreide zurückzuführen sind.

Die **Greifensteiner Schichten** weisen sowohl einen älteren Ablagerungskomplex aus dickbankigen, mürben Sandsteinen und einen jüngeren aus dünnbankigen, Ton- bzw. Tonmergellagen-Standardsteinen.

Die **Gablitzer Schichten**, die dem unteren Eozän zuzuordnen sind, weisen grünlich-graue, kieselige Glaukonitsandsteine sowie graue dickbankige Quarzsandsteine und Mergelschiefer mit Nummuliten auf. (vgl. THENIUS 1974: 89ff.; WESSELY 2006: 85)

Flyschsüdzone

Die **Laaber Decke**, die durch die Hauptklippenzone von der Flyschzone getrennt wird, weist ebenso Oberkreide und Alttertiärablagerungen auf. Die Kaumberger, Laaber-, und die Hütteldorfer Schichten die als älteste Schichtglieder bunte Tonschiefer mitführen, bilden die Basis der Flyschsüdzone.

Die **Hütteldorfer Schichten** sind mittel- bis grobkörnige glimmerreiche Sandsteine, die auch dünne sandige Mergellagen aufweisen können. Die Lagerungsverhältnisse sowie die wenigen Fossilien lassen auf die ältere Oberkreide als Zeitrahmen schließen.

Die **Kaumberger Schichten** treten in Form bunter Tonschiefer mit dünnen kalkigen Sandsteinbänken auf.

Die **Laaber Schichten** sind als Sandsteine, Tonschiefer und Tonmergel verbreitet. Obwohl eine arme Mikrofauna und das Fehlen von Leitformen eine Alterseinstufung behindert, konnte man mit Hilfe von Nummulitenfunden die Laaber Schichten dem Paläozän-Eozän zuschreiben.

Die **Hois Schichten** sind reich an Sandsteinlagen und dem Ober- Paleozän sowie Untereozän zuzuordnen.

Schiefertone und Tonsteine mit spärlichen Sandsteinbänken aus dem Untermitteloazän prägen die **Agsbach Schichten**.

Es lässt sich daher zusammenfassen, dass das Alter der Flyschgesteine in allen Zonen vom Neokom (untere Kreide) bis zum Mitteloazän reicht. (vgl. ebd.)

Tabelle 4: Ablagerungen der Flyschzone (relevante Information rot umrandet) (Quelle: THENIUS 1974: 90)

Zeitgliederung		westliches Niederösterreich	Nord-Einheit (Greifensteiner- und Kahlenberger Teildecke)		Süd-Einheit (Laaber Decke)	
EOZÄN	Mittel-		Steinberg-Flysch	-	-	
	Alt-			Greifensteiner Schichten	Gablitzer Schichten	
PALEOZÄN	Jung-	-		Bunte Schiefer		
	Alt-	Mürbsandstein-führende "Oberkreide"	Glaukonit-sandstein-serie	Alt-leng-bacher Schichten	-	
K R E I D E	Ober-	Maastricht	-	Bunte Schiefer	Quarzite u. Schiefer	
		Campan	Bunte Schiefer Zementmergel-Serie (Mergel- Mergelschiefer u. Tonmergelschiefer)	Wörderner Schichten	Mergel, Kahlenberger Schichten	Kaumberger Schichten
		Santon			Mergelschiefer und Tonmergel-Schiefer	
		Coniac	Bunte Schiefer			Hütteldorfer Schichten
		Turon	Reiselsberger Sandstein		"Bunte" Schiefer	
		Cenoman	Bunte Schiefer		-	-
K R E I D E	Unter-	Gault	Gaultflysch	Gaultflysch (Tonschiefer, Bändersandsteine)		
		Neokom	"Neokomflysch" (Kalksandsteine, Fleckenkalke und Breccienlagen)			

Klippenzone

Im Bereich der Flyschzone treten, wie bereits erwähnt, auch Klippenzonen auf.

Die Klippenzone besteht aus verschleppten Fragmenten aus unterschiedlichen Entstehungsräumen und tritt einerseits innerhalb der Flyschzone von St.Veit bis an die westlichen Randbezirke von Wien (**Hauptklippenzone**) auf, andererseits erstreckt sie sich in Form eines Streifens am Südrand der Flyschzone von der westlichen Landesgrenze nach Osten bis gegen Hainfeld (**Grestener Klippenzone**). Im Südosten der Flyschzone spricht man von der **St. Veiter Klippenzone**. (vgl. THENIUS 1974: 97)

Laut WESSELY (2006) vertritt die Hauptklippenzone das Ultrahelvetikum, den paläogeographischen Bereich zwischen Helvetikum und Penninikum. Die St. Veiter Klippenzone wird als Teil des Flysches verstanden und somit dem penninischen Bereich zugeordnet. (vgl. WESSELY 2006: 95ff.)

Die Klippenzonen werden vor allem hinsichtlich ihres Gesteins, dem Klippenkern und der Klippenhülle unterschieden. Sie setzen sich über eine Vielfalt von Gesteinen zusammen, von Tonschiefern über Mergel, Kalke, Sandsteine bis hin zu Konglomeraten und Breccien.

Von der Flyschzone sind die Klippenzonen nur schwer zu trennen, da sich das Gestein nur geringfügig unterscheidet. Es benötigt genaue Untersuchungen. Es besteht jedoch kein sedimentärer Kontakt zwischen Flysch- und Klippengesteinen, weshalb die Lagebeziehungen nur tektonisch bedingt sind. (vgl.: THENIUS 1974: 97ff.; WESSELY 2006: 95ff.)

Die ältesten Schichten der St.Veiter Klippenzone sind die **Kössener Schichten**, die dunkle, geschichtete Mergelkalke und dünnblättrige Mergelschiefer mit Fossilien sind. Die **Grestener Schichten** des älteren Jura, die sowohl in der St. Veiter, als auch in der Hauptklippenzone zu finden sind, sind fossillere Arkosesandsteine und lassen sich auf eine küstennahe Seichtwasserfazies zurückführen. Ebenfalls sind Schiefer-tone mit Sandsteinlagen, Kohlenflözen, Grestener Schiefer, Sandkalke, Fleckenmergel und schwarzgraue Mergel weitere Schichtglieder. Die Grestener Arkose bildet das Aufbereitungsprodukt des kristallinen Untergrunds, der sich durch Gerölle und Schürflinge kennzeichnet. Zudem sind die Grestener Schichten reich an Fossilien wie Muscheln und Ammoniten. Ebenso zur St. Veiter Klippenzone zählen die **Hohenhauer-Wiese-Formation mit Posidonienmergeln** und mergeligen Sandsteinen und die **Rotenberg-Formation** mit rot-grünen-grauen Radiolariten. Die **Neuhauser Schichten** des mittleren Juras, der Hauptklippenzone, sind grobklasitisch-kalkige Gesteine mit exotischen Geröllen bzw. feinsandige Kalke mit Ammoniten und vor allem bei Neuhaus bei Waidhofen an der Ybbs zu finden. Sie werden der Hauptklippenzone zugeschrieben. Es folgen die **Zeller Schichten**, die durch graue bis grüne, tonige Mikrite, Posidonienmergel und Kieselkalke gekennzeichnet sind. Die Ober-Jura und Unterkreideablagerungen im Hangende bestehen überwiegend aus Kalke, Kalkmergel und Kieseltonen mit Aptychen. Die Kalke enthalten oftmals Hornsteinknollen und Lagen aus roten, grünlichen Hornsteinen (Radiolarite). Die **Konradsheimer Schichten** bestehen aus Arzbergkalke und -mergel und Blassensteinschichten aus dem Neokom. Die **Scheibsbach Schichten** und **Stollberger-schichten** sind der Unterkreide zuzuordnen. Diese weisen dunkle Mergelschiefer bis hell verwitterte Mergelkalke auf. Im Bereich der Schottenhofzonen sind jener Zeit die

Salmansdorfer Schichten sowie die **Bartberg-schichten** mit dunklen Schiefertonen und seltenen, hellen Kalken zuzuordnen. Im Bereich der Schottenhofzone bestehen die Schichtglieder, die meist zur Flyschzone gezählt werden, aus den **Purkersdorfer Schichten** mit dickbankigen Sandsteinen und dünnen Mergelzwischenlagen und den **Sieveringer Schichten** mit ebenfalls dickbankigen Sandsteinen, plattigen Tonschiefern und feinsandigen Tonmergelschiefern mit Pflanzenhäcksel. Es handelt sich dabei um Gesteine der Flyschfazies. Zum Alttertiär werden die Schottenhofschichten mit Breccien und Konglomerate mit Kristallingeröllen und Lithothamnien gezählt. Die **Michaelerberg-schichten** sind als Sandstein, Mergel, Tonschiefer und harte Glaukonitsandsteine ausgebildet. In der Unterkreide beginnen auch Ablagerungen der Klippenhülle, die aus bunten Mergeln bestehen und auch als Buntmergelserie bezeichnet wird. Diese Buntmergel sind in der Flyschzone als Fenster zu finden und mit Gesteinen der Flysch- Klippen- und Molassezonen verschuppt. Die Buntmergel sind Schichtglieder aus der jüngsten Unterkreide bis zum Obereozän. Der Klippenhüll-flysch besteht aus flyschähnlichen roten, grünlichen und dunklen Schiefertonen und mergeligen Tonschiefern mit glimmerigen Sandsteinen. (vgl.: ebd.)

Tabelle 5: Ablagerungen der Klippenzonen (Quelle: THENIUS 1974: 99)

		Schottenhofzone (= Grestener Klippenzone, Haupt- Klippenzone und Buntmergelserie)	St. Veiter-Zone (= Pienidische Klippenzone)
ALT- TERTIÄR		Fleckenmergel mit Breccien, konglom. Sandsteine, rote Mergel m. geleg. klastischen Einschaltungen	Michaelerberg- Schichten Schottenhof- Schichten Bernreiter Breccie
KREIDE	Ober-	Bunte Mergel und Fleckenmergel mit klastischen Einschaltungen (Ton-)	Bunte Schiefer Sieveringer Schichten Purkersdorfer Schichten
	Unter-	Mergel Bunte Schiefer Bartberg-Schichten Schneibsbach- Schichten.	Salmansdorfer (= Stallberger) Schichten Blassenstein- Schichten
JURA	Ober-	Aptychen- Kalke Arzberg- Mergel Arzberg-Kalke Konradshaimer Schichten	weiße Aptychen und Hornsteinkalke Rotenberg- Schichten Rote Crinoiden- Kalke Radiolarite, Kieseltonen
	Mittel-	Zeller Schichten Kieseltonen und Posidonien- Schichten Neuhaus Schichten	Kalkmergel Posidonien-Mergel Schiefertone
	Unter-	Grestener Schichten (Arkosen, Schiefertone Kohlen, Schiefer und Sandsteinkalke)	Kalksandsteine Ton- und Mergelschiefer Grestener Schichten
TRIAS	Ober-	-	Kössener Schichten Hauptdolomit
	Mittel-	-	-
	Unter-	-	? Quarzit

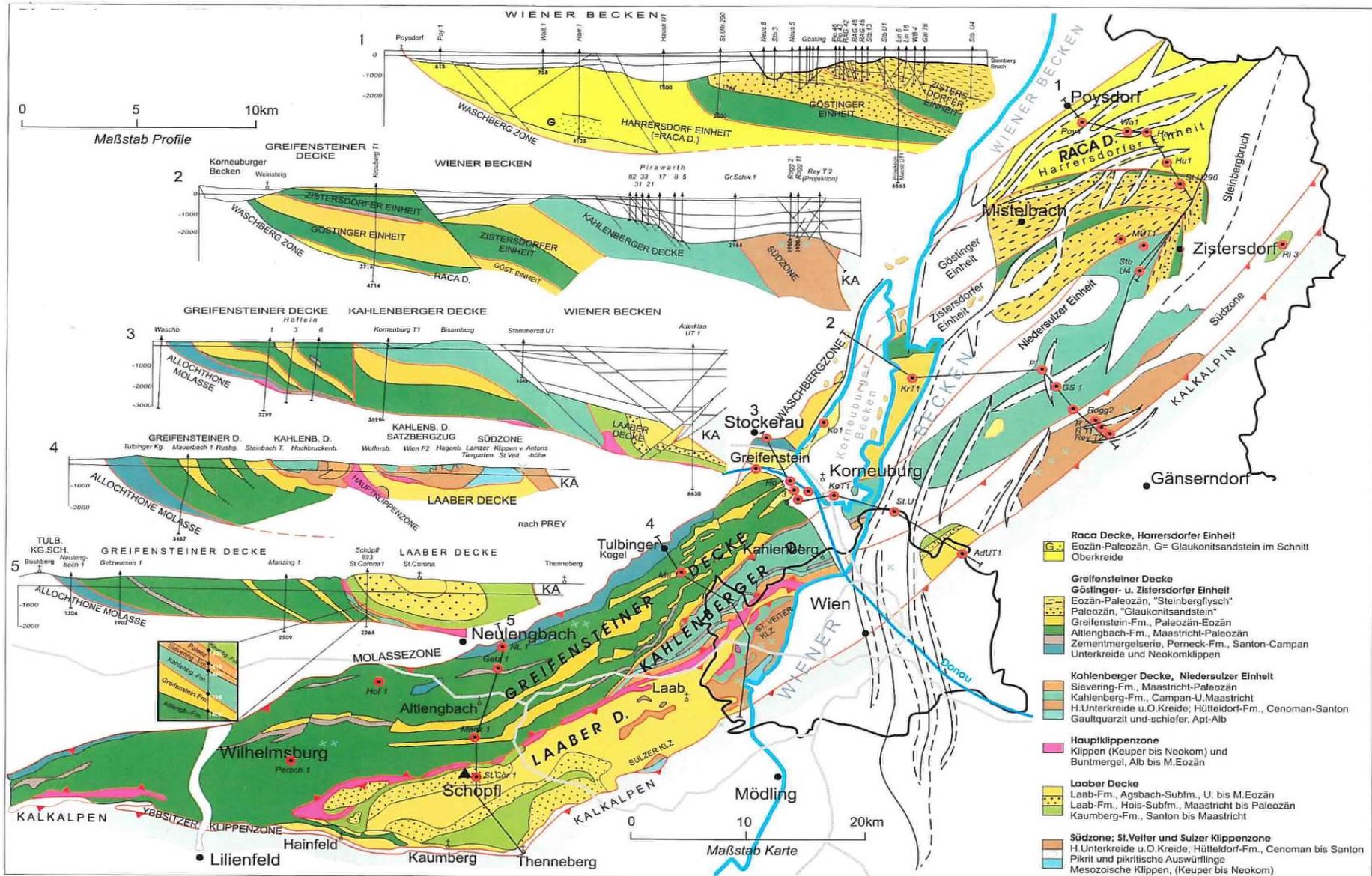


Abbildung 8: Tektonischen Einheiten der Flyschzone vom Wienerwald bis unter das nördliche Wiener Becken (Quelle: WESSELY 2006: 88)

3.2.3. Tektonische Einheiten

Da es sich bei der Flyschzone um einen stratigraphisch-tektonischen Begriff handelt, wird im Folgenden der tektonische Aspekt erläutert.

Bei der Zuordnungsbestimmung der Flyschzone sind sich viele WissenschaftlerInnen uneinig, weshalb es zu unterschiedlichen Parallelisierungen kommt. THENIUS (1974) behauptet, dass sich die (rhenodanubische) Flyschzone der Ostalpen weder dem Helvetikum, noch dem Ultrahelvetikum, sondern nur dem Penninikum zuordnen lässt. Von diesem Standpunkt wird auch in dieser Arbeit ausgegangen.

Flysch versteht sich demzufolge als das typische Sedimentgestein der Penninischen Decken. Die Gesteine der penninischen Decken sind Reste des penninischen Ozeans, der ein im Jura entstandener Ausläufer des Atlantiks war. Bei der Schließung des Ozeanbeckens im späten Paläogen wurde das Becken von den ostalpinen Decken überfahren und dann gemeinsam auf das helvetische Schelf geschoben.

Die meisten Grenzlinien sind dadurch bedingt, dass sich das Flysch auf die Molasse- bzw. Waschbergzone geschoben hat, während sich die Kalkalpen im Süden über das Flysch schoben. Einige Bereiche, wie das Korneuburger- und Wiener Becken sind Randbrüche. Im Bereich des Wiener Beckens senkt sich das Flysch unter deren jungtertiäre Sedimentfüllung und bildet deren Untergrund im nordwestlichen Becken (siehe auch Abb. 8). Aus der west-östlichen Streichrichtung in die süd-westliche und nord-östliche Richtung der Westkarpaten schwenkt das Flysch um, um sich den Karpaten anzugleichen. Die rhenodanubische Flyschzone macht den überwiegenden Teil der penninischen Decken am Nordrand der Ostalpen aus.

Das Ultrahelvetikum ist in Antiklinalen neben dem Flysch oft als langgestreckter und dünner „Streifen“ zu erkennen, die des Weiteren als „Streifenfenster“ bezeichnet werden. Neben diesen Fenstern ist die Flyschdecke durch eine Falten tektonik mit nach Norden gerichteten, isoklinalen Falten gekennzeichnet. Eine überwiegende Deckenbildung konnte daher, bis auf die Laaber, Kahlenberger, und Greifensteiner Decke im Wienerwald, wie ursprünglich angenommen, nicht erkannt werden. Die Deckenbewegungen existieren seit dem oberen Obereozän, da Schichten des tieferen Obereozäns noch in Flysch und Helvetikum erhalten sind. Hinweise dafür sind eingegleitene Schollen und Gerölle des Helvetikums und Flysch am Alpenrand von Bad Hall und im Untermiozän ost-südöstlich Tullns. Danach dürfte die Deckenbewegung zum Stillstand gekommen sein. Ein beträchtlicher Teil von Flysch ist ursprünglich durch die

Deckenbewegungen, insbesondere durch das Gewicht des Deckenstapels der Kalkalpen, in die Tiefe gedrängt und durch Erosion entfernt worden. (vgl. GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT 2015: 29ff.; PREY 1980: 199f.; SCHNABEL 2013: 38f.; THENIUS 1974: 85ff.)

Das Gestein der rhenodanubischen Flyschzone weist, wie bereits erwähnt, auf tektonische Bewegungen in Form von Falten und Schuppen hin. Es besteht aus wurzellosen, tektonisch verfrachteten Einheiten, die in Kombination mit faziellen und stratigraphischen Unterschieden, eine Unterscheidung, in die bereits stratigraphisch erläuterten, drei Einheiten ermöglicht (siehe auch Abbildung 9):

- | | | |
|------------------------|---|----------------|
| 1) Greifensteinerdecke | } | Flyschnordzone |
| 2) Kahlenbergerdecke | | Flyschsüdzone |
| 3) Laaberdecke | | |

Ad 1: Greifensteiner Decke

Die in der Nordzone gelegene Greifensteiner Decke entspricht im tektonischen Baustil der Schuppung und überkippten Falten. Die Struktur lässt sich aufgrund von sechs verschiedenen Schuppen der Oberkreide und des Eozän nachvollziehen. Sie ist in etwa bis zu 10km breit, wird gegen Nordosten etwas schmaler und erstreckt sich bis über die Donau. (vgl. PREY 1980: 199ff.; THENIUS 1974: 105ff.)

Ad 2: Kahlenberger Decke

Die Kahlenberger Decke weist Formen des Faltenbaus auf. Sie wird unterteilt in den Kahlenbergzug, mit Fortsetzung ins Gebiet des Bisambergs und dem Satzbergzug, der im Südosten mit der St. Veiter Klippenzone verbunden ist. Sie erstreckt sich zwischen Pressbaum und der Donau und bildet ein etwa „dreieckiges“ Areal. Der westliche Lappen der Kahlenberger Decke bildet den Nordrand der Hauptklippenzone. (vgl. ebd.)

Ad 3: Laaber Decke

Die Laaber Decke ist durch eine Großmuldenstruktur gekennzeichnet. Diese reicht von der Hauptklippenzone bis hin zum Kalkalpenrand und wird im Südwesten durch die Antiklinale der Kaumberger Schichten unterteilt. Die Laaber Decke liegt zwischen der Hauptklippenzone, dem Kalkalpenrand und dem Satzbergzug. (vgl. ebd.)

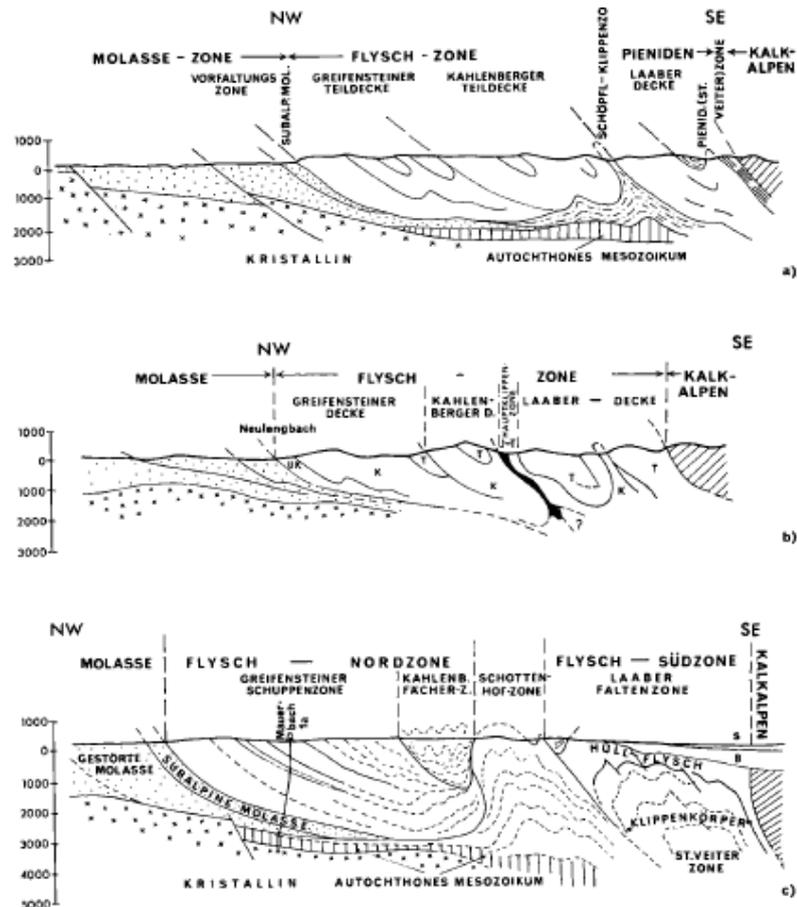


Abbildung 9: Profile der nordöstliche Flyschzone von Niederösterreich (Quelle: THENIUS 1974: 88)

3.3. Klima

Niederösterreich ist ein klimatisch sehr heterogenes Bundesland, was sich auch im Untersuchungsgebiet widerspiegelt.

Das Bundesland liegt zwar in der warm-gemäßigten Klimazone Mitteleuropas, aber es können je nach Großwetterlagen kontinentale, atlantische und mediterrane Einflüsse wirksam werden, die die Klimaeigenschaften verschiedener Landschaftsräume modifizieren. Die absolute Seehöhe sowie Luv- und Le-Effekte spielen dabei eine ebenso große Rolle wie die Höhenlagen. In Niederösterreich ergeben sich daher erhebliche klimatische Unterschiede, die vom alpinen/subalpinen über das baltische Hochlandklima bis zum Pannonikum im Osten reichen können. Dementsprechend unterscheiden sich auch die Jahresniederschläge erheblich. In den Hochlagen der Eisenwurzten betragen die Jahresniederschläge um die 2000mm, in den niederösterreichischen Kalkalpen 1800mm bis 1500mm, während im Wienerwald kaum noch 1000mm erreicht werden. Die jährlichen Niederschläge im Untersuchungsgebiet reichen daher

von Osten mit 400-600mm/Jahr bis zu 2000mm in den südlichen und westlichen Regionen. Trotz relativ kalter Winter bleiben die Schneemengen eher gering.

Das Pannonikum (mit subkontinentalem Einfluss), das sich vom Weinviertel über das Marchfeld in das Wiener Becken erstreckt, wozu beispielsweise Klosterneuburg und der Bisambergzug zählen, weist nahezu eine Niederschlagsarmut mit ca. 600mm Jahresniederschlagsmenge auf und ist durch häufige Trockenperioden und schneearme Winter geprägt. Die Jahresmitteltemperatur in diesem Gebiet schwankt zwischen 9,0°C und 10°C. Dieses Gebiet ist somit nicht nur die trockenste Region des Untersuchungsgebietes, sondern auch von Österreich. Die Klimaregion Donauraum, von den Niederungen im Westen Niederösterreichs bis hin zum Bisamberg, worauf der Großteil des Untersuchungsgebiets entfällt, weist sowohl atlantische Einflüsse mit feucht-kühlen Wetterlagen, als auch pannonische Einflüsse mit Trockenperioden auf. Die Jahresniederschlagssummen betragen um die 840mm/Jahr, die Jahresmitteltemperatur 11°C. (vgl. HARLFINGER 1999: 106ff.; AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG 2007:48, 2008:45, 2017b, 2017c; LIMA ET AL. 2017: 944; HEILIG ET SALZER 2013: 103ff)

Es kann daher für die Flyschzone in Niederösterreich aufgrund der verschiedensten Lokalklimata keine generalisierte Aussage getroffen werden.

Im Vergleich zum Rest Österreichs bzw. Niederösterreichs kann man jedoch erkennen, dass die jährlichen Niederschlagssummen des Untersuchungsgebietes von <500mm bis hin zu max. 1500mm reichen und somit vergleichsweise geringe Mengen sind. (siehe Abbildung 10)

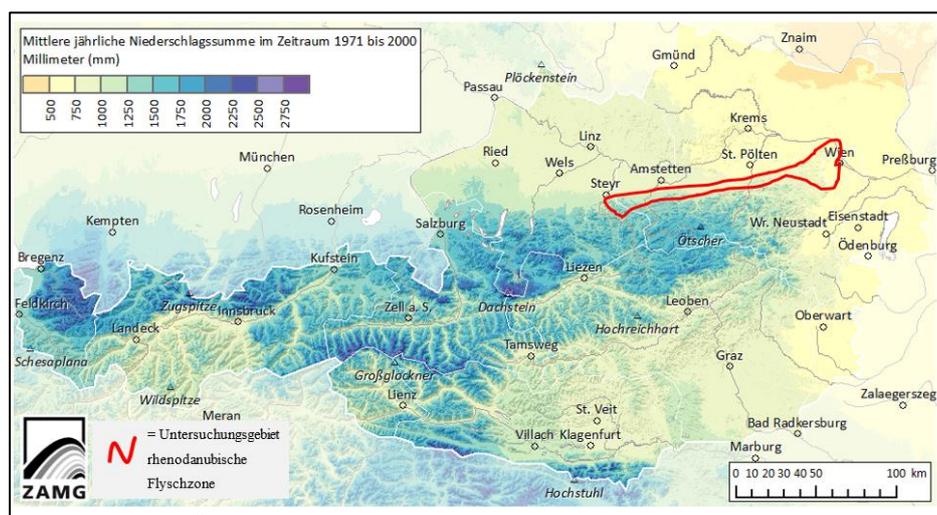


Abbildung 10: Mittlere jährliche Niederschlagssumme im Zeitraum 1971-2000 (Quelle: ZAMG 2017a).

In Abbildung 11 ist ersichtlich, dass die jährlichen mittleren Niederschlagssummen in der Flyschzone in Niederösterreich im Sommerhalbjahr höher sind als im Winterhalbjahr. Dies könnte u.a. auf Starkregenereignisse, die in der Sommersaison vermehrt stattfinden, zurückzuführen sein, wobei aufgrund der mittleren Niederschlagssummen nicht direkt auf Extremereignisse geschlossen werden kann. Weiterführend, zur Analyse des Hangrutschungsauftretens, sollte zudem nach Saison differenziert werden. Beispielsweise kann man in der Region von Klosterneuburg erkennen, dass die mittleren Niederschlagssummen im Winterhalbjahr 1-250mm betragen, im Sommerhalbjahr jedoch 251-500mm. Ebenso stiegen in Neuhofen an der Ybbs die mittleren Niederschlagssummen im Sommerhalbjahr von 251-500mm auf 501-700mm.

In den Niederschlagsdiagrammen (Abbildung 12) sind die Monatsmittel der Bezirke a) Amstetten von 1996-2005 und b) Scheibbs 1994-2003 abgebildet. Diese beinhalten unter anderem diverse Klimastationen wie Opponitz, Sonntagberg, Steinakirchen am Forst, etc., die auch zur Berechnung der Schwellenwerte dieser Arbeit herangezogen werden. Sie bestätigen ebenfalls die Annahme, dass die mittleren Niederschläge im Sommer, vor allem im Juli, höher sind, wobei es vor allem im Bezirk Scheibbs einzelne Stationen gibt, die einen höheren mittleren Niederschlag in den Wintermonaten aufweisen.

Es lässt sich daher die Annahme aufstellen, dass in den Sommermonaten aufgrund der höheren Niederschläge verstärkt mit Hangrutschungsaufkommen zu rechnen ist.

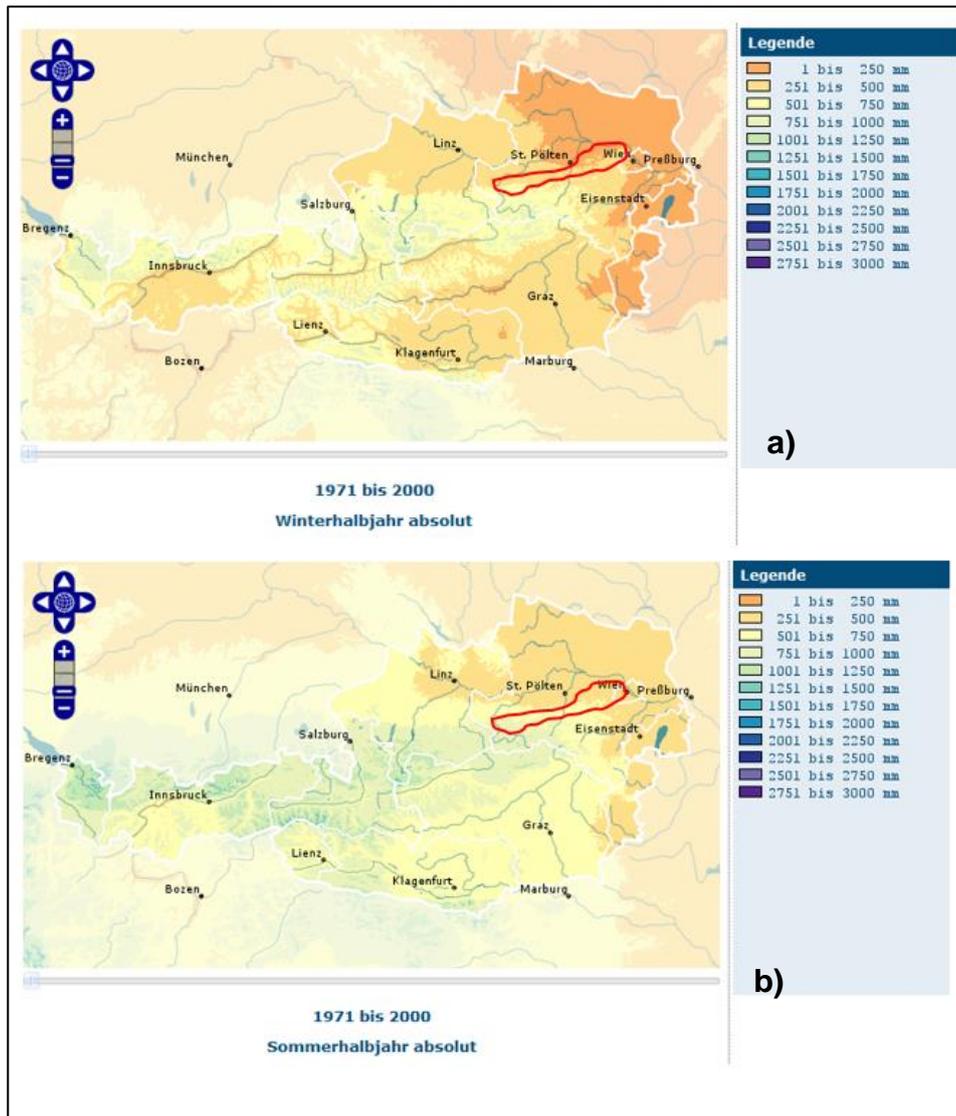
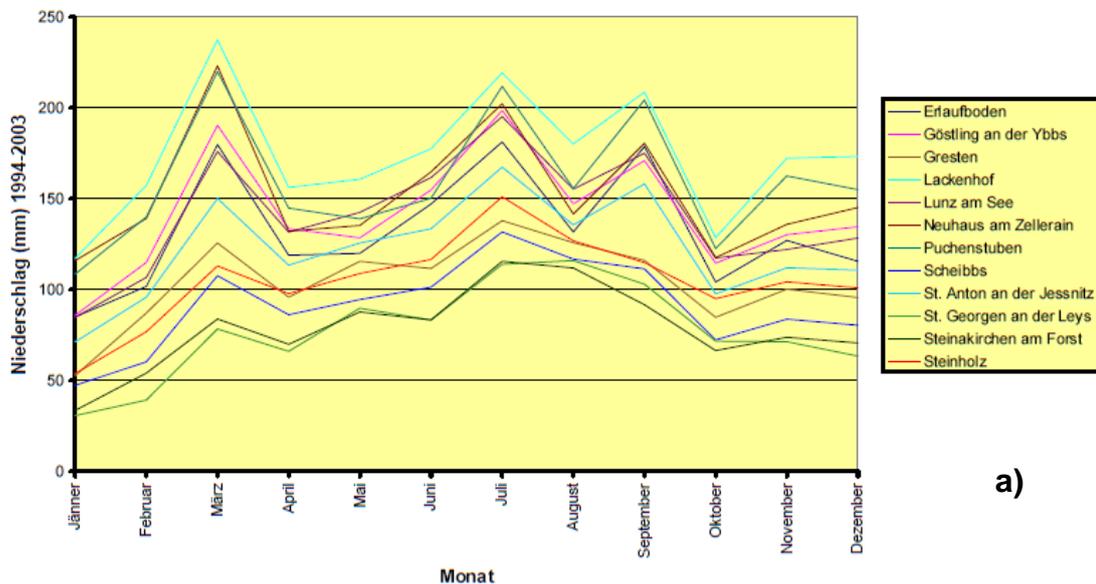


Abbildung 11: Vergleich jährliche mittlere Niederschlagssummen der a) Sommer- und b) Winterhalbjahre im Zeitraum 1971-2000 (Quelle :ZAMG 2017b)



a)

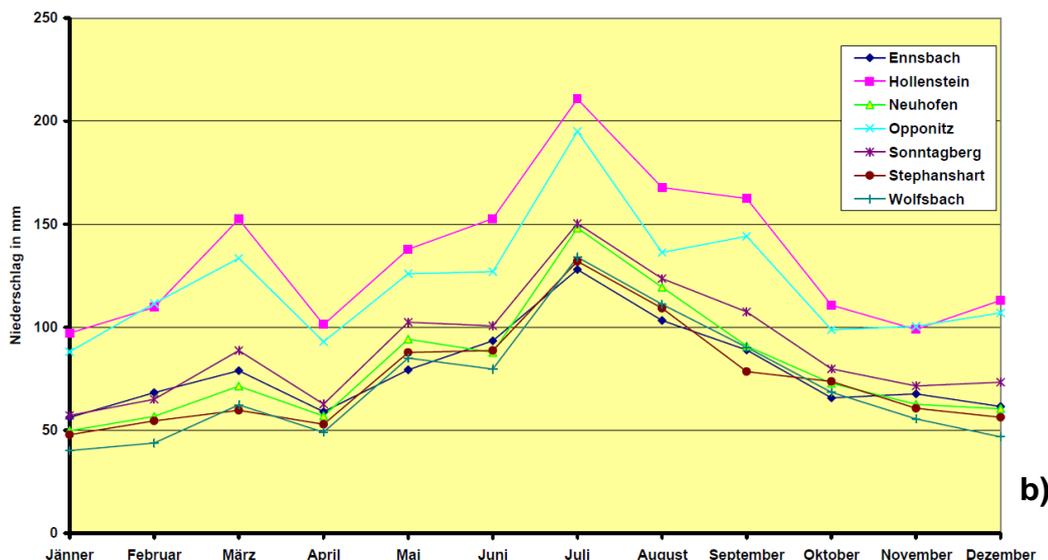


Abbildung 12: Niederschlag Monatsmittel a) 1996-2005 Bezirk Amstetten und b) 1994-2003 Bezirk Scheibbs (Quelle: AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG 2008: 49; AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG 2004: 43)

3.4. Hydrologie

Die Hydrologie der Flyschzone wird durch das undurchlässige Hartgestein, Tone und Tonmergel beeinflusst. Das Gestein wirkt wasserstauend und bestimmt damit auch die Grundwasserbildung, die aufgrund dessen auf Klüftzonen oder wenige Meter der Verwitterungsdecke beschränkt ist. (vgl. GATTINGER 1980: 585)

Vor allem Mergel und Tonschiefer wirken aufgrund ihrer Undurchlässigkeit wasserstauend, wodurch es eben in jenen Gebieten vermehrt zu Hangrutschungen und langsamen Bodenkriechen kommt. Zudem weisen sie nur ein sehr geringes Speichervermögen auf, was wiederum das Abflussverhalten der Fließgewässer beeinflusst, die zu rasch anschwellenden Hochwässern neigen.

Ton- und schluffreiche Böden mit feinen Poren weisen überdies geringere Infiltrationsraten auf als sandreiche Böden mit großen Poren. Demnach ist die Region stark von oberflächennahem Abfluss geprägt.

Flyschbäche sind aufgrund der geringen Breitenausdehnung der Zone eher selten. In der Flyschzone in Niederösterreich liegen jedoch große Donauzubringer, wie die Ybbs, Pielach, Erlauf, Traisen, die Melk und Willdungsmauer, die die Durchflussverhältnisse zudem entscheidend mit beeinflussen. (vgl. FINK ET AL. 2000: 32f; DAVID-LABOR ET HEILIG 2000: 101ff.; NEUHÄUSER ET AL. 2012: 9)

Das Abflussregime der Flyschzone kann anhand der Traisen als komplex und pluvio-nival klassifiziert werden. Das Abflussregime beschreibt den Wasserhaushalt in seinen

zeitlichen Änderungen in Zusammenhang mit den bestimmenden Faktoren Niederschlag, Temperatur, Evapotranspiration, Geologie und Geomorphologie sowie Boden und Vegetation, wobei der mittlere jährliche Niederschlag den mittleren jährlichen Abfluss am meisten bestimmt. Dabei spielt nicht nur die Niederschlagsmenge, die Verteilung und Häufigkeit eine Rolle, sondern insbesondere auch die Intensität. Ist diese größer als die Infiltrationsrate, so tritt vor allem Oberflächenabfluss auf. Ebenso spielt der Anfangsfeuchtegehalt eine Rolle. Fester Niederschlag, wie Eis und Schnee, erhöht bei der Schmelze zusätzlich den Abfluss. Bei den geomorphologischen Faktoren hat das Gefälle des Hanges bezüglich des Oberflächenabflusses eine große Bedeutung. Umso steiler das Gefälle, desto höher der Oberflächenabfluss.

Im Falle des komplexen pluvio-nivalen Regimes treten zwei Abflussmaxima auf. Das Hauptmaximum im März/April ist durch die Schneeschmelze in Kombination mit Frühjahrsniederschlägen und das sekundäre Maximum im Sommer durch starke Niederschläge bedingt. (vgl. NACHTNEBEL ET AL. 2001:36; MADER ET AL. 9ff.; 41)

3.5. Bodeneigenschaften

Aufgrund des heterogenen Klimas, Unterschiede in der Geländemorphologie sowie anthropogene Einflüsse weisen auch die Bodentypen des Untersuchungsgebietes durchaus Differenzen auf. Der Einfluss des Flysches als leicht verwitterbares, basenreiches Substrat, führt jedoch häufig zu sehr kalkhaltigen Böden.

Wie in der Bodenkarte von Abb. 15, zu erkennen ist, dominieren in der Flyschzone der Pseudogley und Gley (zu 59%), die wasserstauende Eigenschaften aufweisen. Silikatische, saure Braunerden sowie sandige, podsolige Braunerden, mit gut verwittertem B-Horizont, sind zu 15% vertreten. Im Gebiet des Wienerwaldes gibt es schwere, alte Bodenbildungen mit tiefliegender Stauhorizont, und leichterem Oberboden, der zum Austrocknen neigt. Es überwiegen in dieser Gegend wieder Pseudogleye und schwere Parabraunerden (zu 25%), die zum Teil alte Reliktböden sind. (vgl. KILLIAN ET AL. 1994: 32ff.; AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG 2008: 39ff.)

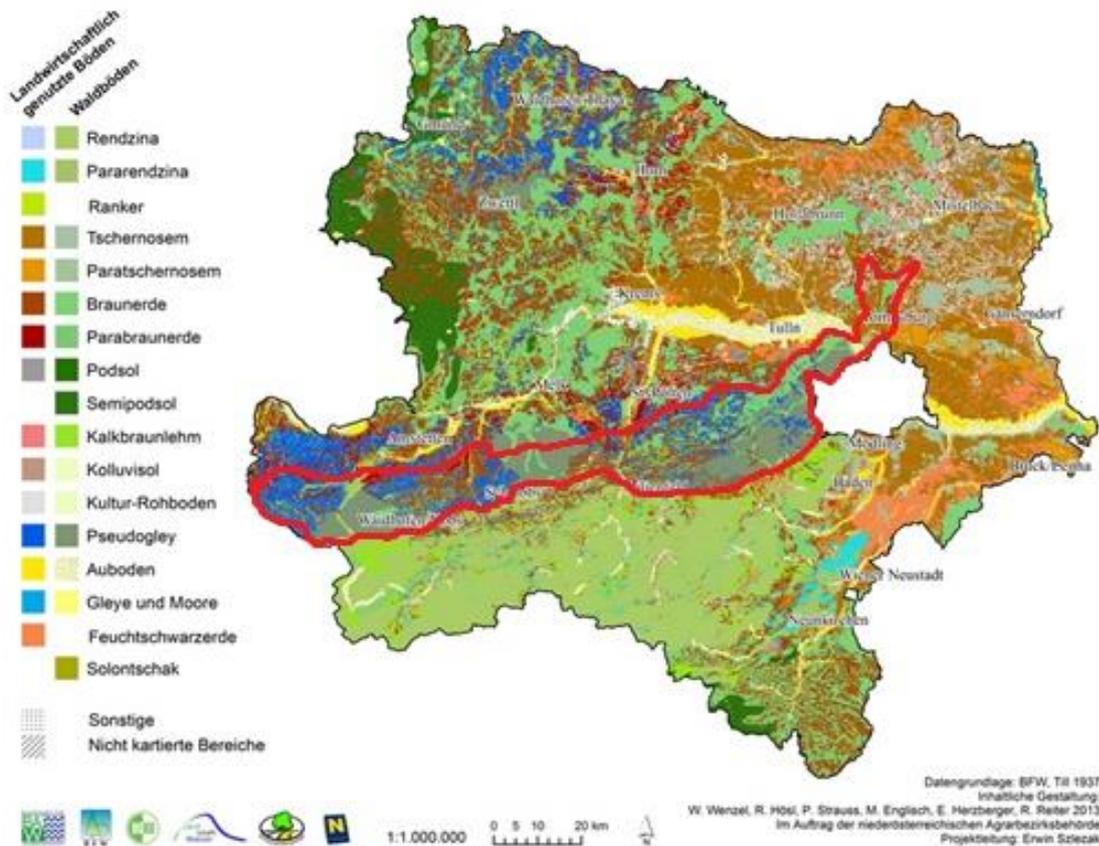


Abbildung 13: Bodenkarte Niederösterreich (Quelle: SZLEZAK 2015: 15)

3.6. Vegetation

Niederösterreich ist das flächenmäßig größte und naturräumlich vielfältigste Bundesland. Dies zeigt sich auch in der Artendiversität der Flyschzone. (vgl. AMT DER NÖ LANDESREGIERUNG 2015:3.)

Bezüglich der Flora und Fauna spielt die Höhenlage eines Gebietes eine große Rolle, aber auch der Boden und die klimatischen Bedingungen sind nicht zu vernachlässigen. Die Flyschzone erstreckt sich über mehrere regionale Klimata und versteht sich mit 200 bis max. 600m Höhe als ein relativ niedriges Gebiet, was auch als colline bis submontane Lage bezeichnet wird. Grundsätzlich sind am Alpennordrand Stieleichen-Hainbuchenwälder und wärmeliebende Traubeneichen-Hainbuchenwälder (meist an wärmebegünstigten Hängen) sowie am niederösterreichischen Alpenostrand Busch- und Hochwälder mit Flaumeichen, die sonnige, trockene und kalkreiche Standorte benötigen, und Traubeneichen- Zerreichenwälder vorherrschend. Letztere gedeihen überwiegend auf warmen, mäßig sauren Standorten. Blaugras als dealpine Art ist in der collinen Stufe des Alpenostrandes über Silikatuntergrundbeständen ebenfalls zu finden. Ebenso sind auf der collinen Stufe Feuchtwiesen und Flussauen, aufgrund der

Wasserundurchlässigkeit des Grundes weit verbreitet. Zudem findet man auf dieser Hügelstufe anthropogen verursachte Mähwiesen, Weiderasen, Äcker und Obstgärten. Auf kleinen Terrassen ist zumal auch des Öfteren Weinbau zu finden. (vgl. HÜBL ET AL. 2007: 17ff.; KILLIAN 1994: 32ff.).

Der südöstliche Wienerwald besteht zu 34% aus Flysch und wird von Laubmischwäldern dominiert. Stellenweise gibt es Wiesen, die man bei fast allen ökologischen Standortbedingungen und Böden finden kann. Es dominieren Buchenwälder, Eichen-Hainbuchenwälder, lindenreiche Edellaubwälder und natürliche Schwarzföhrenwälder, die auch als einzigartig und besonders schutzwürdig gelten.

In der Region des nordwestlichen Wienerwaldes (Flyschwienerwaldes) ist ebenso der Wald die dominante Flächenbedeckung. Es überwiegt der Buchenwald, wobei gegen Westen die Fichte zunimmt. Die Offenlandschaft wird von Wiesen, Weiden und Obstbau geprägt sowie in Tälern und Beckenlagen vom Ackerbau.

Die Flyschzone des westlichen Wienerwaldes sowie die westliche Flyschzone zwischen der Traisen, Erlauf, Ybbs und Enns befindet sich auf ca. 300-700 Metern Höhe. Es handelt sich überwiegend um eine Ackerbau-Grünland-Landschaft. Charakteristisch sind auch Hochstamm-Obstwiesen/Obstbaumalleen. Viele der Wälder sind anthropogen verändert worden, wodurch die Fichte dort ihren Einklang gefunden hat. Von großer Bedeutung und unter Naturschutz gestellt sind auch Mager- und Feuchtwiesen. Steile Taleinhänge bieten zudem vielen seltenen Pflanzen und Tieren einen Lebensraum.

In der Flyschzone im Mostviertel herrscht überwiegend intensive Landwirtschaft, die Druck auf naturnahe Lebensräume ausübt. Daher sind naturnahe Wälder in dieser Region nur noch in Donaunähe zu finden. Effizienter Naturschutz u.a. im Zusammenhang mit Klimaschutz ist in Niederösterreich daher ein großes Thema. (vgl. AMT DER NÖ LANDESREGIERUNG 2015: 95ff.)

3.7. Rutschungsaufkommen

In vielerlei fachspezifischer Literatur wird ein zukünftig erhöhtes Rutschungsaufkommen erwartet.

Analysen des Rutschungsaufkommen der letzten Jahre zeigen dabei, dass das Aufkommen von gravitativen Massenbewegungen nicht allein auf die natürliche Disposition, Trigger-Faktoren und kontrollierende Faktoren zurückzuführen ist, sondern dass

der Mensch eben diese sehr stark beeinflusst. Bau von Infrastruktur, Baugruben, anthropogen verursachte Erdbewegungen und Änderungen der ober- und unterirdischen Abflussverhältnisse sowie Rodungen können dabei zu Veränderungen des Rutschungsaufkommens führen. Beispielsweise können alte Rutschungen, die inaktiv waren, bereits durch kleine (menschliche) Eingriffe wieder aktiv werden und zu großflächigen, tiefgreifenden Bewegungen führen. Bei der Analyse und Interpretation des Rutschungsaufkommens muss daher stets differenziert werden. (vgl. GOTTSCHLING 2006: 335)

In Niederösterreich treten überwiegend Erdrutsche, Muren und Steinschläge/Felsstürze auf. Die regionale Verteilung der jeweiligen Arten der gravitativen Massenbewegung hängt indessen, wie in Tabelle 6 ersichtlich, von den geologischen Einheiten des Landes ab. Dabei ist zu erkennen, dass die Flyschzone eben jene Einheit mit den meisten schadensverursachenden Rutschungen ist. 42% der seit 1965 gemeldeten 1100 Rutschungen treten im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit auf. Vor allem wenn man beachtet, dass die Flysch- und Klippenzone nach SCHWENK (1992) nur 8,9% der Fläche der geologischen Zonen in Niederösterreich ausmacht, treten diese Angaben besonders hervor. Die Molassezone, die mit 40,6% der Fläche die größte geologische Einheit bildet, weist mit 16% bei weitem weniger Rutschungsprozesse auf. Mit 1,5% kommt es in der böhmische Masse, der zweitgrößten geologischen Einheit, zu den zweitwenigsten Rutschungen.

Tabelle 6: Verteilung von gravitativen Massenbewegungen in Niederösterreich (Quelle: Gottschling 2006: 335)

	Böhmische Masse	Molassezone (einschl. Tertiärbecken)	Flyschzone	Klippenzone	Kalkalpen	Grauwackenzone	Zentralzone	Anzahl der erfassten Schadensfälle
Erdrutsche	1,5	16,0	42,0	20,0	14,0	0,5	6,0	1100
Muren/Abschwemmungen	8,0	5,0	20,0	5,0	50,0	--	12,0	80
Steinschläge/Felsstürze	45,0	--	4,5	--	41,5	--	9,0	46

Verteilung der Schadensereignisse in Niederösterreich (in %)

Die Rutschungen in der Flyschzone sind, wie bereits erläutert, überwiegend von den Gesteinsfolgen abhängig. Doch nicht nur die Beschaffenheit und Mächtigkeit der Verwitterungsdecke spielen als Dispositionsfaktoren eine Rolle, auch die Neigung des Geländes, die Lage, Tektonik, Gesteinsart, Boden und Stratigraphie sind bedeutende Einflussfaktoren. (vgl. GOTTSCHLING 2006: 335f.; NEUHÄUSER ET AL. 2012: 1ff.; SCHWENK 1992: 620f.)

Eine von NEUHÄUSER ET AL. (2012) durchgeführte, GIS-basierte Gefährdungsmodellierung für Rutschungsprozesse im Flyschwienerwald zeigt Bedingungen, die die Gefährdung erhöhen können und somit als Steuerungsprozesse fungieren. Zu diesen besonderen Einflussfaktoren gehören u.a. tonreiche Schieferzonen, vor allem Gaultflysch, die Nähe zu Störungszonen und Deckengrenzen (0-215m zu tektonischen Linien), hierzu zählen auch intensive Verfaltung und Verschachtelung, die das Gestein tektonisch stark beanspruchen, sowie Offenlandschaften, da die Durchtränkung von Wiesen nach Niederschlägen größer ist, als bei bewaldeten Flächen, wo die Baumkronen einen Teil des Niederschlages bereits abfangen könnten und die Wurzeln bodenstabilisierend wirken. Eine Analyse der Exposition ergab auch, dass nach Norden, Westen und Nord-Westen ausgerichtete Hänge aufgrund der Hauptanströmrichtungen von feuchten Luftmassen eher zu Rutschungen neigen als andere Ausrichtungen. Das Gewässernetz zeigt laut Modellierungen hinsichtlich des Abflusses ebenfalls eine deutliche Korrelation mit den Rutschungsverteilungen. Ebenso weisen Hänge mit einer Neigung von 26-31° eine signifikant hohe Anfälligkeit für Rutschungen auf. (vgl. NEUHÄUSER ET AL. 2012: 6ff.)

4. Datengrundlage

Im vorliegenden Kapitel werden die in dieser Diplomarbeit verwendeten Daten vorgestellt, erläutert und diskutiert. Dabei werden auch Problematiken, die im Zuge der Datenaufbereitung festgestellt wurden, erörtert.

Für diese Arbeit liegt vor allem auf den Ereignisdaten (Hangrutschungsdaten) und den Niederschlagsdaten das Hauptaugenmerk. Die Abflussdaten wurden unter der Annahme, dass diese sich im Laufe der Zeit nicht verändern, bereits berechnet von WALLNER (2012) übernommen.

Eine Übersicht zu den Daten ist in Tabelle 7 gegeben.

Tabelle 7: Übersicht Datengrundlage

Art der Daten	Beschreibung des Datensatzes	Zeitraum	Räumliche Auflösung	Format	Quelle
Ereignisdaten	Zwei Datensätze in den angegebenen Zeiträumen gegeben. Informationen zu den Hangrutschungen über die geologischen Gutachten in PDF oder Wordformat.	1. Datensatz: 1.1.1971 – 31.08.2009 2. Datensatz: 1.1.2009- 31.12. 20	Angaben zur Grundstücks- bzw. Baugrundkatasternummer der Flysch- und Klippenzone Niederösterreichs	Excel, PDF/ Word	Geologischer Dienst Niederösterreich – Amt der niederösterreichischen Landesregierung, Abteilung allg. Baudienst
Niederschlagsdaten	Zwei Datensätze in den angegebenen Zeiträumen gegeben. 1. Datensatz: 39 Wetterstationen 2. Datensatz: 38 Wetterstationen	1. Datensatz: 1.1.1971, 07:00 – 31.08.2009, 07:00 2. Datensatz: 1.1.2009, 07:00 - 31.12.2016, 07:00	Messstellen namentlich verortet, geographische Koordinaten angegeben.	Excel	Hydrographischer Dienst Niederösterreich, Hydrographischer Dienst Oberösterreich
Abflussdaten	3 Pegelmessstellen	01.01.1981, 00:00 – 31.12.2007, 00:00	Messstellen namentlich verortet, geographische Koordinaten angegeben.	Excel	Hydrographischer Dienst Niederösterreich

4.1. Ereignisdaten

Die Ereignisdaten wurden vom geologischen Dienst Niederösterreich, Abteilung allgemeiner Baudienst zur Verfügung gestellt.

Diese liegen einerseits als Excel-Datei vor, andererseits, die geologischen Gutachten bzw. Katastrophenerhebungsblätter, nicht standardisiert, in PDF bzw. Word- Format. Die Excel-Datei dient als Übersicht für alle gravitativen Massenbewegungen in Niederösterreich im Zeitraum vom 1.1.2009- 31.12.2016.

In der Übersicht wird unterschieden nach Sturzprozessen und Rutschungen, wobei für diese Arbeit lediglich die Rutschungsprozesse relevant sind. Widmungen, die ebenfalls im selben Dokument angegeben sind, haben für diese Arbeit keine Bedeutung.

Ebenso sind die politischen Gemeinden, die Katastralgemeinden, Baugrundkataster- und Grundstücksnummern sowie die Stratigraphie und das Gestein angegeben, die eine relativ genaue Lokalisierung des Bewegungsprozesses ermöglichen.

Das Datum entspricht dem Datum des Aktenvermerks, nicht dem des Ereignisses selbst. Daher müssen diese, mit den geologischen Gutachten abgeglichen werden, in denen auch nochmals auf die geologischen Einheiten und den Rutschungsprozess im Detail sowie auf verursachte Schäden eingegangen wird.

4.1.1. Datenaufbereitung

Die Datenaufbereitung erfolgte als ein stufenweiser Prozess. Zuerst mussten die Daten hinsichtlich des Bewegungsprozesses selektiert werden, da nur die Rutschungsereignisse von Bedeutung sind. In einem zweiten Schritt wurden jene Rutschungsprozesse, die nicht in der Flyschzone Niederösterreichs lagen, aus dem

Datensatz genommen. Für diese mussten im Amt der niederösterreichischen Landesregierung die jeweiligen Gutachten mittels Baugrundkatasternummer in der Datenbank ausfindig gemacht werden.

Für die übriggebliebenen 143 Ereignisse im angegebenen Zeitraum wurde mit Hilfe der geologischen Gutachten das (mögliche) Ereignisdatum erhoben. Im selben Schritt wurden auch Kommentare bezüglich des Auslösers für das Auftreten der Hangrutschung übernommen, um die nachfolgenden Interpretationen zu erleichtern. Die Daten von 1971-2009 konnten bereits selektiert von WALLNER (2012) übernommen werden.

4.1.2. Beurteilung der Ereignisdaten

Datenlücken

Die Ereignisdaten von 2009-2016 erweisen sich zum Teil als lückenhaft, was Einfluss auf die Qualität der Analyse haben kann. Von 143 als Hangrutschung klassifizierten Massenbewegungen, konnte nur von 73 ein geologisches Gutachten ausfindig gemacht werden. Dabei konnte für 56 ein genaues, sicheres Datum herausgefunden werden. Für die 17 Hangrutschungen, die keine sicheren Datumsangaben aufweisen, wurde im Gutachten eine ungefähre Einordnung nach Anfang/Mitte/Ende des Monats durchgeführt. Diese wurden anschließend mit den Daten der maximalen täglichen Niederschläge abgeglichen. Dabei wurde für die Analyse jenes Datum herangezogen, das in dem vom Gutachten angegebenen Zeitraum den höchsten, täglichen, maximalen Niederschlag aufweist.

Da sich das Datum im Übersichtsfile auf den Aktenvermerk und im Zuge dessen auf die Begutachtung und nicht auf das Hangrutschungsereignis selbst bezieht, trat mitunter der Fall auf, dass sich ein Aktenvermerk, der 2011 erstellt wurde, auf ein Event von 2008 bezieht. Dabei stellt sich die Frage, inwiefern das „geschätzte“ Datum des Ereignisses korrekt ist, wenn die Begutachtung erst Jahre später stattfand. Über die Größe und das Ausmaß des Rutschungsereignisses sowie über die Frage, ob es sich um eine tiefgründige oder flachgründige Rutschung handelt, gibt es in den Gutachten meist auch keine Hinweise.

Zudem ist zu erkennen, dass Gutachten, die sich auf beschädigtes öffentliches Gut bzw. Infrastruktur beziehen, näher am Ereignisdatum erstellt wurden, als Protokolle zu beschädigtem, privaten Eigentum.

Ebenso können bei der Analyse nur gemeldete Hangrutschungsereignisse berücksichtigt werden. Diese werden zumeist jedoch nur gemeldet, wenn dabei etwas zu Schaden kam, um Hilfszahlungen zur Wiederherstellung zu beantragen. Hangrutschungen mit einer geringen Ereignismagnitude oder an Orten, wo kein Sachschaden zustande kam, wurden daher nicht berücksichtigt, was weiterführend die tatsächliche Anzahl an Rutschungsereignissen verfälscht. Daher stellt sich die Frage, wie viele Hangrutschungen in diesem Zeitraum nicht dokumentiert wurden. Ebenso konnte nicht herausgefunden werden, aus welchem Grund für 70 Ereignisse kein Gutachten aufzufinden ist. Es kann jedoch vermutet werden, da diese vor allem jüngere Ereignisse betreffen, sodass noch keine Begehung des Schadenfalls stattgefunden oder das Ereignis keinen erhebungsrelevanten Schaden angerichtet hat.

Für umfangreichere Analysen wären laut GLADE ET CROZIER (1996) noch zusätzlich Angaben zu Frequenz, Magnitude, Ausmaß der Hangrutschung sowie Rutschungstyp von Vorteil, die im vorliegenden Datensatz jedoch nicht gegeben sind. (vgl. GLADE ET CROZIER 1996)

Unsicherheiten bei der Erhebung der Daten

Die Gutachten sind nicht genormt und basieren auf den subjektiven Einschätzungen und Kompetenzen des jeweiligen Gutachters. Es muss indessen auch berücksichtigt werden, dass sich die Art der Begutachtung, das Expertenwissen sowie Terminologien weiterentwickelt haben. Für die Daten der Katastrophenfälle von 2009-2016 wurde hauptsächlich zwischen Rutschung und Steinschlag unterschieden, wobei auch hin und wieder Widmungen unter den Daten zu finden waren. Dies hängt überwiegend damit zusammen, dass für den geologischen Dienst weniger der Bewegungsprozess selbst im Vordergrund steht, der durchaus genauer klassifiziert werden könnte, sondern das Begutachten von Schäden und möglichen sozioökonomischen Gefahren. Es können sich aber auch andere, menschlich bedingte Fehler in der Datenerfassung zugetragen haben. Bei einer Überprüfung der Gutachten hinsichtlich dessen konnten jedoch nur vereinzelt Irrtümer (z.B. als Katastrophenfall im Übersichtsfile angegeben, jedoch handelte es sich um eine Widmung) ausfindig gemacht werden, die auch zugleich im eigenen Datensatz ausgebessert wurden.

Ebenso kann es bei den Angaben zum Ereignisdatum zu Falschangaben seitens der Geschädigten und/oder Gutachtern gekommen sein. Systematische oder Softwarefehler können auch nicht zur Gänze ausgeschlossen werden.

4.2. Niederschlagsdaten

Die Niederschlagsdaten für das Untersuchungsgebiet stammen in der Periode von 1971 bis 2009 von 39 und jener von 2009 bis 2016 von 38 Messstellen, die einerseits direkt in der Flyschzone des Untersuchungsgebietes, andererseits in naher Umgebung lokalisiert sind (max. Distanz 3km). Die Messstellen, die nicht direkt im Untersuchungsgebiet liegen, wurden inkludiert, um eine bessere Modellgenauigkeit zu gewährleisten, da ihr Ausschluss mehr Konsequenzen mit sich bringen würde als die Distanz. Sie weisen keinerlei Faktoren (z.B. starke Differenz in der Höhenlage, Lee- und Staueffekte) auf, die einen negativen Einfluss auf die Modellgüte hätten. (vgl. WALLNER 2012)

Die Messstelle „Klosterneuburg“ wurde aufgelassen - daher der Unterschied in der Anzahl der Messstellen.

Die neueren Daten (2009-2016) wurden sowohl vom hydrographischen Dienst Niederösterreich, hydrographischen Dienst Oberösterreich als auch von der MA45 (hydrographischen Dienst Wien) zur Verfügung gestellt. Die Daten geben zum einen den Namen der Gemeinde der Messstelle an, zum anderen deren geographische Lage in Form von Koordinaten. Die täglichen Niederschlagssummen werden in Millimeter, von 07:00 bis 07:00 des Folgetages, angegeben. Hierbei wurden nur Werte >0,001mm berücksichtigt.

4.2.1. Datenaufbereitung

Die Daten wurden für die jeweiligen Messstellen in einem separaten Excelfile zugestellt. Daher mussten diese zuerst in einem Dokument zusammengefasst werden. Dabei wurden nur jene berücksichtigt, die auch für den Untersuchungszeitraum relevant sind. In diesem Dokument wurden des Weiteren die maximalen täglichen Niederschläge des Untersuchungsgebietes eruiert und der ADRI berechnet.

4.2.2. Beurteilung der Niederschlagsdaten

Die Niederschlagsdaten können natürlich, so wie alle Daten menschliche, als auch systematisch verursachte Fehler beinhalten. Dennoch wird die Validität dieser Daten als sehr hoch eingeschätzt.

Laut ZAMG können diese Messfehler zum einen durch künstliche Einflüsse, die die meteorologische Elemente überlagern, entstehen, andererseits können schlecht positionierte Messstellen, unzureichender Strahlungsschutz, mangelnde Belüftung der Wetterhütte oder Fehler in der Eichung zu Messfehlern führen. Der systematische Niederschlagsmessfehler unterschätzt zumeist, laut Angaben der ZAMG, den wahren Niederschlag. Dies hängt mit der Deformation des Windfeldes sowie mit der Evaporation und Verdunstungsverlusten der Sammelbehälter zusammen. Spritzwasser und Schneeverfrachtungen verfälschen die Ergebnisse ebenfalls. Die Messfehler sind im Winter oder an Tagen mit hoher Windgeschwindigkeit und Schneeniederschlag im Hochgebirge am größten, während sommerliche Starkregenereignisse in windschwachen Gegenden gut erfasst werden können. Die Niederschlagsfehler reichen im Mittel von 5-10%, während diese bei Schnee und hohen Windgeschwindigkeiten sogar 50% betragen können.

Den Fehlern können aber auch Digitalisierung und Übertragungsfehler sowie Ablesefehler zugrunde liegen. (vgl. ZAMG 2018a)

Eine genaue Überprüfung der Daten hinsichtlich der o.g. Fehlermöglichkeiten ist im Zuge dieser Arbeit nicht vorgesehen. Es wurden jedoch stichprobenartig jene Messstationen mit einer außergewöhnlich hohen Niederschlagssumme mit den umliegenden Messstationen im Untersuchungsgebiet verglichen, wobei keine Fehler zu erkennen waren.

4.3. Abflussdaten und Decay-Faktor

In diesem Kapitel werden die Abflussdaten und der Decay-Faktor aufgeschlüsselt und beschrieben.

4.3.1. Erfassung der Abflussdaten

Die Abflussmessungen des hydrographischen Dienstes Niederösterreich erfolgten über Wasserspiegelmessungen mittels Flügelmessungen und einem Acoustic Doppler

Current Profiler. Um den Abfluss herzuleiten, wurde eine Abflusskurve verwendet. Die Pegelmessstellen befinden sich in:

- Klosterneuburg-Prägarten
- Wöllersdorf
- Schliefauf.

Klosterneuburg- Prägarten und Wöllersdorf vertreten somit den Flyschwienerwald, während Schliefauf den Westen des Untersuchungsgebietes vertritt.

Die Pegelmessstellen liegen nicht in der Hochgebirgsstufe, die das Ergebnis durch eine lange Schneedeckendauer verfälschen könnte. Zudem liegen die Einzugsgebiete zur Gänze in der Flyschzone, da die geologische Einheit dieselbe sein muss. Im Umkreis von 2km um das Einzugsgebiet müssen ebenso mindestens zwei Klimastation vorhanden sein, um einen genauen Abgleich mit den Niederschlägen zu ermöglichen. (WALLNER 2012: 51ff.)

Die Pegelmessstellen weisen ein komplexes Abflussregime ersten Grades auf (siehe Kapitel 3.4.) Der Abfluss gibt das Wasservolumen eines Einzugsgebietes und die Zeit, in der ein bestimmter Abschnitt durchströmt wird, an. Klimatologische, geomorphologische, vegetative und anthropogene Gegebenheiten des Einzugsgebietes sowie der für diese Arbeit wichtigste Faktor, die Geologie, spielen dabei eine sehr große Rolle. Der mittlere jährliche Abfluss ist vom Jahresgang der Niederschläge abhängig, der andere Ergebnisse zu Tage bringen würde, wenn man nur eine bestimmte Jahreszeit betrachtet. Es ist daher eine jahreszeitliche Verteilung des Abflusses zu erkennen. Dieser muss jedoch nicht im Monat mit den höchsten mittleren Niederschlägen am höchsten sein. In den Wintermonaten wird der Niederschlag beispielsweise von Schnee und Eis zurückgehalten. Erst mit der Schneeschmelze steigt auch der Abfluss. In den Sommermonaten senkt wiederum die Verdunstung von Niederschlag die Abflusswerte. (vgl. MADER ET AL. 1996: 10ff.).

4.3.2. Decay – Faktor

Diese drei u.a. weit auseinanderliegenden Standorte wurden gewählt, um die Flyschzone trotz unterschiedlicher Wetterbedingungen gut zu vertreten und mit den Daten der Pegelmessstellen den Decay-Faktor zu berechnen, der letztendlich Aufschluss darüber gibt, wie viel Zeit das Wasser benötigt, um aus dem Boden abtransportiert zu werden. Es wird davon ausgegangen, dass weniger Wasser eines Niederschlagsereignisses noch im Boden vorhanden ist, je länger es zurückliegt.

Ab einer gewissen Niederschlagsmenge kommt es zu einem Anstieg der abzuführenden Wassermenge. Im Hydrographen ist jener Verlauf entscheidend, der zwischen Abflussscheitel und Abklingen des direkten Abflusses stattfindet. Das Ende der Rückgangskurve bildet jene Stelle, ab der nur noch ein Basisabfluss vorhanden ist. Die Werte des Decay-Faktors können nur negativ sein, nachdem die Kurve des Hydrographs auch einen negativen Anstieg aufweist. Je steiler die Kurve, desto schneller entwässert ein Gebiet und desto kleiner ist der Decay-Faktor. (vgl. TUHUA ET AL. 2014: 187ff.)

Der Decay- Faktor für das Untersuchungsgebiet setzt sich letztendlich aus acht Abflussrückgängen für jede Pegelmessstation und deren Mittelwert zusammen.

Dies ergibt einen Wert für das gesamte Untersuchungsgebiet von -1,069625, der von WALLNER (2012) übernommen wurde, da davon ausgegangen wird, dass die Bedingungen des Abflussverhaltens im Untersuchungsgebiet unverändert sind.

Die Berechnungen wurden stichprobenartig überprüft. Es konnten keine Fehler ausfindig gemacht werden.

5. Methodik

Im folgenden Kapitel sollen die dieser Arbeit zugrunde liegenden methodischen Vorgänge erläutert werden (Abbildung 14). Dabei steht der Ablauf der Durchführung des „Antecedent Daily Rainfall Models“ im Vordergrund.

Es wurden die Schwellenwerte und Auftretswahrscheinlichkeiten berechnet und in einem weiteren Schritt mittels Analyse der zwei statistischen Parameter R^2 hinsichtlich ihrer Robustheit überprüft. Eine umfassende Literaturrecherche gibt Aufschluss über den Einfluss des Klimawandels auf Veränderungen der Niederschlagsschwellenwerte.

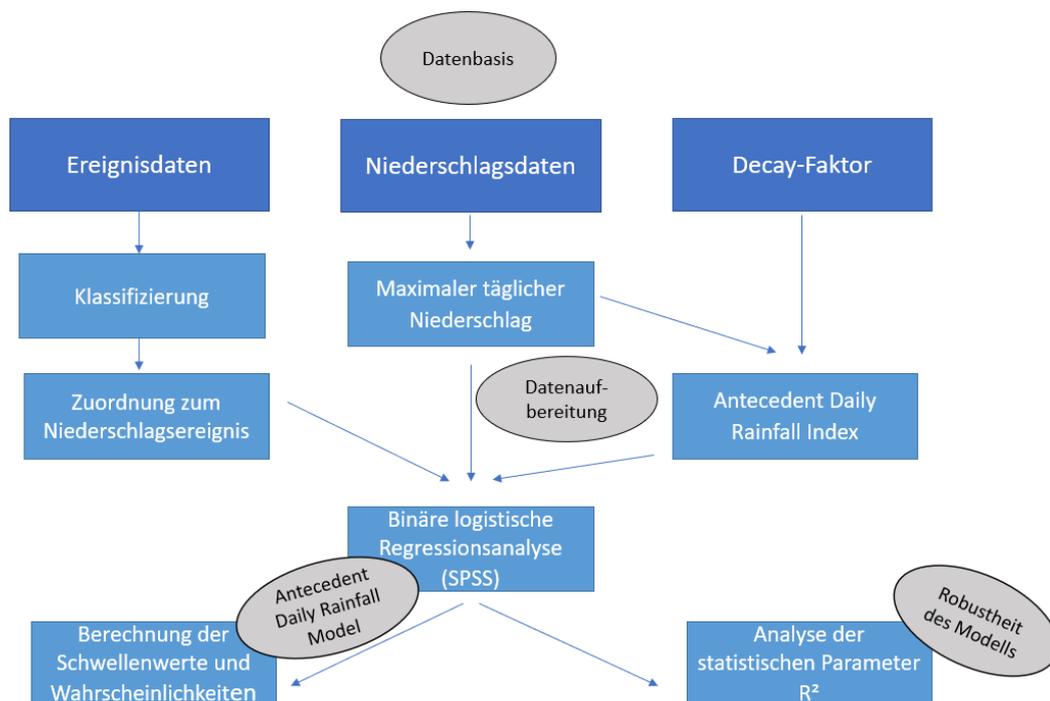


Abbildung 14: Arbeitsschritte des Antecedent Daily Rainfall Models

5.1. Modellbeschreibung und -entwicklung des „Antecedent Daily Rainfall Modell“

In diesem einführenden Kapitel zur Methodik soll die Entwicklung sowie die Ausführung des Modells nähergebracht werden.

Der tatsächliche Einfluss des Regens, als Auslöser von gravitativen Massenbewegungen ist schwer zu definieren, da er vorerst die Hangstabilität beeinflusst, bis ein Grenzwert überschritten und eine Hangrutschung initiiert wird.

Einen genauen Schwellenwert zu berechnen, stellt daher eine Herausforderung dar. Dieser müsse nach CAINE (1980) zumindest eine Kombination aus Regenintensität und Regendauer sein. CAINE legt daher 1980 eine Formel für die allgemeine Schwellenwertberechnung zugrunde, die die zwei genannten Faktoren berücksichtigt.

$$I = 14.82 D^{-0.39} \quad (5)$$

in which I is the rainfall intensity (mm hr⁻¹), and D is the duration of rainfall (hr).

Dabei merkt er an, dass diese Formel nur limitierte Gültigkeit besäße, da sie einerseits nur für Hänge, die keinerlei anthropogenen Veränderungen erfuhren, gültig sei, andererseits berücksichtige diese Formel die unterschiedlichen klimatischen Zonen, Geologien und Topographien nicht. Ebenso außer Acht gelassen wurden Bodenfeuchte und Grundwasserbedingungen. Die Gültigkeit beschränke sich zudem auch nur auf einen Zeitraum von zehn Minuten bis zehn Tage, da bei längeren Perioden der Porenwasserdruck nur mangelhaft herangezogen werden könne. (vgl. CAINE 1980: 23ff.)

CROZIER (1999) verweist unterdessen auf GLADE (1997), der aufzeigt, dass vorhergehende (klimatische) Zustände in manchen Ländern einen erheblichen Einfluss auf die Initiierung von Hangrutschungen hätten und demnach ebenso berücksichtigt werden müssen. In diesem Zusammenhang entwickelt CROZIER (1999) das „*Antecedent water Status Model (AWSM)*“, das besagt, dass der kritische Wassergehalt („*critical water content*“) für die Auslösung von Hangrutschungen verantwortlich sei, da dieser durch den positiven Porenwasserdruck die Kohäsion im Boden reduziert, sodass die Scherfestigkeit zwischen Boden und Material ab- und die Schubspannung zunimmt. Dieser müsse, um eine Rutschung letztendlich auszulösen, überschritten werden, indem der Wassergehalt die Bodenfeuchtekapazität überragt. (siehe Abb.6) Das kritische Wasserlevel konstituiert sich dabei aus vorhergehendem Bodenwasser und dem „Event-Wasser“ (jene Regenfälle am Tage der Hangrutschung). Der „*Soil Water Status*“ (Bodenwasserstatus) ist dabei ein Index des Bodenwassergehalts, basierend auf der klimatisch bedingten Wasserbilanz. Positive Werte des „*Soil Water Status*“ Indizes ergeben sich, wenn der Niederschlag, die potentielle Evapotranspiration und die Bodenspeicherkapazität überschreitet. (vgl. CROZIER 1999)

Die grundlegende Formel des „*soil water status index*“ nach CROZIER (1999) sieht daher folgendermaßen aus:

$$EP_{a0} = kEP_1 + k^2EP_2 \dots + k^nEP^n \quad (6)$$

EP_{a0} = vorhergehende exzessive Regenfälle an Tag 0 in mm;

EP^n = exzessive Regenfälle am n ten Tag vor Tag 0 in mm;

k = Konstante; decay-Faktor (Zerfallsfaktor) [-]

Um den „Bodenwasserstatus“ zu berechnen, müssen zuvor Untersuchungen bezüglich Gesteinsspeicherkapazität, Evapotranspirationsrate und Entwässerungsrate durchgeführt werden. Laut CROZIER (1999) seien abgesehen von diesen auch noch weitere, umfassendere Parameter zur Berechnung von empirischen Schwellenwerten von großem Interesse. (vgl. CROZIER 1999: 825ff)

GLADE ET AL. (2000) entwickelten daher das „*Antecedent Daily Rainfall Model*“ nach CROZIER ET EYLES (1980) auf Basis des Antecedent Daily Rainfall Indizes nach BRUCE und CLARK (1966) (siehe Formel 7), bei dem auch lokale Bedingungen berücksichtigt werden, weiter. Es repräsentiert Regenfälle über eine gewisse Periode vor Tag 0 und die Regenfälle an Tag 0. Dabei wird vor allem der maximale Niederschlag der jeweiligen Tage aller Wetterstationen für die Region herangezogen, da der maximale Niederschlag am ehesten als Auslöser für eine Hangrutschung verstanden werden kann. Der Vorteil dieses Modelles liegt in der Einfachheit der Messung der Bodenfeuchte mittels täglicher Niederschlagsdaten. Bei trockenen Konditionen gibt die Menge des Niederschlags in einer gewissen Periode Aufschluss über die mögliche Speicherkapazität des Bodens. Bei feuchten Bedingungen werden hingegen Informationen über die Menge des Gravitationswassers, das im Boden bestehen bleibt oder abfließt, übermittelt. Sehr intensiver Niederschlag könnte jedoch auch in Oberflächenabfluss resultieren. (vgl. GLADE ET AL. 2000: 1059ff.)

$$r_{a0} = kr_1 + k^2r_2 + \dots + k^n r_n \quad (7)$$

r_{a0} = vorangegangene tägliche Niederschläge an Tag 0 in mm, basierend auf regionalen maximalen Niederschlagswerten

k = Konstante, die den Abfluss der Verwitterungsschicht repräsentiert [-]

r_n = maximale regionale Niederschläge in mm am n ten Tag vor Tag 0. (vgl. ebd.)

Der Faktor k , der Aufschluss über die Abflussdaten gibt und im ursprünglichen Modell nach CROZIER und EYLES (1980) als ganzjährige, konstante Abfluss- und Evaporationsrate herangezogen wurde, stammt jedoch ursprünglich aus Ottawa (US) und kann nicht für alle Regionen herangezogen werden.

Demnach müsse die Konstante genauere lokalere Angaben mit sich bringen. Nach GLADE et al. (2000) müsse der Rezessions-Koeffizient der regionalen Hochwasserganglinie („*flood hydrograph*“) berücksichtigt werden. Dieser sei von vielen geomorphologischen Faktoren wie Relief, Hangneigung, Vegetationsbedeckung, Bodentyp und umliegenden Gewässern abhängig und würde daher regional, entsprechend der Hangkonditionen berechnet werden. (vgl. ebd.)

GLADE et al. (2000) fügten daher den „*Decay-Faktor*“ (siehe auch Kapitel 5.2.1.) dem ursprünglichen „*Antecedent Daily Rainfall*“ Index hinzu, was die Formel folgendermaßen verändert:

$$r_{a_0} = r_1 + 2^d r_2 + 3^d r_3 + \dots + n^d r_n \quad (8)$$

d = Koeffizient d , abgeleitet von der Hydrographischen Rezessions- Kurve [-]

n = Anzahl der Tage vor Tag 0 (vgl. ebd.)

5.2. Vorgehensweise bei der Modellberechnung

Um die Modellberechnungen nach GLADE et al. (2000) durchzuführen, sind vorerst der tägliche maximale Niederschlag und die Ereignisdaten abzugleichen (siehe Kapitel 4). Zur Berechnung des Antecedent Daily Rainfall Indizes sind auch Abflussdaten zur Berechnung des Decay-Faktors notwendig. Die Kalkulation dieser Variable (d) ist noch vor der Berechnung der Indizes und der anschließenden binären logistischen Regressionsanalyse durchzuführen. (vgl. GLADE ET AL. 2000: 1060ff.)

5.2.1. Berechnung des Decay-Faktors

Wie bereits erwähnt, gibt der Decay-Faktor Aufschluss über den regionalen Abfluss des Bodenwassers, ausgehend vom regionalen Rezessionskoeffizienten der Hochwasserganglinie unter Berücksichtigung regionaler geomorphologischer Bedingungen. Er lässt sich grundsätzlich aus der in Formel 9 ersichtlichen Rückgangskurve des Hydrographen ableiten. Um die Rückgangskurve des Hydrographs zu eruieren, sind

Aufzeichnungen über Abfluss, Durchfluss oder Zufluss der Gewässer der Regionen notwendig. (vgl. GLADE ET AL. 2000: 1066ff.)

$$y = cn^d \quad (9)$$

y = Abfluss an einem beliebigen Tag der Rückgangskurve

c = Rückgangskurve

n = Zeit in Tagen

d = Koeffizient der Decay-Kurve (GLADE ET AL 2000:1067)

Ab einer gewissen Niederschlagsmenge kommt es zu einem Anstieg der abzuführenden Wassermenge. Für den Decay-Faktor ist vor allem der Verlauf der Abflusskurve zwischen dem Abflussscheitel und dem Abklingen des direkten Abflusses von Bedeutung. Mit den Rezessionskurven verschiedenster naheliegender Regionen kann folglich ein durchschnittlicher Koeffizient berechnet werden, der die regionale Abflussrate repräsentiert (siehe auch Anhang 1, Abflussrückganglinien). Für diese Arbeit wurden für das Untersuchungsgebiet bereits berechnete Abflussrückgänge von WALLNER (2012) herangezogen. (vgl. WALLNER 2012: 59f.)

Die berechneten Abflussrückgänge an den Pegelmessstellen Schliefauf, Wöllersdorf und Klosterneuburg repräsentieren daher den Decay-Faktor der Flyschzone. Er setzt sich aus acht Abflussrückgängen für jede der drei Pegelmessstellen zusammen.

Tabelle 8: Decay-Faktoren der Einzugsgebiete Wöllersdorf, Schliefauf, Klosterneuburg (Quelle: WALLNER 2012: 63)

Pegelmessstelle	Durchschnittliche Steigung der Kurve	Bestimmtheitsmaß [R ²]
Wöllersdorf	- 1,365625	0,986
Schliefauf	-1,16215	0,986
Klosterneuburg/Praegarten	- 0,682	0,986

Die in Tabelle 8 aufgelisteten Werte ergeben einen durchschnittlichen Decay-Faktor für die Flyschzone von -1,069925, der für die weiteren Schwellenwertberechnungen herangezogen werden wird.

Das Bestimmtheitsmaß mit 0,986 weist daraufhin, dass die Abflussrückgänge gut durch eine Potenzfunktion vorherzusagen sind. Das Modell besitzt daher eine gute Anpassungsgüte.

Die Standardabweichung des Mittelwertes beträgt 0,420, der Standardfehler 0,086. Werden die drei Einzugsgebiete separat betrachtet, so nimmt die Standardabweichung, auch wenn die Einzugsgebiete in derselben geologischen Einheit liegen, ab. (vgl. WALLNER 2012: 61ff.)

5.2.2. Antecedent Daily Rainfall Index.

Die Berechnung des Antecedent Daily Rainfall Indizes (ADRI) erfolgt nach Formel 8 unter Heranziehung der täglichen maximalen Niederschläge des Untersuchungsgebietes.

Dieser wird für 5, 10, 15, 20 und 30 Tage berechnet, wobei der ADRI 10 am besten geeignet ist, da er den geologischen Gegebenheiten und somit den Abflussraten des Untersuchungsgebietes entspricht. (vgl. GLADE ET AL. 2000)

5.2.3. Binäre logistische Regression

Bevor die binäre logistische Regression durchgeführt werden kann, müssen die täglichen maximalen Niederschlagswerte den Ereignisdaten gegenübergestellt werden. Diese werden nach „Hangrutschung tritt auf“ und „Hangrutschung tritt nicht auf“ kategorisiert. Jene Hangrutschungsereignisse, für die kein sicheres Ereignisdatum existiert, werden dabei dem höchsten täglichen maximalen Niederschlag der gegebenen Periode zugeordnet und der Klasse „Hangrutschung tritt auf“ zugeschrieben (in einem zweiten Modelldurchlauf werden die Hangrutschungsereignisse auch dem ADRI10 zugeordnet – siehe Kapitel 7.2.).

Die Klassen fungieren bei der Modelldurchführung als abhängige Variable und weisen eine binäre Struktur auf. Anschließend wird eine binäre logistische Regressionsanalyse mittels SPSS 24 durchgeführt. Die binäre logistische Regression untersucht dabei die Abhängigkeit einer dichotomen Variable (das Auftreten von Hangrutschungen oder nicht) von anderen unabhängigen Variablen (täglicher maximaler Niederschlag; ADRI). Es wird somit die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens des Ereignisses in Abhängigkeit von den Werten der unabhängigen Variablen berechnet. (vgl. BÜHL 2014: 458f.)

Für diese Arbeit wurde demnach die Wahrscheinlichkeit, dass eine Hangrutschung auftritt (P), in Abhängigkeit mit den unabhängigen Variablen, dem täglichen (r) und dem vorangegangenen täglichen Niederschlag (r_a) berechnet.

Es lässt sich mit Hilfe der Konstante und dem Regressionskoeffizienten die Aussage treffen, wie hoch der tägliche Niederschlag, oder ADRI sein muss, um mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit eine Rutschung zu initiieren.

Die folgende Regressionsgleichung kann für die Berechnung der Schwellenwerte mit den jeweiligen Wahrscheinlichkeiten herangezogen werden. (vgl. ebd.)

$$\text{Log} \frac{P}{1-P} = b_0 + b_1 r + b_1 r_a \quad (10)$$

Dabei entspricht

P = Wahrscheinlichkeit für das Auftreten einer Hangrutschung;

b = Regressionskoeffizient

r = täglicher maximaler Niederschlag in mm

r_a = vorangegangener täglicher Niederschlag in mm

Diese Gleichung basiert auf der allgemeinen Berechnung der Wahrscheinlichkeit für das Eintreten eines Ereignisses:

$$p = \frac{1}{1 + e^{-z}} \quad (11)$$

wobei

$$z = b_1 + x_1 + b_2 * x_2 + \dots + b_n * x_n + a \quad (12)$$

x = Werte der unabhängigen Variable

b = Koeffizienten basierend auf den Berechnungen der binären logistischen Regression

a = Konstante (vgl. ebd.)

5.2.4. Erstellung eines Streudiagrammes

Anschließend werden Streudiagramme erstellt, die eben jene Beziehung zwischen den Ereignisdaten und den unabhängigen Variablen darstellen sollen. Dabei wurde der ADRI auf der x-Achse aufgetragen, der tägliche, maximale Niederschlag auf der y-

Achse. Die Rutschungsereignisse wurden farblich markiert. Die Geraden stellen Schwellenwertlinien mit den jeweiligen Eintrittswahrscheinlichkeiten dar.

5.3. Analyse des statistischen Parameters R^2

Um die Robustheit eines Regressionsmodells zu eruieren, gäbe es vielerlei statistische Anwendungsmethoden, wie den F-Test, Kreuzvalidierungsverfahren, u.v.m. Das unkomplizierteste Tool, das auch für diese Arbeit angewandt wird, ist jedoch die Analyse des R^2 (Bestimmtheitsmaß). Dieses lässt Annahmen darüber treffen, inwiefern sich die erklärende Variable zur Vorhersage der zu erklärenden Variable eignet. Demnach ist das R^2 ein vernünftiger und vor allem schneller Indikator der Anpassungsgüte und gibt Aufschluss über die Robustheit des Modells. Je besser die Güte, desto robuster ist das Modell. (vgl. RENAUD ET VICTORIA-FESER 2010)

Die Parameter des Cox & Snell und Nagelnerkes R^2 werden als Bestimmtheitsmaße für diese Untersuchung herangezogen und geben den "Anteil der durch die logistische Regression erklärten Varianz" wider. (BÜHL 2014; 461) Diese können Werte zwischen 0 und 1 annehmen, wobei je größer der Wert, desto besser die Güte des Modells. (vgl. BÜHL 2014: 442) Um die Robustheit des Modells hinsichtlich der Größe des Datensatzes zu analysieren wurde in 10 Jahresschritten die Anzahl der Daten erhöht. Das Modell wurde erneut durchgeführt und die jeweiligen R^2 verglichen. Dies soll eine Aussage ermöglichen, ob die Güte des Modells besser wird, je größer der Datensatz wird.

6. Ergebnisse: Einfluss von Klimaänderungen auf Rutschungsereignisse

In diesem Kapitel sollen die Ergebnisse der Effekte, die Klimaänderung bzw. der Klimawandel auf das Hangrutschungsverhalten sowie auf Niederschlagsschwellenwerte haben, diskutiert werden.

Dabei stehen die Forschungsfragen „*Inwiefern hat sich die Anzahl der Hangrutschungen im Zeitraum von 1971 bis 2016 in Hinblick auf den Klimawandel verändert?*“ und „*In welchem Ausmaß können Klimaänderungen auf Niederschlagsschwellenwerte einwirken?*“ im Vordergrund.

Die vielfach verbreitete Annahme, dass durch eine Zunahme der Niederschlagsintensität aufgrund des Klimawandels die Anzahl der Hangrutschungen zunehmen würde, wird an dieser Stelle erörtert. In diesem Zusammenhang wird auch analysiert, ob eine

Korrelation zwischen Veränderungen von Niederschlagsschwellenwerten und Klimaänderungen existiert. Vor allem stehen dabei die Untersuchung von Veränderungen des kennzeichnendsten Triggerfaktors Niederschlag als auch in weiterer Folge Änderungen verschiedenster Klimavariablen, die Einfluss auf die bodenstabilisierenden Kräfte haben, im Mittelpunkt. (vgl. GASSNER ET AL. 2015: 429)

Hierfür wurden sowohl die Niederschlagsdaten und die Hangrutschungsereignisse analysiert als auch eine Literaturanalyse durchgeführt.

6.1. Aktueller Sachstand zu Klimaänderungen im Untersuchungsgebiet

Im Folgenden wird zuerst beschrieben, wie Klimaänderungen im Allgemeinen zu Tage treten und welche Effekte sie nach sich ziehen können. Anschließend werden die aktuellen Niederschlags- und Temperaturtrends für Österreich und das Untersuchungsgebiet, vor allem auch in Hinblick auf Extremereignisse, vorgestellt. Folglich werden auch die Folgen möglicher Änderungen, insbesondere die Nachwirkungen auf die Hangstabilität, erläutert.

6.1.1. Klimaänderungen im Allgemeinen

Laut AAR14 wird global gesehen seit Beginn der Industrialisierung 1880 eine Erhöhung der mittleren Temperatur von $+1^{\circ}\text{C}$ verzeichnet. In Österreich beträgt diese Erhöhung sogar 2°C , wobei der hauptsächliche Anstieg ab 1980 zu erkennen ist. Diese Veränderungen sind überwiegend anthropogen bedingt. Treibhausgase, die durch Verbrennung fossiler Brennstoffe, Veränderungen in der Landnutzung und diverse andere Emissionen entstehen, haben erheblichen Einfluss auf die Klimasubsysteme wie die Atmo-, Hydro-, und Biosphäre, die weiterführend für den Energie-, Wasser-, und Kohlen- sowie den Spurenstoffaustausch relevant sind. Die Energiebilanz der Erde, basierend auf der solaren Strahlung und deren Absorption, Emission und Reflexion, spielt für das Gleichgewicht des Klimasystems eine überaus bedeutende Rolle (siehe Abb. 15). Veränderungen im Energiehaushalt durch die o.g. Faktoren beeinflussen demnach viele weitere Variablen, so auch den Wasserhaushalt. Der steigende Wasserdampfgehalt, bedingt durch höhere Temperaturen in der Atmosphäre, führt zu positiven Rückkopplungseffekten und verstärkt somit die Erwärmung. (vgl.: KROMP-KOLB ET AL. 2014: 68ff.)

Klimaänderungen, die sowohl der natürlichen Variabilität als auch dem menschlichen Einfluss unterliegen können, sind durchaus sehr komplex und zeigen sich primär in Form von Veränderungen in der Temperatur, des Niederschlags, der Einstrahlung und der Verdunstung. Verändern sich diese Prozesse, können diverse geomorphologische Prozesse ebenso beeinflusst werden. (vgl.: ebd.) Demnach wird auch in dieser Arbeit davon ausgegangen, dass der Klimawandel den Niederschlag beeinflusst (hat) und in weiterer Folge das Auftreten von Hangrutschungen.

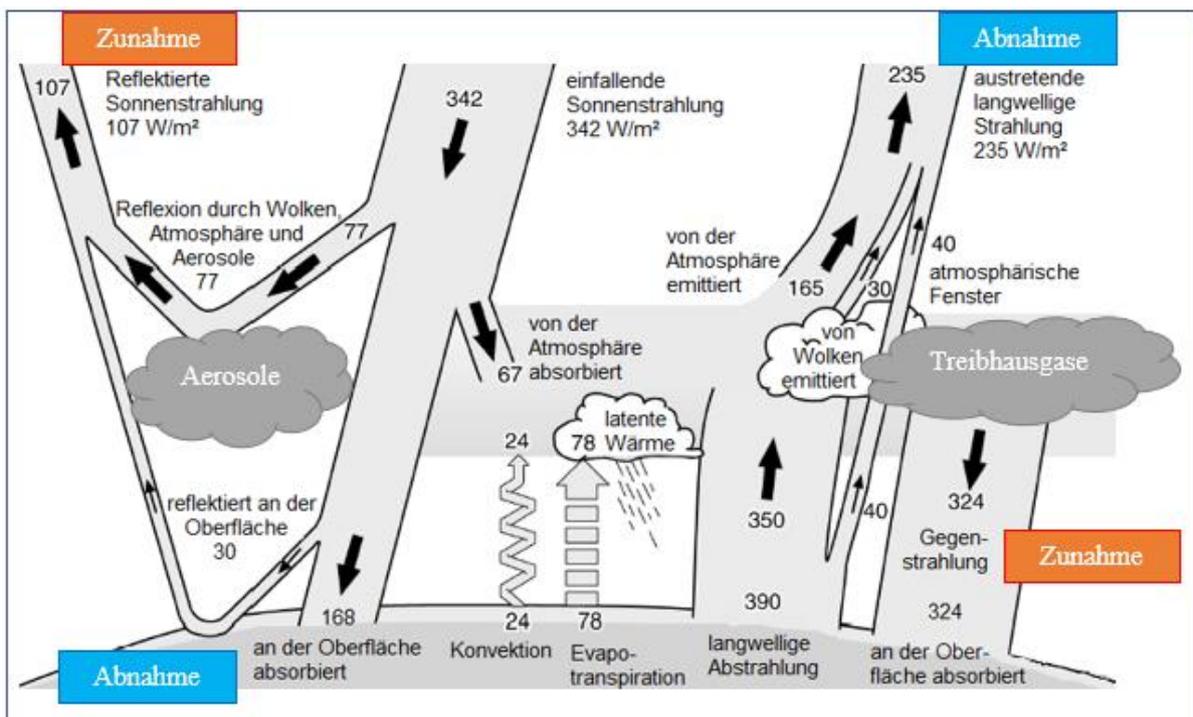


Abbildung 15: Effekte des menschlichen Eingriffes auf die mittlere jährliche und globale Energiebilanz in W/m^2 (Quelle: ZAMG 2018b; bearbeitet nach Intergovernmental Panel on Climate Change 2013: 14ff.)

6.1.2. Temperatur- und Niederschlagstrends in Österreich

In Österreich sind daher nicht nur Änderungen in der Temperatur zu erkennen, sondern auch bei den Niederschlägen und dem Abfluss - zwei erhebliche Einflussfaktoren zur Auslösung von Hangrutschungen.

Niederschlagstrends können jedoch nur für Teilregionen betrachtet werden, da diese sehr stark regionalen Unterschieden unterliegen. So wäre zukünftig eine durchschnittliche jährliche Zunahme der Niederschläge im Winterhalbjahr von 10% und eine Abnahme im Sommerhalbjahr von 10-20% zu erwarten. Mehrere Modelle zeigen, kontrovers zu dieser Verallgemeinerung, eine Zunahme der Niederschläge nördlich der Alpen im Frühjahr, Sommer und Herbst, während im südlichen und westlichen Teil des

Alpenraumes Abnahmen zu erkennen sind. Für das Untersuchungsgebiet müssen diese Werte daher separat betrachtet werden.

Von 2005 bis 2010 konnte für Niederösterreich eine sehr warme und sonnige, gleichzeitig aber auch sehr niederschlagsreiche Phase im Sommerhalbjahr (Juni, Juli, August) beobachtet werden. (vgl. KROMP-KOLB ET AL: 84f; HEILIG ET SALZER 2013: 111) Das Amt der niederösterreichischen Landesregierung stellt in den Jahren 1961-2016 für das Untersuchungsgebiet, der Flyschzone Niederösterreich, eine signifikante Erhöhung der mittleren Lufttemperatur im Sommer von 1,7°C und im Winter von 1,4°C fest. Die Hitzetage im Sommer nehmen um 8 Tage zu, die Niederschlagssummen steigen um etwa 25mm, wobei dieser Wert nicht signifikant ist. Durch den Temperaturanstieg ist auch mit einer zeitlichen Verschiebung der Vegetationsperiode, die demnach früher einsetzen würde, zu rechnen. (vgl. AMT DER NÖ LANDESREGIERUNG 2017a; 2017b.)

Die Temperaturzunahmen führen einerseits zu erhöhter Evapotranspiration, wodurch die Vorfeuchte des Bodens bzw. des Lockergesteins reduziert wird, weshalb das System stärkere Niederschläge verkraften könnte. Im Gegensatz dazu führen erhöhte Temperaturen auch zu einer zusätzlichen Wasserfreisetzung durch die Schneeschmelze, sofern zuvor Niederschlag in fester Form gefallen ist, wobei die Niederschläge in Form von Schnee wiederum durch höhere Temperaturen zurückgehen können. Die Frosttage gehen laut Amt der NÖ Landesregierung (2017a; b) ebenso um 6 Tage signifikant zurück. Die Richtung der Änderungen der Niederschläge bis zum Ende des 21. Jahrhunderts kann bislang jedoch nicht zuverlässig beurteilt werden. (vgl. AMT DER NÖ LANDESREGIERUNG 2017a; 2017b; KROMP-KOLB ET AL. 2014: 68ff)

6.1.3. Extremereignisse

Von Relevanz ist ebenso die Zunahme von Extremereignissen, die jedoch statistisch schwer zu erfassen sind, da die Klimadaten und -modelle in (klein)räumlicher und (lang)zeitlicher Auflösung nicht zur Genüge verfügbar sind. Seit 1950 konnte jedoch eine Zunahme der überaus heißen Tage und warmen Nächte sowie eine Abnahme der kalten Tage und Nächte festgestellt werden. Ebenfalls haben großräumige Extremniederschläge seit 1980 zugenommen, die laut diversen Klimamodellen zukünftig, vor allem im Herbst und Frühling weiterhin zunehmen sollen. (vgl.: KROMP-KOLB ET AL. 2014: 85f.) HEILIG und SALZER (2013) konnten durch ihre Langzeitreihe

von 1896-2012 feststellen, dass Höchstwerte der Temperaturen, aber auch Spitzenwerte der Niederschläge in den Zeitraum ab 1980 fallen. (vgl.: HEILIG ET SALZER 2013: 110) LOIBL et al. (2007) in GASSNER et al. (2015) verweisen darauf, dass zwar die Frequenz der Niederschläge im Untersuchungsgebiet zurückgehen wird, vor allem im Sommer und Herbst, jedoch nehme die Intensität zu. (vgl.: GASSNER ET AL. 2015: 430) Diese Trends sind jedoch weder signifikant noch einheitlich. Es lassen sich zudem keine sicheren Voraussagen bezüglich Intensität und Häufigkeit der Ereignisse treffen. (vgl.: KROMP-KOLB ET AL. 2014: 68ff.)

6.1.4. Klimaeffekte und ihre Auswirkungen auf die Hangstabilität/ Disposition eines Hanges

Im Zusammenhang mit den soeben genannten Änderungen muss untersucht werden, inwiefern diese Einfluss auf das Rutschungsverhalten nehmen, weshalb die Hangstabilität und vorbereitenden Faktoren nicht außer Acht gelassen werden dürfen. In diesem Kapitel soll daher analysiert werden, welchen Effekt die oben erläuterten Klimaänderungen auf die Disposition eines Hanges haben können, wodurch dieser anfälliger für Rutschungen werden könnte.

Im Falle von intensiven, kurzzeitigen Niederschlägen ist vor allem mit spontanen Rutschungen und Muren zu rechnen. Diese sind zumeist flachgründig. Tiefgründige Rutschungen bewegen sich zumeist kontinuierlich und hängen mit dem Porenwasserdruck und dem Grundwasserlevel zusammen. (vgl. CROZIER 2010: 262; KROMP-KOLB ET AL. 2014: 68ff). Aufgrund von längeren Trockenphasen könnte das langsame Bodenkriechen und die Wasserzufuhr durch Schneeschmelzen verringert werden und durch die erhöhte Verdunstung die Rutschungsaktivität ebenfalls zurückgehen. Es scheint daher plausibel, dass die flachgründigen Rutschungsereignisse durch kürzere, intensivere Niederschläge zwar zunehmen, da die Kohäsion reduziert und positiver Wasserporendruck aufgebaut wird, während tiefgründige durch längere Trockenphasen rückgängig sein können. (vgl.: KROMP-KOLB ET AL. 2014: 68ff)

Laut HUGGEL et al. (2012) spielen jedoch nicht nur die Änderungen im Niederschlag beim Hangrutschungsverhalten eine Rolle, sondern auch die veränderte Hangstabilität bedingt durch die veränderten klimatischen Bedingungen. Durch die Veränderung der Frequenz und/oder Intensität der Niederschläge käme es nicht nur zu einer Beeinflussung der Inflationsraten und des Porenwasserdrucks, sondern auch zu einer

veränderten Erosionswirkung des Hanges. Die Vegetationsbedeckung, die sich aufgrund der Klimaänderung ebenso verändert, hat gleichermaßen Einfluss auf die Hangstabilität. (vgl. HUGGEL ET AL. 2012: 77f.) Diverse Veränderungen der Klimavariablen können daher die unterschiedlichsten Auswirkungen auf die Hangstabilität haben. Einige davon, insbesondere jene, die für das Untersuchungsgebiet relevant sein könnten, sind in Tabelle 9 ergänzend nachzulesen.

CROZIER (2010) misst der veränderten Hangstabilität, vor allem dem Wasserhaushalt des Hanges, ebenso die größte Bedeutung zu. Des Öfteren wird behauptet, dass höhere Niederschlagsintensitäten direkt vermehrt zu Hangrutschungen führen würden. CROZIER (2010) betrachtet dies jedoch differenzierter und widerspricht dieser verallgemeinernden Aussage mit dem Konzept des „kritischen Wassergehalts“ (siehe Kapitel 5.1.). Demnach ist vor allem dann, wenn das kritische Wasserlevel im Boden überstiegen wird, eine Hangrutschung möglich. In trockenen Perioden benötige es daher mehr Regen, um das kritische Wasserlevel zu übersteigen und ein Rutschungs-event auszulösen als in feuchteren Perioden. Es muss dem Boden mehr Wasser zugeführt werden, als er abführen kann. Demnach müsste ein Rückgang des totalen Niederschlags, trotz Zunahme der Intensität, zu stabileren Hangverhältnissen führen. CROZIER (2010) merkt dahingehend an, dass die Infiltrationskapazität die Aufnahme von Niederschlag in den Boden bestimmt, wodurch verstärkte Niederschlagsintensität lediglich in Oberflächenabfluss resultiert. Dennoch fügt CROZIER (2010) auch hinzu, dass der Effekt der Zunahme der Niederschlagsintensität für die jeweiligen Untersuchungsgebiete separat betrachtet werden muss, denn je unstabiler ein Hang ist, desto eher reagiert der Hang auf (klimatische) Veränderungen der Triggerfaktoren. (vgl. CROZIER 2010: 262)

Ferner haben auch höhere Temperaturen einen Effekt auf die Stabilität von Hängen, jedoch nicht nur einen positiven in Form von einer höheren Evapotranspirationsrate. In der Wintersaison kann beispielsweise die Schneeschmelze beschleunigt werden. Daraus resultiert eine Steigerung des Oberflächenabflusses, was Einfluss auf die Bodenerosion hat, sowie eine erhöhte Infiltration des Wassers in den Boden, wodurch der Porenwasserdruck steigt und die Scherfestigkeit abnimmt. Der Hang wird instabiler und anfälliger für Rutschungen.

Das Auftauen von Permafrost ist ebenfalls ein durch den Klimawandel hervorgerufenen Problem, das auch Einfluss auf die Hänge und das Gestein hat, jedoch ist dieser Betrachtungspunkt für das Untersuchungsgebiet nicht von Relevanz. (vgl. GARIANO ET GUZZETTI 2016: 238)

Die Veränderung der Hangstabilität, die im Anbetracht der veränderten klimatischen Bedingungen durchaus von Interesse ist, kann im Allgemeinen durch folgende Formel und Variablen beschrieben werden:

$$FS = \frac{R}{D} = \frac{\tan(\varphi)}{\tan(\delta)} + \frac{c - \psi \cdot \gamma_w \cdot \tan(\varphi)}{\gamma_s \cdot z_s \cdot \sin(\delta) \cdot \cos(\delta)} \quad (13)$$

FS= Sicherheitsfaktor, beeinflusst durch den Quotienten von R (lokaler, ruhender Hang) und D (Triebkräfte)

c= Kohäsionskräfte des Materials

ψ = Druckhöhe

γ = Wichte des Bodens

φ = innere Reibung

δ = Böschungswinkel der Gleitfläche

z= vertikale Tiefe der Gleitfläche

In stabilen Hangverhältnissen ist $R > D$ und $FS > 1.0$. Bei $FS = 1$ spricht man von metastabilen Konditionen \rightarrow R und D sind gleich groß. Ist $FS < 1.0$ überwiegt D und der Hang ist instabil. (vgl. GARIANO ET GUZZETTI 2016: 237)

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass all die hier genannten klimatischen Veränderungen dazu führen können, dass sich die Disposition eines Hanges verändert und folglich die Grenze zur Initiierung einer Rutschung. Eine Veränderung im Niederschlag führt daher möglicherweise eher zu einem Rutschungs-event als ursprünglich erwartet oder als ein Schwellenwert voraussagen würde. Jedoch ist die Richtung der Veränderung vorab nicht zu deuten. (vgl.: KROMP-KOLB ET AL. 2014: 565ff.) Demnach wäre eine zusätzliche Analyse der Hangstabilität, unter Berücksichtigung von Formel 13, von Vorteil, um zu eruieren wie anfällig ein Hang auf den Triggerfaktor Niederschlag reagiert. In diesem Zusammenhang wäre auch eine

Untersuchung der dominanten Faktoren/Variablen, die einen Hang instabil machen, wesentlich. (vgl. ALMEIDA ET AL 2017: 226) Zudem müssen, angesichts all dieser klimatischen Einflüsse auf die Hangstabilität, auch die anthropogenen Veränderungen, wie Landdegradation, unkontrollierte landwirtschaftliche Flächen, Entwaldung und diverse andere menschliche Einflüsse, auch wenn sie in dieser Arbeit aufgrund des Ausmaßes nur eine untergeordnete Rolle spielen, stets bedacht werden. (vgl. GARIANO ET AL. 2017: 442)

Tabelle 9: Potentielle Änderung der Hangstabilität durch eine Veränderung der Klimafaktoren, modifiziert nach CROZIER (Quelle: CROZIER 2010: 261)

Klimaänderung	Zustand/Vorgang	Effekt auf die Hangstabilität
Zunahme totaler Niederschlag	Zunahme vorangegangener Niederschlag	Es ist weniger Eventniederschlag nötig, um das kritische Wasserlevel zu erreichen Reduktion der Kapillarkräfte im Boden, Reduktion der Kohäsion Reduktion der Scherfestigkeit
	erhöhtes (Boden)Gewicht	erhöhte Bodendichte führt zu einer Abnahme des Scherfestigkeits-/Schubspannungsverhältnisses
Zunahme der Regenintensität	Infiltration übersteigt Oberflächenabflussraten Rasche Zunahme des Wassergehalts Erhöhter Durchfluss	Hangrutschungen ausgelöst durch die Reduktion der Scherkraft, erhöhter Kluftwasserdruck. Zunahme des Sickerwassers und der Strömungskräfte, der Partikeltrennung und des oberflächennahen Abflusses, der darunterliegende Strukturen zerstört
Erhöhte Regen- und Temperaturvariabilität	häufigere feuchte und trockene Winde	Zunahme der Zerklüftung des Bodens, Erweiterung von Kluftsystemen, Reduktion der Kohäsion von Gesteinsmassen
Temperaturzunahmen	Zunahme Evapotranspiration	geringerer vorangegangener Wasserstand, weshalb mehr Niederschlag zur Auslösung von Rutschungen nötig wird.
	Reduktion des interstitiellen Eises und Permafrostes	Reduktion der Kohäsion von Gesteinsmassen, Böden und Schutt
	Schnelle Schneeschmelze	Zunahme des Porenwasserdruckes und Reduktion der Scherfestigkeit
Erhöhte Windgeschwindigkeiten- und dauer	Zunahme Evapotranspiration	Verringerung der Bodenfeuchtigkeit, erhöhte Trockenheit und Rissanfälligkeit

6.2. Auswirkungen der Klimaänderungen im Untersuchungsgebiet

In diesem Kapitel wird untersucht, welche Effekte die bereits erläuterten Klimaänderungen auf das Hangrutschungsverhalten im Untersuchungsgebiet mit sich bringen. Vor allem Änderungen hinsichtlich der Frequenz von Rutschungsereignissen sollen für die Periode von 1971-2016 analysiert werden.

6.2.1. Entwicklung der Niederschläge und Anzahl der Hangrutschungen von 1971-2016

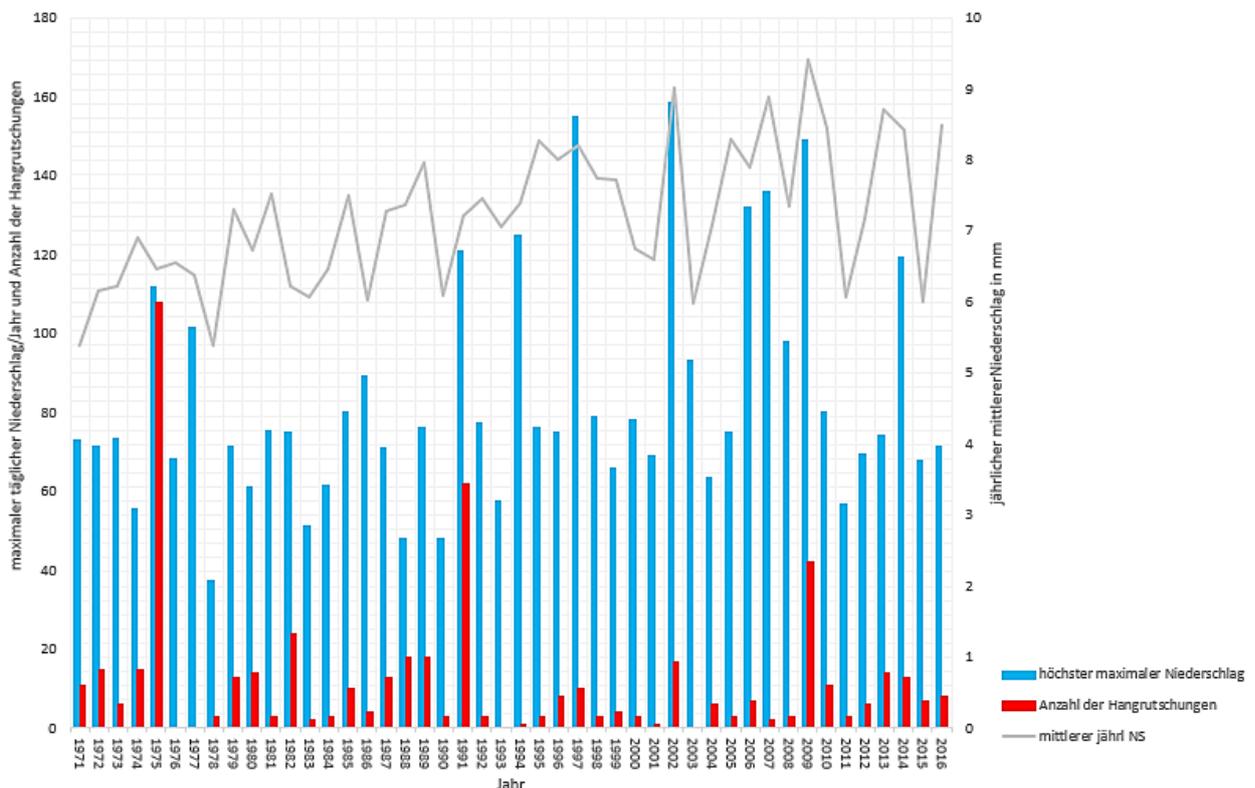


Abbildung 16: Jährlicher mittlerer Niederschlag, täglicher maximaler Niederschlag/Jahr und Anzahl der Hangrutschungen im Vergleich (1971-2009) (Datengrundlage: geologischer Dienst der niederösterreichischen Landesregierung; hydrographischer Dienst Niederösterreich, Oberösterreich und Wien)

In Abbildung 16 sind die Veränderung des jährlichen mittleren Niederschlags in grau, der maximalen täglichen Niederschläge pro Jahr in blau und die jährliche Anzahl der Hangrutschungen in rot, dargestellt.

Betrachtet man die Entwicklung der jährlichen mittleren Niederschläge von 1971-2016, so ist zu erkennen, dass der Trend zwar steigend ist, jedoch sehr stark schwankt. Es

ist daher herauszulesen, dass der jährliche mittlere Niederschlag seit 1971 gestiegen ist und, ausgehend von diversen Prognosen, weiterhin steigen wird (z.B. AAR14).

Von 1955-1985 spricht man vom „Höhepunkt des Sonnenfleckenzyklus“ (HEILIG ET SALZER 2013: 104) und den somit trockensten Jahren seit 1896. Diese Periode wurde durch eine feuchtere Periode, zu der parallel die Temperaturen stiegen, abgelöst. Seit-her wurden die höchsten mittleren Sommerniederschläge verzeichnet. Das Jahr 2009, gezeichnet durch Hochwässer, fällt auch in Abbildung 16 besonders auf.

Die hohen mittleren Niederschläge ergeben sich teilweise auch aus hohen Einzeler-eignissen, Monatssummen und saisonalen Summen, wie man auch anhand der maxi-malen täglichen Niederschläge/Jahr erkennen kann. (vgl. HEILIG ET SALZER 2013: 103ff.) In diesem feuchteren Zeitraum sind jedoch auch immer wieder Trockenphasen wie in den Jahren 2000, 2003, 2005- 2008, 2011, 2015 zu erkennen.

Die Frequenz von Starkregenereignisse, Tage, an denen mehr als 20mm Niederschlag verzeichnet wurden, nimmt im Untersuchungsgebiet nur unbedeutend zu. (vgl. FORMAYER ET AL. 2009: 35) Hingegen steigt die Intensität der maximalen täglichen Nie-derschläge pro Jahr.

Es lässt sich auch erkennen, dass die maximalen täglichen Niederschläge/Jahr mit den jährlichen mittleren Niederschlagswerten der jeweiligen Jahre korrelieren. Jene Jahre mit hohen Werten des maximalen täglichen Niederschlags weisen auch einen weitaus höheren mittleren Niederschlag auf, da Extremereignisse, wie bereits erwähnt, in diese Werte miteinfließen.

Die Anzahl der registrierten Hangrutschungen (rot) sollte mit den maximalen täglichen Niederschlägen/Jahr (blau) ebenso korrelieren, wenn man davon ausgeht, dass Nie-derschlagsextremereignisse bzw. eine Zunahme der Intensität auch vermehrt Hangrutschungen auslösen.

In diesem Falle lassen jene Jahre wie 1991 und 2008, die nach 1975 die höchste An-zahl an Rutschungsereignissen aufweisen, durchaus einen Zusammenhang mit dem maximalen täglichen Niederschlag/Jahr erkennen. Auch die Werte von 2002 lassen darauf schließen. Die anderen Jahre mit hohen Werten weisen zwar auch eine leicht erhöhte Anzahl an Hangrutschungen auf, jedoch fallen diese nicht weiters auf. Besonders auffällig erscheint jedoch das Jahr 1994 mit einem äußerst hohen maxima-len täglichen Niederschlag von 120mm und einer verschwindend geringen Anzahl an Rutschungsereignissen, wobei Lücken im Datensatz hierbei nicht auszuschließen sind.

In Abbildung 17 ist ersichtlich, dass die Anzahl der jährlichen Hangrutschungen starken Schwankungen unterliegen. Der lineare Trend weist auf eine Abnahme hin, wobei auf diesen Trendverlauf die Jahre 1975 und 1991, die eine außerordentlich hohe Anzahl an Hangrutschungen aufweisen, Einfluss haben. Ungeachtet dieser, bleibt die Anzahl der Hangrutschungen, trotz Zunahme der Niederschlagsintensität seit 1971 weitgehend konstant.

Bei der Interpretation der Hangrutschungsanzahl muss jedoch stets berücksichtigt werden, dass lediglich die vom geologischen Institut dokumentierten Hangrutschungen in den Grafiken wiederzufinden sind und nicht die tatsächlich aufgetretenen.

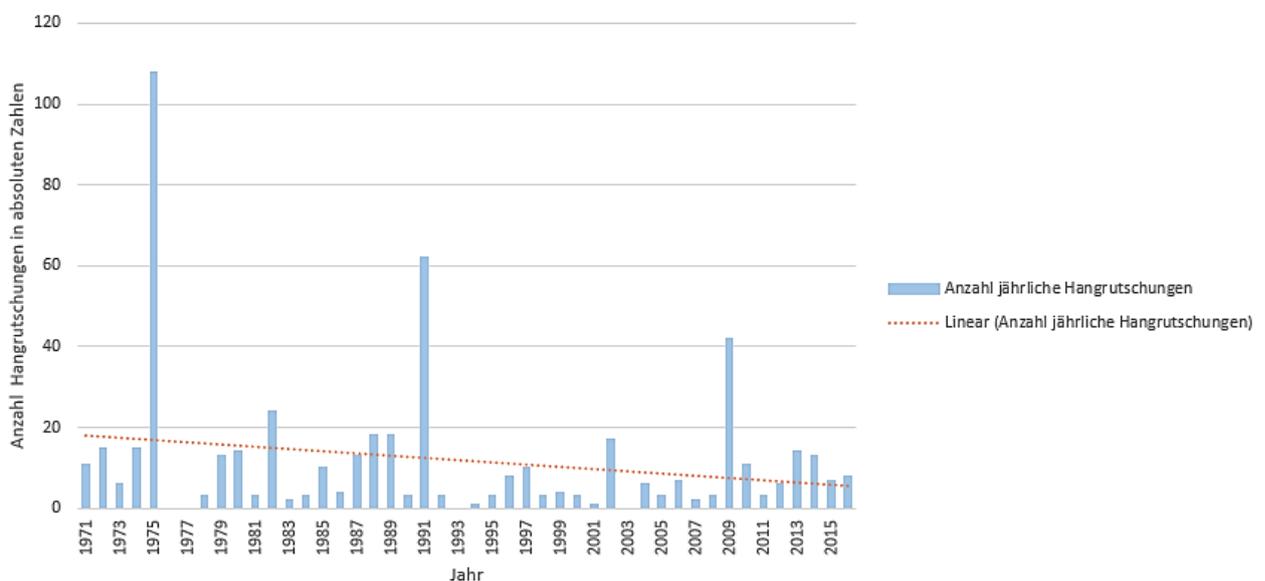


Abbildung 17: Entwicklung der jährlichen Anzahl an Hangrutschungen im Vergleich (1971-2016) (Datengrundlage: geologischer Dienst der niederösterreichischen Landesregierung)

6.2.2. Ergebnisse der saisonalen und monatlichen Verteilung der Rutschungen

In diesem Kapitel soll der Einfluss von Klimaänderungen seit 1971 auf das saisonale Auftreten von Hangrutschungen untersucht werden.

Die folgenden Kreisdiagramme zeigen die prozentuelle Verteilung der Rutschungen nach Jahreszeiten im Zeitraum a) 1971-2009 und Zeitraum b) 2009-2016.

Bei der Verteilung nach Monaten ist zu erkennen, dass sich das Rutschungsverhalten vor allem in den Frühjahrsmonaten März mit einer Zunahme von 8 Prozentpunkten, April mit einer Abnahme von 6 Prozentpunkten und der auffälligsten Veränderung im

Mai, mit einer starken Zunahme von 8% (Abb. 19a) auf 23% (Abb. 19b), verändert hat. Im Gegensatz dazu ging die Hangrutschungsaktivität in den Sommermonaten Juni und Juli etwas zurück. Die Herbstmonate und die Wintermonate haben sich nur unbedeutend verändert.

Abbildung 18 zeigt die prozentuale Veränderung der Hangrutschungen seit 1971 bis 2016 und bestätigt diesen Trend. Wie in den Kreisdiagrammen aus den Abbildungen 19 und 20 zu erkennen ist, gibt es demnach eine starke Abnahme der Rutschungsaktivität im Sommer, insbesondere im Juli und eine Zunahme im März, Mai und Juni. Im Zusammenhang damit, ist mit einer Zunahme der Hangrutschungsaktivität im Frühjahr von 17 Prozentpunkten und einer Abnahme im Sommer von 16 Prozentpunkten, eine starke saisonale Veränderung zu erkennen (Abb. 20).

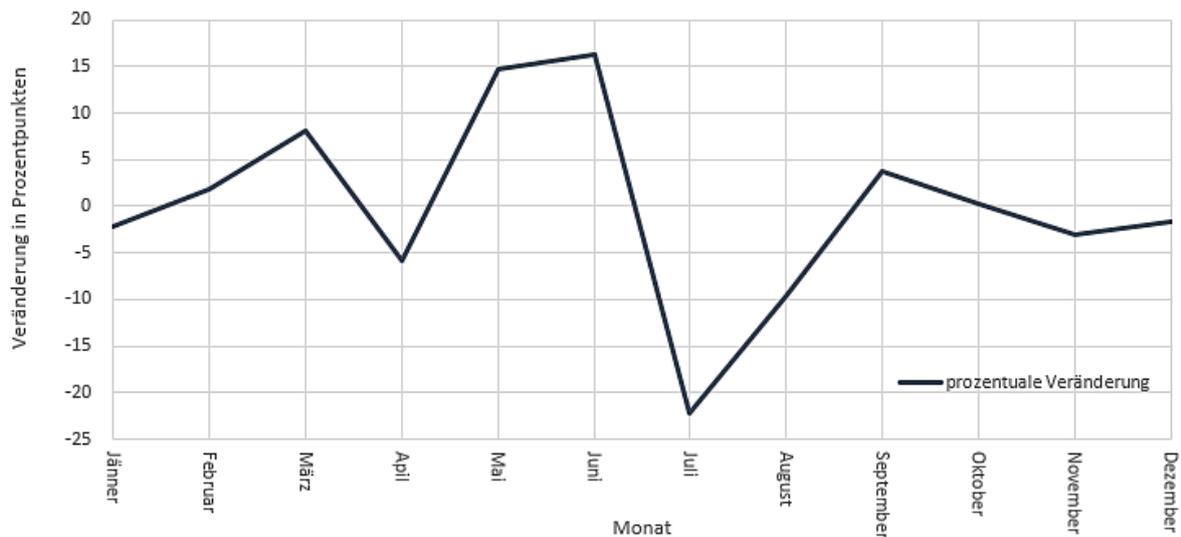


Abbildung 18: Prozentuale Veränderungen der Hangrutschungen von 1971-2016 nach Monaten (Datengrundlage: geologischer Dienst der niederösterreichischen Landesregierung)

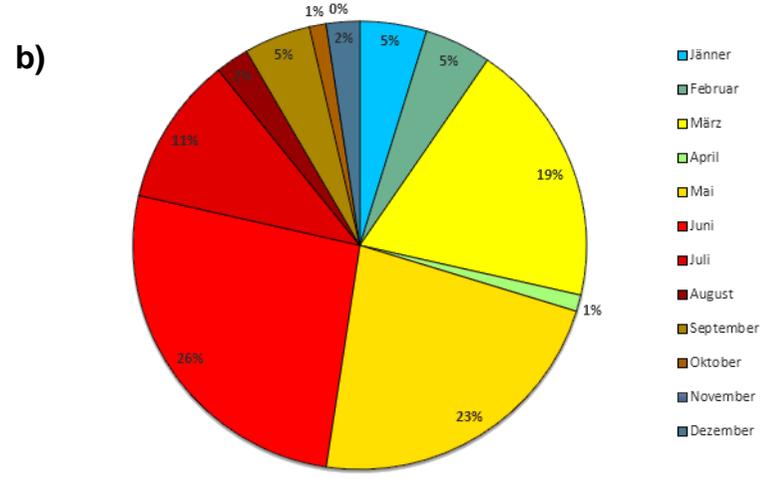
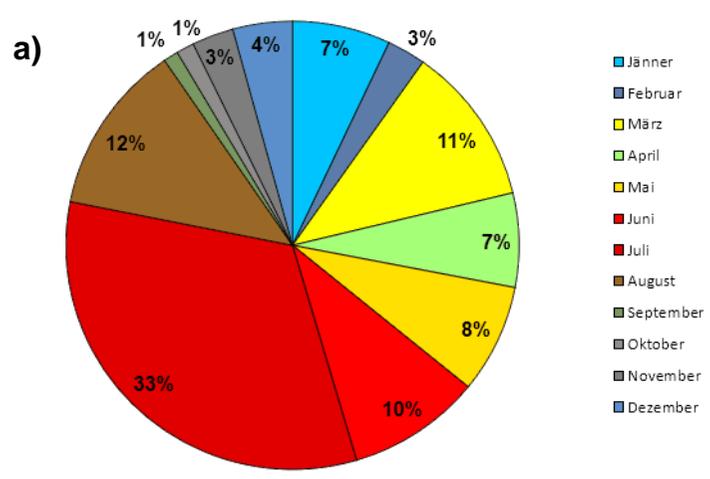


Abbildung 19: Prozentuale Verteilung der Rutschungen nach Monaten im Vergleich von a) 1971-2009 und b) 2009-2016 (Quelle: Wallner 2012: 72; Datengrundlage: geologischer Dienst der niederösterreichischen Landesregierung)

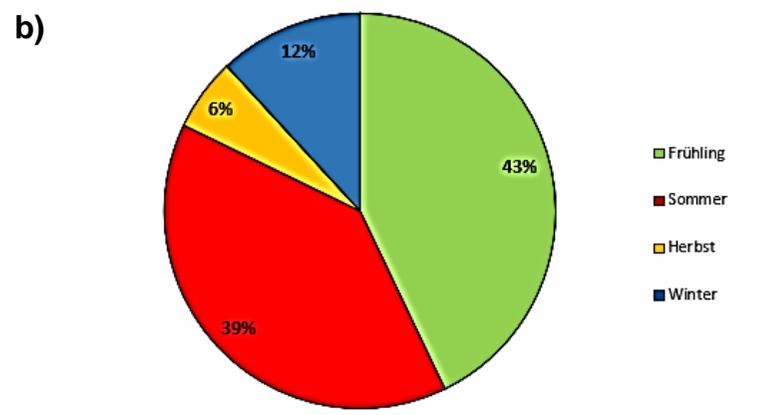
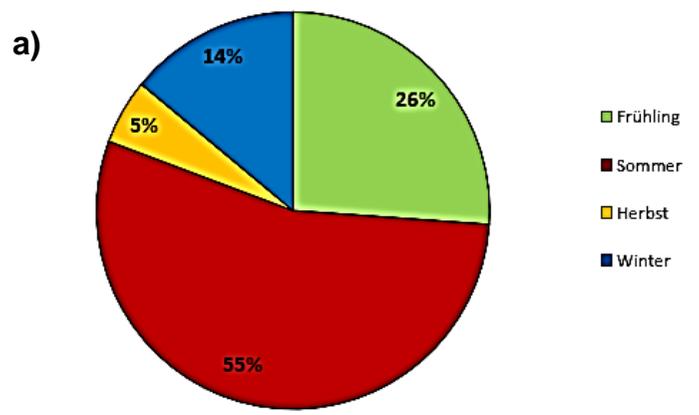


Abbildung 20: Prozentuale Verteilung der Rutschungen nach Jahreszeiten im Vergleich von a) 1971-2009 und b) 2009-2016 (Quelle: WALLNER 2012: 72; Datengrundlage: geologischer Dienst der Niederösterreichischen Landeregierung)

6.3. Diskussion: Einfluss des Klimawandels auf Rutschungsereignisse

Nachdem die Ergebnisse der Literatur- sowie Datenanalyse zum Klimawandel und deren Auswirkungen auf das Hangrutschungsauftreten in den vorigen Kapiteln vorgestellt wurden, folgt nun eine Diskussion dieser Ergebnisse.

Studien, wie jene von COMEGNA ET AL. (2013) stellen die Vermutung auf, dass Änderungen des Niederschlags keine relevante Rolle für das Verhalten von Rutschungen, insbesondere im Kalkgestein, spielen.

JOMELLI et al. (2009) stellten gegensätzlich dazu in den französischen Alpen fest, dass durch einen Rückgang von intensiven Regenfällen in Kombination mit höheren Temperaturen und einer erhöhten Evapotranspirationsrate auch das Auftreten von Hangrutschungen um ca. 30% zurückgehen würde. Den umgekehrten Effekt, eine Zunahme in der Niederschlagsintensität und proportional dazu eine Zunahme des Hangrutschungsaufkommens, vor allem in feuchten Perioden, stellten RIAHI et al. (2011) in Umbria fest. In trockenen, warmen Perioden, wo eine starke Verminderung der Bodenfeuchte zu erkennen ist, gab es jedoch keine Abnahme im Hangrutschungsverhalten, trotz Änderungen der Niederschlagsintensität.

Andere Studien bestätigen auch die Annahme, dass nicht der Klimawandel an sich, sondern die veränderte Nutzung der Landschaft oder Vegetationsbedeckung durch den Menschen der Hauptauslöser für eine Zunahme von Hangrutschungen sei, da diese Veränderungen einen enormen Einfluss auf die Stabilität des Hanges haben, der weitaus gravierender ist als das veränderte Auftreten von Niederschlag, der indessen nur indirekt Einfluss auf den Hang hätte. (vgl. GARIANO ET GUZZETTI 2016: 233ff)

Ein einheitlicher Effekt des Einflusses der Niederschlagsintensität ist daher nicht zu erkennen, wobei sich dies mit regionalen Differenzen und dem damit einhergehenden unterschiedlichen Rutschungsverhalten erklären ließe.

Für Niederösterreich wird davon ausgegangen, dass die totalen Niederschläge zunehmen (vgl. Amt der NÖ Landesregierung 2017), auch wenn dieses Ergebnis statistisch nicht signifikant ist. Die Trendlinie zu den mittleren jährlichen Niederschlägen (Abb. 16) im Untersuchungsgebiet zeigt einen ähnlichen Trend. Demnach steigt der mittlere jährliche Niederschlag seit 1971 an, wenn auch diese Werte auffallenden jährlichen Schwankungen unterliegen. Bezüglich der Niederschlagsintensität kann festgestellt

werden, dass die Intervalle des Auftretens von hohen Werten bezüglich des maximalen täglichen Niederschlags/Jahr (Extremereignisse) zwar kürzer werden aber gleichzeitig höher ausfallen. Daher geht man davon aus, dass auch die Hangrutschungsergebnisse zunehmen werden. Insbesondere, weil hinsichtlich dessen ein globaler Trend erkennbar ist. Diese Vermutung muss jedoch entkräftet werden. Im Untersuchungsgebiet ist zwar ein Zusammenhang zwischen feuchteren Perioden, dem maximalen täglichen Niederschlag/Jahr und der Anzahl an Hangrutschungen zu erkennen, dennoch gibt es keine Zunahme an Ereignissen. Es kann daher die Vermutung aufgestellt werden, dass Niederschlagsmaxima bzw. intensive Regenfälle auf die Anzahl der Hangrutschungen im Untersuchungsgebiet nur wenig Einfluss haben und überwiegend in Oberflächenabfluss resultieren. Zu diesem Ergebnis kamen ebenso GARIANO et al. (2017). Auch sie konnten keine Korrelation zwischen der Anzahl der durch Regen ausgelösten Hangrutschungen und dem jährlichen Maximum des täglichen Niederschlags erkennen. (vgl. GARIANO ET AL. 2017: 421)

Vielmehr zeigt die Trendlinie der Rutschungsaktivität sogar eine leichte Abnahme, was jedoch mit der teilweise lückenhaften Datenverfügbarkeit zusammenhängen kann. Dennoch können Überlegungen angestellt werden, ob eine leichte Abnahme der Rutschungsergebnisse mit der signifikanten Temperaturzunahme von 1,7°C und der damit erhöhten Evapotranspirationsrate sowie anderen veränderten Klimavariablen zusammenhängen könnte.

Die Veränderungen im saisonalen Auftreten von Hangrutschungen sind im Gegensatz zur Frequenz der Hangrutschungen auffälliger. Es ist eine deutliche Verschiebung der Ereignisse vom Sommer ins Frühjahr zu erkennen. Dies hängt, wie auch die Aufzeichnungen und Protokolle des geologischen Amt Niederösterreichs zeigen, mit der starken, oftmals rapiden Schneeschmelze im Frühjahr zusammen. Ebenso verändern sich in jenem Zeitraum feste Niederschläge aufgrund der erhöhten Temperaturen zu Regen. Parallel dazu werden die Sommer im Untersuchungsgebiet immer trockener und wärmer. Durch den Klimawandel bedingte Änderungen des Niederschlags verändern das Auftreten von Hangrutschungen im Untersuchungsgebiet daher nur bedingt. Es verändert sich weniger die Frequenz der Rutschungen, sondern eher das saisonale Auftreten, wenn auch der eindeutige Zusammenhang mit dem Klimawandel in dieser Arbeit nicht nachgewiesen werden kann.

Bezüglich der Schwellenwerte kann in dieser Hinsicht eine Veränderung ebenso wenig im Zusammenhang mit dem Klimawandel erwartet werden, sondern muss vielmehr einer veränderten Hangstabilität zugeschrieben werden, die vielerlei Gründe haben kann, wie natürliche Klimaänderungen oder auch anthropogene Einflüsse. (eine ausführliche Diskussion dazu siehe Kapitel 7). Ob Veränderungen von Hängen im Untersuchungsgebiet stattfanden, die diese Schwellenwerte veränderten, kann aufgrund der vorliegenden Informationen nicht beurteilt werden. Teilweise lassen jedoch die Berichte des geologischen Dienstes zu, Rückschlüsse auf Eingriffe betroffener Hänge zu ziehen. Die Anfälligkeit von Hängen nimmt demnach auch mit der städtebaulichen Entwicklung zu. Die Eingriffe reichen von abgeforsteten Wäldern, Landnutzungsänderungen, Vegetationsabbau bis hin zum (Neu)Bau von Straßen und Infrastruktur sowie Privateigentum. (vgl. ALMEIDA ET AL. 2017: 225) Diese Veränderungen führen jedoch nicht nur zu Hanginstabilitäten, sondern können Hangrutschungen, beispielsweise durch Bodenvibrationen oder Aushub, die durch die Bauarbeiten entstehen, direkt auslösen. Ob nun Veränderungen der Niederschlags-schwellenwerte darin begründet liegen, müsste für jeden Hang bzw. jedes Gebiet separat untersucht werden.

Es können in dieser Arbeit daher keine eindeutigen Schlüsse gezogen werden, ob der Klimawandel Einfluss auf das Rutschungsverhalten im Untersuchungsgebiet hat (abgesehen von den saisonalen Veränderungen) und wie stark diese korrelieren, wenn auch die Annahme getroffen werden kann, dass die Hangstabilität einen weitaus größeren Einfluss auf das Rutschungsverhalten als die veränderten klimatischen Parameter hat. GARIANO ET GUZZETTI (2016) kamen in ihrem Review ebenso zu dem Schluss, dass eine Korrelation mit dem Klimawandel und der Hangrutschungsaktivität schwer zu quantifizieren und von Region zu Region unterschiedlich zu analysieren sei. Ebenfalls dürfe bei solchen Untersuchungen der Einfluss des Menschen auf die Hangstabilität nicht gänzlich ausgeschlossen werden. (vgl. GARIANO ET GUZZETTI 2016: 245) Es lassen sich zudem auch keine Aussagen zu Veränderungen in der Magnitude oder dem Rutschungstyp treffen, da hierfür die nötigen Informationen fehlen, was eine detaillierte Analyse genauso erschwert

7. Ergebnisse des Antecedent Daily Rainfall Modelles

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse des Antecedent Daily Rainfall Modelles der Perioden 1971-2009, 1971-2016 sowie 2009-2016 dargestellt und in Hinblick auf Veränderungen diskutiert. Die Modelldurchführung hinsichtlich einer alternativen Ereignisdatenaufbereitung sowie die Hinzunahme möglicher Rutschungsereignisse in die Berechnungen werden ebenso in diesem Kapitel behandelt. Anschließend wird die Robustheit des Modelles analysiert.

Wie bereits in Kapitel 5.2.2. erläutert, wurden mit Hilfe einer binären logistischen Regressionsanalyse für den Antecedent Daily Rainfall Index und dem täglichen maximalen Niederschlag die Wahrscheinlichkeiten zur Vorhersage von Hangrutschungen ermittelt. Die Prozentwerte (p) geben dabei Auskunft darüber, mit welcher Wahrscheinlichkeit eine Hangrutschung zu einem bestimmten Niederschlagswert auftreten kann. In Tabelle 10 wurden diese Ergebnisse sowie ihre statistische Signifikanz für die jeweiligen Perioden aufbereitet. Zudem gibt es eine Differenzierung hinsichtlich des Antecedent Daily Rainfall Indizes für 5, 10 und 30 Tage.

Die Streudiagramme mit den Schwellenwertlinien zur Wahrscheinlichkeit (p) stellen die graphische Aufbereitung der Ergebnisse dar. Auf der x-Achse sind die Werte des Antecedent Daily Rainfall Indizes zu finden, auf der y-Achse die des maximalen täglichen Niederschlags. Die Markierungen ergeben sich daraus, ob eine Hangrutschung zum jeweiligen Niederschlagsereignis auftrat (orange) oder nicht (grau). Weiterführend wurden die Schwellenwerte hinsichtlich des höchsten ADRI sortiert und die Wahrscheinlichkeiten erneut berechnet. Ebenso wurde das Modell unter Berücksichtigung möglicher Hangrutschungsereignisse für die Periode 2009-2016 durchgeführt. (siehe Tabelle 10a-c)

Tabelle 10: Niederschlagsschwellenwerte für alle Modelldurchläufe (P=Wahrscheinlichkeit einer Rutschung bei gegebenem Schwellenwert). (a) Schwellenwerte sortiert nach maximalem täglichem Niederschlag, (b) sortiert nach höchstem ADRI, (c) Werte bei Berücksichtigung mit möglichen Hangrutschungen

1971-2009								
P	ADRI 5 Days		ADRI 10 Days		ADRI 20 Days		ADRI 30 Days	
	max. tägl. NS	ADRI 5	max. tägl. NS	ADRI 10	max. tägl. NS	ADRI 20	max. tägl. NS	ADRI 30
0,99	152,66	1483,02	152,99	1486,16	153,33	1489,45	153,25	1736,85
0,95	128,39	1247,21	128,71	1250,35	129,05	1253,63	128,97	1461,74
0,9	117,40	1140,46	117,72	1143,60	118,06	1146,89	117,99	1337,20
0,7	97,55	947,61	97,87	950,76	98,21	954,04	98,14	1112,21
0,5	85,10	826,57	85,41	829,71	85,75	833,00	85,68	971,00
0,3	72,63	705,53	72,95	708,67	73,20	711,96	73,22	829,78
0,1	52,78	512,68	53,10	515,83	53,44	519,11	53,36	604,80
Sig.	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,05

2009-2016								
P	ADRI 5 Days		ADRI 10 Days		ADRI 20 Days		ADRI 30 Days	
	max. tägl. NS	ADRI 5	max. tägl. NS	ADRI 10	max. tägl. NS	ADRI 20	max. tägl. NS	ADRI 30
0,99	177,18	487,26	177,73	543,06	178,47	613,51	178,77	614,51
0,95	147,17	404,72	147,72	451,36	148,46	510,34	148,75	511,34
0,9	133,59	367,36	134,13	409,85	134,88	463,64	135,17	464,64
0,7	109,04	299,86	109,59	334,85	110,33	379,27	110,62	380,27
0,5	93,64	257,50	94,18	287,78	94,93	326,31	95,22	327,32
0,3	78,23	215,14	78,78	240,71	79,52	273,36	79,81	274,36
0,1	53,69	147,64	54,23	165,71	54,98	188,99	55,27	189,99
Sig.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

1971-2016								
P	ADRI 5 Days		ADRI 10 Days		ADRI 20 Days		ADRI 30 Days	
	max. tägl. NS	ADRI 5	max. tägl. NS	ADRI 10	max. tägl. NS	ADRI 20	max. tägl. NS	ADRI 30
0,99	159,85	852,51	160,42	855,59	161,03	936,92	161,16	937,65
0,95	134,05	714,95	134,63	718,04	135,24	786,86	135,37	787,59
0,9	122,38	652,69	122,96	655,77	123,57	718,93	123,69	719,66
0,7	101,29	540,19	101,86	543,27	102,47	596,21	102,6	596,94
0,5	88,05	469,58	88,63	472,67	89,23	519,18	89,36	519,91
0,3	74,81	398,98	75,39	402,06	75,99	442,15	76,12	442,88
0,1	53,72	286,48	54,29	289,56	54,90	319,43	55,03	320,16
Sig.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

a)

1971-2009								
P	ADRI 5 Tage		ADRI 10 Tage		ADRI 20 Tage		ADRI 30 Tage	
	max. tägl. NS	ADRI 5	max. tägl. NS	ADRI 10	max. tägl. NS	ADRI 20	max. tägl. NS	ADRI 30
0,99	152,66	1483,02	152,99	1486,16	153,33	1489,45	153,25	1736,85
0,95	128,39	1247,21	128,71	1250,35	129,05	1253,63	128,97	1461,74
0,9	117,40	1140,46	117,72	1143,60	118,06	1146,89	117,99	1337,20
0,7	97,55	947,61	97,87	950,76	98,21	954,04	98,14	1112,22
0,5	85,09	826,57	85,41	829,71	85,75	833,00	85,68	971,00
0,3	72,63	705,53	72,95	708,67	73,20	711,96	73,22	829,78
0,1	52,78	512,68	53,10	515,83	53,44	519,11	53,36	604,80
Sig.	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,05

2009-2016								
P	ADRI 5 Tage		ADRI 10 Tage		ADRI 20 Tage		ADRI 30 Tage	
	max. tägl. NS	ADRI 5	max. tägl. NS	ADRI 10	max. tägl. NS	ADRI 20	max. tägl. NS	ADRI 30
0,99	401,59	292,06	404,80	323,84	408,505	338,07	410,59	351,93
0,95	332,81	242,04	336,02	268,81	339,727	281,15	341,81	292,98
0,9	301,68	219,40	304,88	243,91	308,593	255,39	310,68	266,29
0,7	245,43	178,49	248,64	198,91	252,346	208,84	254,43	218,08
0,5	210,13	152,82	213,33	170,67	217,042	179,62	219,13	187,82
0,3	174,82	127,14	178,03	142,42	181,738	150,40	183,82	157,56
0,1	118,57	86,24	121,78	97,43	125,491	103,85	127,57	109,35
Sig.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

1971-2016								
P	ADRI 5 Tage		ADRI 10 Tage		ADRI 20 Tage		ADRI 30 Tage	
	max. tägl. NS	ADRI 5	max. tägl. NS	ADRI 10	max. tägl. NS	ADRI 20	max. tägl. NS	ADRI 30
0,99	176,09	600,77	180,11	641,63	181,072	645,07	181,56	689,94
0,95	147,63	503,67	151,15	538,46	152,113	541,90	152,60	579,90
0,9	134,75	459,72	138,04	491,76	139,004	495,20	139,50	530,08
0,7	111,47	380,31	114,36	407,39	115,321	410,83	115,81	440,09
0,5	96,86	330,47	99,49	354,44	100,456	357,88	100,95	383,60
0,3	82,25	280,63	84,63	301,48	85,591	304,92	86,08	327,11
0,1	58,98	201,22	60,94	217,11	61,908	220,55	62,40	237,12
Sig.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

b)

2009-2016 + mögl. Hangrutschungsevents		
ADRI 10 Tage		
max. tägl. NS		ADRI 10
	189,71	365,37
	157,97	304,23
	143,60	276,56
	117,64	226,56
	101,34	195,19
	85,05	163,80
	59,09	113,80
	0,00	0,00

c)

7.1. Vergleich der Ergebnisse der Perioden 1971-2009, 1971-2016, 2009-2016

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Perioden 1971-2009, 1971-2016 und 2009-2016 sowie die Modelle mit einer alternativen Zuordnung und mit möglichen Hangrutschungsereignissen dargelegt und erläutert. Die Diskussion zu diesen Ergebnissen erfolgt im darauffolgenden Kapitel.

7.1.1. ADRM 1971-2009

In Abbildung 21 ist das Antecedent Daily Rainfall Modell für 10 Tage der Periode 01.01.1971-31.12.2009 dargestellt. Die Schwellenwertlinien zeigen dabei einen Anstieg (k) von $-0,10$. Die Werte des ADR-Modells sind bei dem 5, 10 und 20 Tages-Modell mit $0,03$ nur statistisch schwach signifikant. Das ADRM für 30 Tage ist statistisch nicht mehr signifikant.

Damit eine Hangrutschung mit einer Wahrscheinlichkeit von 99% auftritt, sind Werte des ADRI von mindestens $1483,02$ mm und des täglichen maximalen Niederschlags von $152,66$ mm notwendig. In diesem Schwellenwertbereich sind zwei Niederschlagsereignisse mit Hangrutschungen zu verzeichnen, wobei es auch einen Tag über der $0,99$ Schwellenwertlinie gibt, an dem keine Rutschung zugewiesen wurde. Im 95% Bereich sind vier Hangrutschungsevents zu erkennen. Bei 50-90% wurden zwar mehreren Werten eine Rutschung zugeordnet, wenn auch die Anzahl der Tage ohne Rutschungen weitaus höher ist. Im Bereich $p=0,1$ fanden die meisten Rutschungsevents statt, wobei auch hier die Anzahl der Regentage ohne Rutschung am höchsten sind. Die Niederschlagswerte der Tage mit Rutschungen unterscheiden sich daher nur gering von denen ohne Rutschung.

Das Modell wurde ebenfalls mit einem Antecedent Daily Rainfall Indizes von 5 und 30 Tagen durchgeführt. Diese Ergebnisse unterscheiden sich beim täglichen maximalen Niederschlag und ADRI 5 im Vergleich zum 10 Tages-Modell nur minimal. Bei dem 30-Tage-Modell gibt es beim täglichen maximalen Niederschlag ebenfalls kaum Unterschiede, der ADR unterscheidet sich jedoch um mehr als 100 mm zu den vorhergehenden Modellen, wobei diese Werte wie bereits erwähnt nicht mehr als statistisch signifikant zu verstehen sind und den Abflussraten des Untersuchungsgebietes nicht entsprechen.

Da die Werte zu den Modellen des ADRI für 5 und 30 Tage zumeist ein ähnliches Ergebnis liefern wie jenes, das im Text zum ADRI 10 beschrieben wurde, sind diese Grafiken dazu im Anhang zu finden und die Werte in Tabelle 10a nachzulesen.

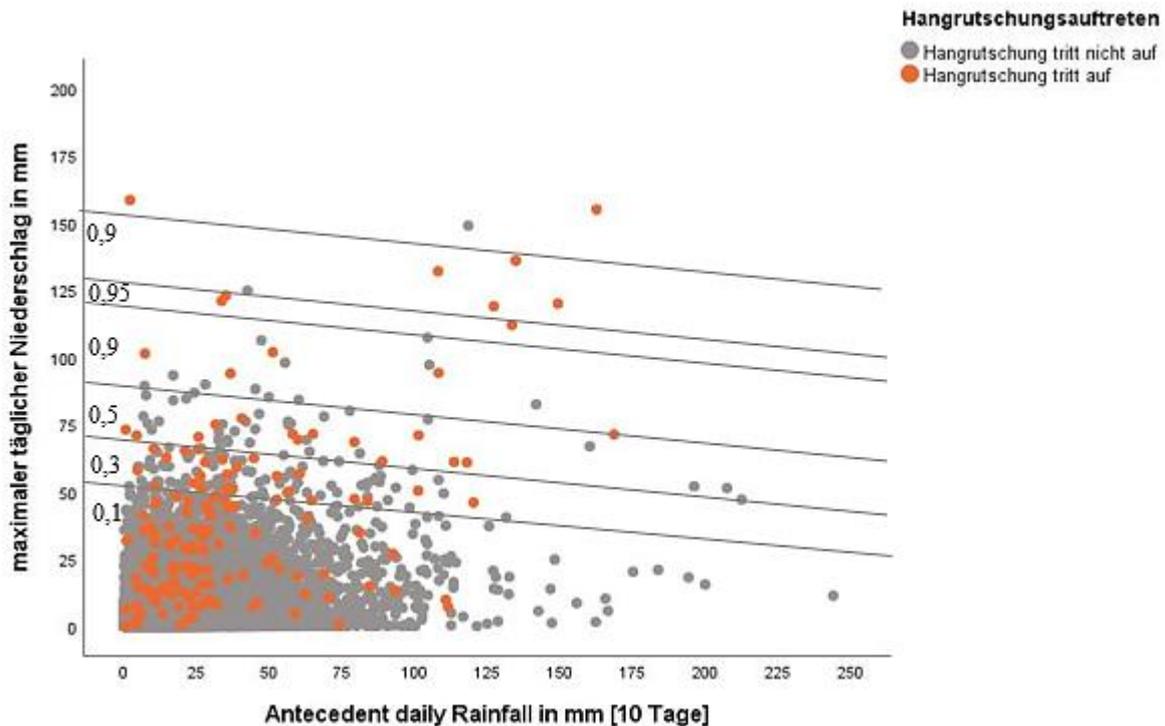


Abbildung 21: Antecedent Daily Rainfall Modell 10 Tage (1971-2009)

7.1.2. ADRM 1971-2016

Zu dem ADR-Modell von 1971-2009 wurden in einem nächsten Schritt Daten bis zum 31.12.2016 hinzugefügt, um zu eruieren, ob sich die Schwellenwerte durch das Hinzufügen von weiteren 2555 Niederschlagsdaten mit 63 sicheren Rutschungsereignissen verändern (Abbildung 22). Dabei wurden folgende Veränderungen festgestellt:

Der Anstieg (k) der Schwellenwertlinien beträgt für den ADRI 10 $-0,19$, wodurch der Anstieg etwas steiler erscheint als beim vorigen Modell. Beide Variablen sind statistisch signifikant.

Damit eine Rutschung zu 99% ausgelöst wird, sind nun 160,42mm täglicher maximaler Niederschlag und 855,59mm vorangegangener Niederschlag von Nöten. Im Vergleich zur Periode von 1971-2009 stieg der Schwellenwert beispielsweise für $p=0,99$ des täglichen maximalen Niederschlags unbedenklich um 7,44mm an, während der Schwellenwert des ADRI um 630mm gesunken ist. Damit sei auch der steilere Anstieg von k zu erklären. Die Werte der anderen Wahrscheinlichkeiten zeigen einen ähnlichen Trend.

Analysiert man die Rutschungsevents in ihrer Anzahl zu den jeweiligen Wahrscheinlichkeiten ihrer neuen Schwellenwerte, ist keine bedeutsame Veränderung zu erkennen. Bei $p=0,99$ ist lediglich ein Rutschungsevent hinzugekommen. Die meisten Rutschungsereignisse fanden nach wie vor in einem Bereich $p=0,1$ bis $0,7$ statt. Für die Modelle des ADR 5 Tage und 30 Tage ist eine vergleichbare Veränderung zu erkennen, wobei beim Modell für 30 Tage die Variable nun auch statistisch signifikant ist.

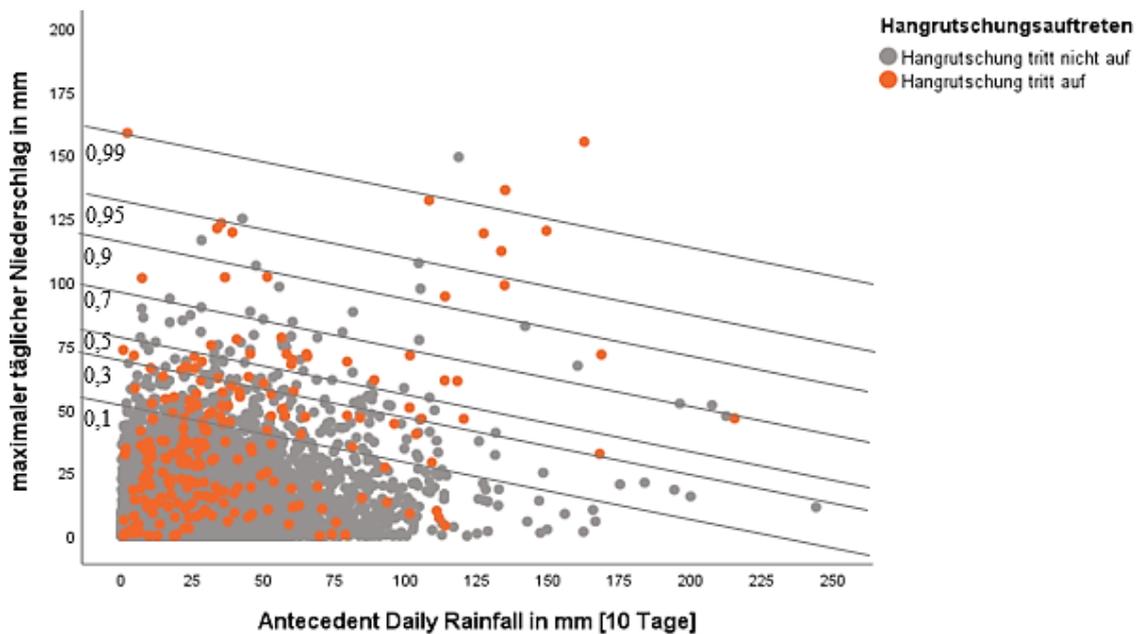


Abbildung 22: Antecedent Daily Rainfall Modell 10 Tage (1971-2016)

7.1.3. ADRM 2009-2016

Das Modell wurde ebenfalls für die Daten von 2009-2016 durchgeführt. Jene von 1971-2008 wurden dabei nicht mehr berücksichtigt. Es handelt sich daher um 2555 Niederschlagsdaten mit 63 sicheren Hangrutschungsereignissen.

Alle Variablen sind statistisch signifikant. Die Steigung k beträgt beim 10-Tage-Modell $-0,33$, was die Schwellenwertlinien im Vergleich erneut steiler erscheinen lässt.

Der tägliche maximale Niederschlag zur Auslösung einer Hangrutschung mit einer Wahrscheinlichkeit von 99% beträgt $177,73\text{mm}$, was eine Differenz von etwa $+20\text{mm}$ zu den beiden anderen Perioden ergibt. Der ADRI 10 hat sich jedoch enorm, um $943,10\text{mm}$ im Vergleich zu 1971-2009 und um $312,53\text{mm}$ zur Periode 1971-2016, verringert. Für die Auslösung einer Hangrutschung mit $p=0,99$ ist daher nun Antecedent Daily Rainfall von $543,06$ von Nöten.

Betrachtet man Abbildung 23, so ist zu erkennen, dass im Bereich von $p=0,99$ keine Hangrutschung mehr im gegebenen Zeitraum auftrat. Die Anzahl jener im 90% Bereich hat sich ebenfalls verringert. Die restlichen Bereiche bleiben proportional zur Abnahme der Datenmenge unverändert.

Bezüglich der Modelle für 5 und 30 Tage ist zu erkennen (siehe Anhang 4), dass der ADRI 5 bei $p=0,99$ um etwa 50mm niedriger ist als der ADRI 10 Tage. Hierbei ist ein größerer Unterschied als bei den anderen Perioden zu erkennen, wo die Differenz von ADRI 5 und 10 Tage nur wenige Millimeter betrug. Die Differenz zwischen ADRI 10 und ADRI 30 gleicht den anderen Perioden.

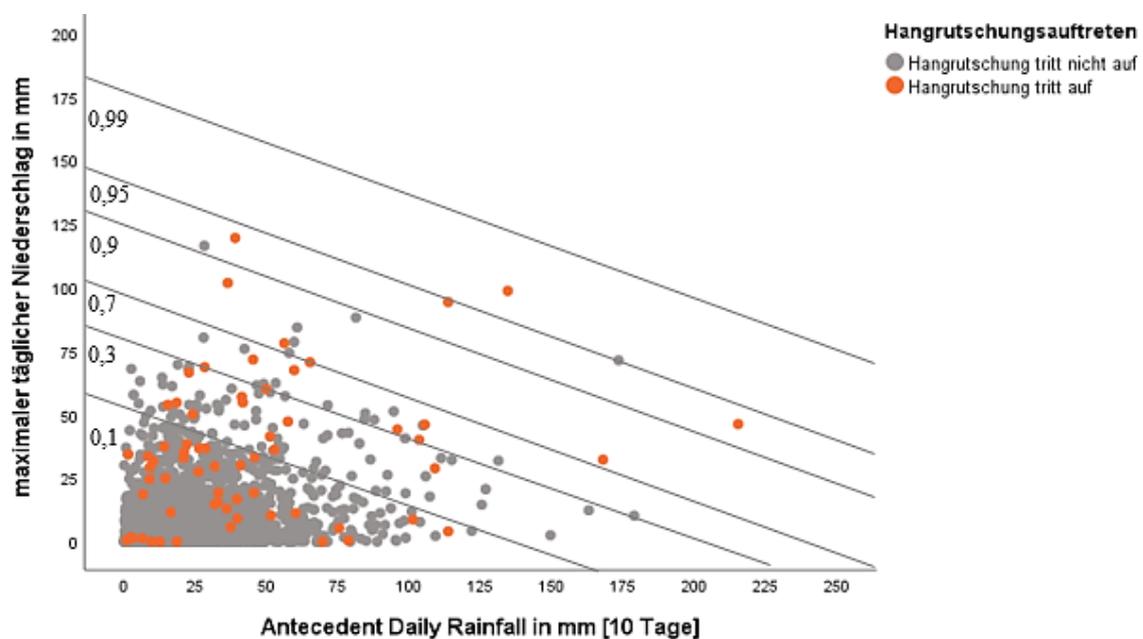


Abbildung 23: Antecedent Daily Rainfall Modell 10 Tage (2009-2016)

7.2. Antecedent Daily Rainfall Modell sortiert nach dem höchsten ADRI

Die vorhergehenden Analysen und Vergleiche basieren auf einer Zuordnung der Rutschungsereignisse hinsichtlich des höchsten täglichen maximalen Niederschlags. Events, deren genaues Datum nicht bekannt ist, wurden daher eben jenem täglichen maximalen Niederschlag zugeordnet, der im gegebenen Zeitraum die höchsten Werte aufwies.

Hinsichtlich der Aussagen namhafter WissenschaftlerInnen, wie zum Beispiel GLADE ET AL. (2000), CROZIER (2010), aber auch GARIANO ET GUZZETTI (2016), wonach

intensiver Niederschlag, je nach Infiltrationskapazität des Bodens in Oberflächenabfluss resultiert (siehe Kapitel 5.1.), erscheint es jedoch durchaus logisch, die Rutschungsereignisse dem höchsten Antecedent Daily Rainfall Indexes des jeweiligen Zeitraumes zuzuordnen. Vorangehender Niederschlag erhöht indessen unter Berücksichtigung des Abflusses (decay-Faktor: -1,069625) das Wasserlevel, sodass weniger Eventniederschlag notwendig wäre, um eine Rutschung auszulösen. (vgl. GLADE ET AL 2000: 1066ff.) Es stellt sich daher die Frage, inwiefern die Zuschreibung der Ereignisse zum höchsten maximalen täglichen Niederschlag Einfluss auf die Schwellenwerte hat. Daher wurden für diesen Teil der Analyse die Rutschungsereignisse im Zeitraum von 2009-2016, deren Datum unsicher sind, dem höchsten ADRI zugeordnet.

Die Ergebnisse weisen dabei bedeutende Unterschiede zu jenen, die dem täglichen maximalen Niederschlag zugeordnet wurden, auf.

Auf den ersten Blick ist eine ausschlaggebende Differenz in der Steigung zu erkennen. In Abbildung 24a, jener Grafik, deren Daten hinsichtlich des ADRI sortiert wurden, beträgt die Steigung $k = -1,25$, wodurch sie, im Vergleich zu b) (sortiert nach dem maximalen täglichen Niederschlag) mit $k = -0,33$, weitaus abfallender ist. Der Unterschied zwischen den Schwellenwerten des täglichen maximalen Niederschlags und des ADRI 10 hat sich ebenso auffällig verändert. Demnach sind die Schwellenwerte des ADRI nach dieser Aufschlüsselung niedriger als die Schwellenwerte des maximalen täglichen Niederschlags. Dies weist darauf hin, dass weitaus weniger vorhergegangener Niederschlag notwendig ist, um eine Hangrutschung auszulösen, was insofern gedeutet werden kann, als dass der vorangegangene Niederschlag, wie auch schon in den oben durchgeführten Modellvergleichen, an Bedeutung gewinnt. Alle Modelle sind statistisch signifikant.

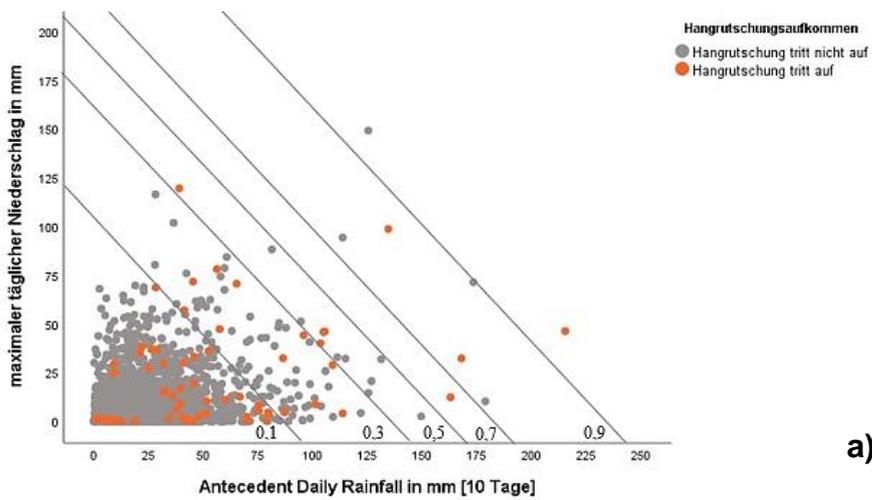
Damit eine Rutschung zu 99% ausgelöst wird, sind daher 404,80mm maximaler täglicher Niederschlag und 323,84mm vorangegangener Niederschlag (10 Tage) notwendig. Dieser Bereich konnte im dargestellten Streudiagramm jedoch aufgrund der Komprimierung nicht mehr dargestellt werden. Im Vergleich dazu betragen die Schwellenwerte bei $p=0,99$, die dem täglichen maximalen Niederschlag zugeordnet wurden, 177,73mm maximaler täglicher Niederschlag und 543,06mm vorangegangener Niederschlag. Dies ergibt eine Differenz von +227,07mm täglichen maximalen Niederschlag und -206,22mm ADR.

Ebenso auffällig ist die veränderte Streuung der Rutschungsereignisse. Während in b) die Streuung der Ereignisse höhere Werte im Bereich der y-Achse aufweisen, tendieren die Ereignisse in a) zu höheren Werten auf der x-Achse, dem ADRI.

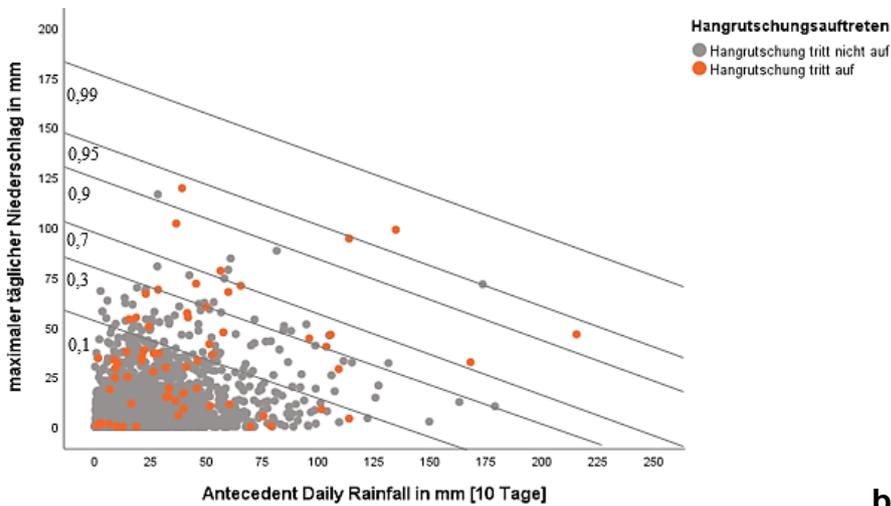
Ähnlich unterscheiden sich die Ergebnisse beim ADRI 5 und 30 Tage (siehe Anhang 2).

Die erneut sortierten Werte, hinzugefügt zu den Daten von 1971-2009, ergeben keine solch starke Änderung. Die Steigung beträgt in diesem Fall für 1971-2016 $k=-0,28$ (Abbildung 24c) und für 2009-2016 $k=-0,18$ (Abbildung 24b, sortiert nach max. tägl. NS). Im Vergleich dazu beträgt die Steigung in Abbildung 24a, bei der die Werte nach dem ADRI sortiert wurden, $-1,25$ und lässt die Geraden dadurch weitaus steiler erscheinen. Der maximale tägliche Niederschlag $p=0,99$ beträgt $180,11\text{mm}$, der ADRI $10641,63\text{mm}$. Die Schwellenwerte der maximalen täglichen Niederschläge haben sich in diesem Fall daher nur gering um $+20\text{mm}$ erhöht, der ADRI ist um etwa 200mm gesunken. Alle Werte sind statistisch signifikant.

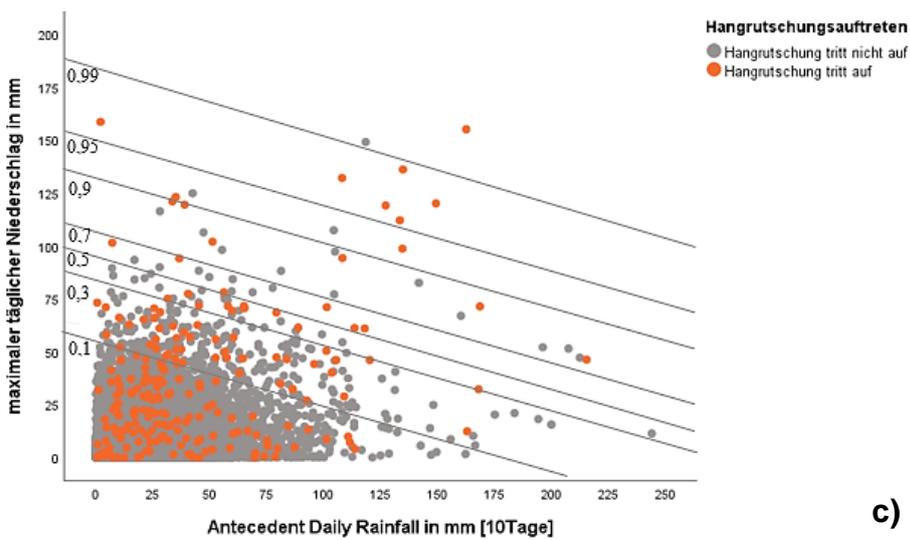
Es muss jedoch an dieser Stelle hinzugefügt werden, dass die Ergebnisse von 1971 bis 2009 ausschließlich hinsichtlich des täglichen maximalen Niederschlags sortiert wurden und somit durch Hinzufügen der Werte von 2009-2016 sortiert nach dem ADRI eine Vermischung der Klassifikation für die Ergebnisse von 1971-2016 entstand (ausschließlich für dieses Kapitel), die die Schwellenwerte verfälscht. Dennoch ist dies von Interesse, um den Einfluss der Zuordnung auf die Schwellenweltergebnisse festzustellen.



a)



b)



c)

Abbildung 24: Antecedent Daily Rainfall Modell 10 Tage für die Perioden a) 2009-2016 sortiert nach max. ADRI, b) 2009-2016 sortiert nach max. tägl. NS, c) 1971-2016 sortiert nach dem höchsten ADRI

7.3. Schwellenwerte inklusiver möglicher Hangrutschungen

Betrachtet man die die Rutschungsereignisse, wieder dem jeweiligen maximalen täglichen Niederschlag zugeordnet, so fällt im Streudiagramm auf, dass es Niederschlagsereignisse im Bereich der 99% Wahrscheinlichkeit gibt, bei denen trotz extremen Niederschlagsereignissen keine Hangrutschung auftrat. Aufgrund lückenhafter Dokumentation der Rutschungsereignisse sowie der Tatsache, dass lediglich für jene Rutschungen beim geologischen Dienst Niederösterreich ein Gutachten verfügbar ist, die einen Schaden verursacht haben, kann davon ausgegangen werden, dass einige Rutschungen undokumentiert blieben. Aufgrund dessen wurden Tage, an denen zwar ein Niederschlagsereignis im oberen Schwellenwertbereich erfasst, jedoch keine Hangrutschung zugeordnet wurde, identifiziert (siehe Anhang 7) und grafisch erneut dargestellt. Dabei stellt sich heraus, dass die Anzahl der Markierungen der möglichen Hangrutschungen in den Bereichen $p=0,3$ bis $0,95$ größer ist als die registrierten Hangrutschungen selbst. Es wurden rund 19 mögliche Hangrutschungen in den oberen Schwellenwertbereichen abgelesen (Abb. 25) und für weitere Schwellenwertberechnungen für die Periode 2009-2016 (Tabelle 10c) berücksichtigt. Im niederschlagsreichem Jahr 2009 konnten sechs Hangrutschungen hinzugezählt werden, gefolgt von fünf möglichen Hangrutschungsereignissen im Jahr 2014, wobei über das genaue Ausmaß und die Anzahl der Hangrutschungen in diesem Fall aufgrund fehlender Informationen, keine Aussage getroffen werden kann.

Diese Analyse ist insofern von Interesse, um zu eruieren, ob sich die Schwellenwerte durch die Hinzunahme der möglichen Hangrutschungsereignisse verändern.

Betrachtet man die neu berechneten Wahrscheinlichkeiten (Tabelle 10c) und vergleicht diese mit jenen, bei denen mögliche Hangrutschungsereignisse nicht berücksichtigt wurden, so ist zu erkennen, dass die Schwellenwerte der maximalen täglichen Niederschläge steigen und der ADRI erneut stark sinkt (Abb.26) Der vorangegangene Niederschlag nimmt erneut an Bedeutung zu.

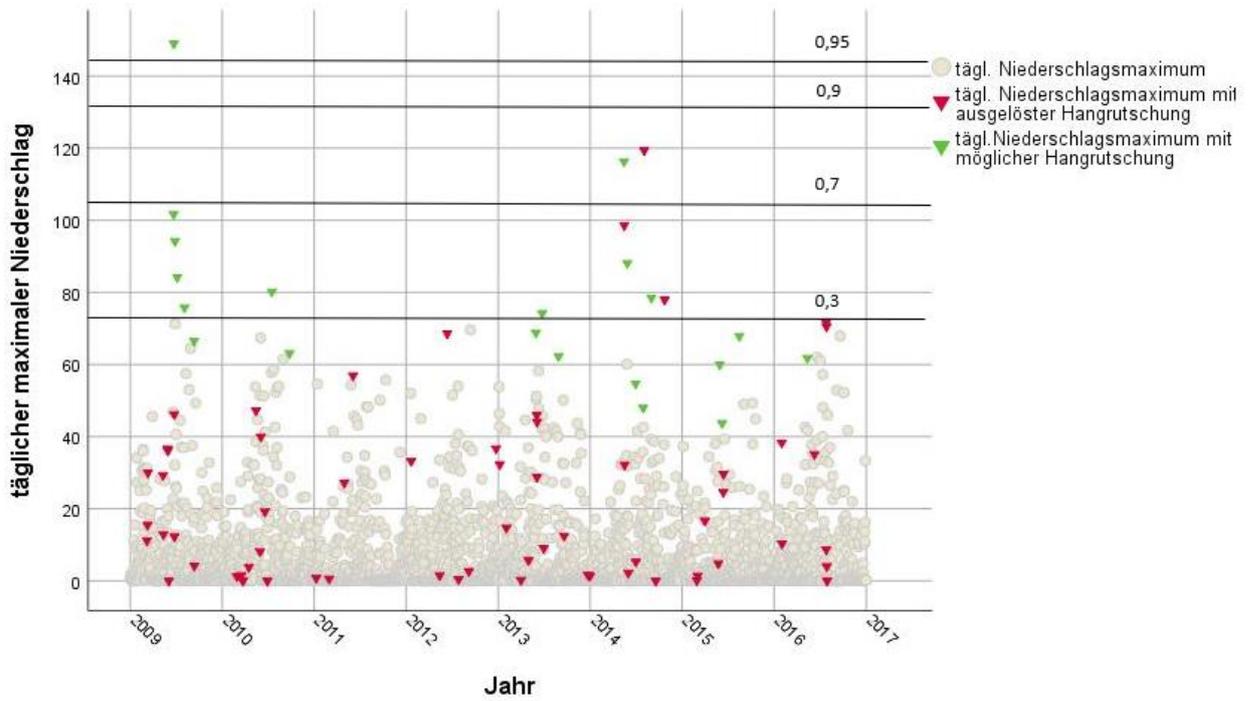


Abbildung 25: Tägliches Niederschlagsmaximum ohne Hangrutschung, tägliches Niederschlagsmaximum mit ausgelöster Hangrutschung und tägliches Niederschlagsmaximum mit möglicher Hangrutschung zur Identifikation potenzieller Hangrutschungen (2009-2016)

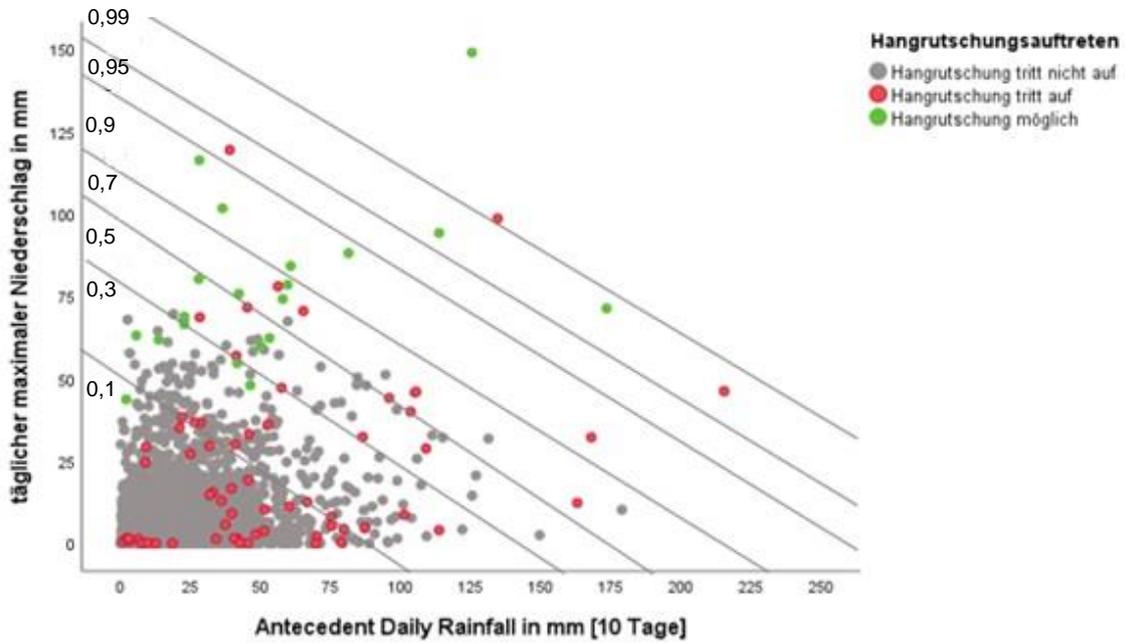


Abbildung 26: Antecedent Daily Rainfall Modell 10 Tage inklusive möglicher Hangrutschungen (2009-2016)

7.4. Robustheit des Modelles

Aufgrund der in den vorhergehenden Kapiteln vorgestellten Ergebnissen, bei denen vor allem jene Schwellenwerte in der Periode von 2009-2016 vergleichsweise starke Veränderungen aufweisen, stellt sich weiterführend die Frage, inwiefern die Schwellenwerte als robust zu verstehen sind und welche indessen besser für Vorhersagemodelle geeignet wären.

Um dies zu ermitteln, wurden die statistischen Kennwerte des R^2 (Cox & Snell R^2 und Nagelkerkes R^2) analysiert und aus unterschiedlichen Perspektiven und Perioden betrachtet. So wurden einerseits die Perioden in einem ersten Schritt ohne einer bestimmten Systematik verkürzt, wobei bereits ein Trend zu erkennen ist, dass je kürzer der Zeitraum, desto besser die Güte des Modells. Anschließend wurden die Zeiträume je um zehn Jahre verlängert (siehe Abb. 27 und 28). Auch hier lässt sich der oben genannte Trend erkennen. Ein Untersuchungszeitraum von 10 Jahren weist demnach die beste Güte auf. 20 Jahre können mit einem Cox & Snell R^2 -Wert von 0,042 und einem Nagelkerkes R^2 von 0,322 noch als „in Ordnung“ interpretiert werden, wenn auch ein starker Abfall der Güte im Vergleich zu der zehn jährigen Periode zu erkennen ist. Bei einem Zeitraum von 30 Jahren ist bereits ein starker Abfall in der Güte zu erkennen. Die Werte für Perioden >30 Jahre bleiben jedoch nahezu unverändert.

Daraus lässt sich schließen, dass eine Modell-Periode von 10 Jahren die beste Güte aufweist und dass eine längere Periode die Güte des Modells sinken lassen würde.

Analysiert man nun die Daten nach Dekaden, fällt auf, dass die Perioden 1971-1981 und 2011-2016 die beste Güte aufweisen (Abb. 29). Für die Periode 1991-2001 hingegen ist ein enormer Abfall zu erkennen, der jedoch anschließend wieder steigt.

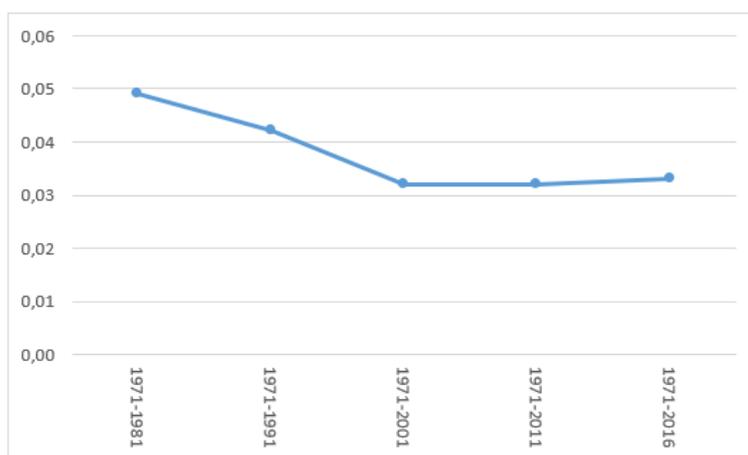


Abbildung 27: Güte des Modells Cox & Snell R^2

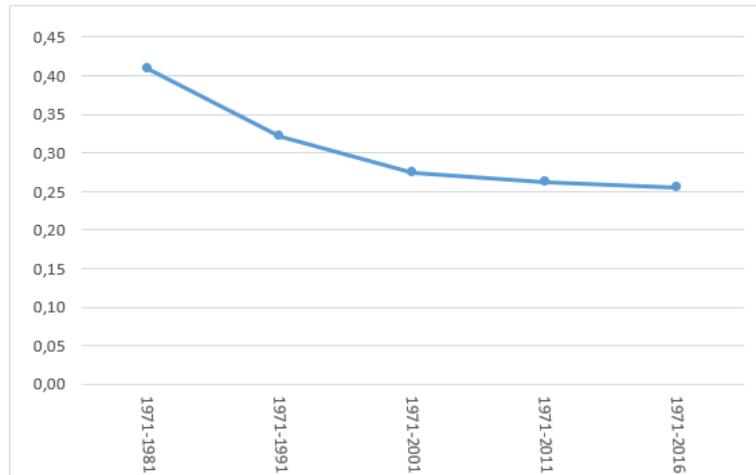


Abbildung 28: Güte des Modells Nagelnerkes R^2

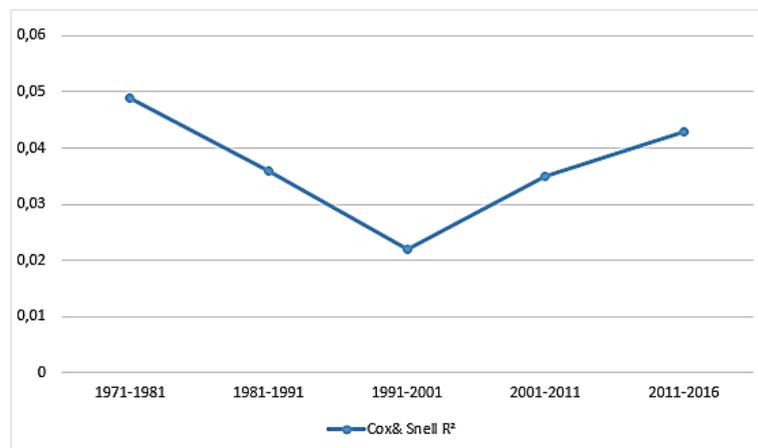


Abbildung 29: Güte des Modells Cox & Snell R^2 nach Jahrzehnten

7.5. Diskussion der Ergebnisse des Antecedent Daily Rainfall Modells

Nachdem die Ergebnisse des Antecedent Daily Rainfall Modells hinsichtlich verschiedenster Aspekte vorgestellt wurden, folgt nun die Diskussion und Interpretation der Ergebnisse.

7.5.1. Diskussion zum Einfluss des Decay-Faktors auf die Schwellenwerte

Die Modelle wurden ursprünglich sowohl für den ADRI 3, 5, 10, 20 und 30 Tage mit je einem decay-Faktor von -1, 069925 berechnet. Diese Werte geben Auskunft über den Abfluss des Bodenwassers. Bezogen auf die geomorphologischen und geologischen Bedingungen sowie das Abflussregime des Untersuchungsgebietes, erscheint es nachvollziehbar, dass sich die ADRI und infolgedessen die Schwellenwerte der 5- und 10-Tages-Modelle nicht stark unterscheiden. Aufgrund der gegebenen Abflussrate

und der Bodenverhältnisse liefert das 10 Tagesmodell jedoch bessere Ergebnisse. WALLNER (2011) zeigt auch graphisch mittels Abflusskurve (siehe Anhang 1), dass sich im Untersuchungsgebiet die Abflussspitzen nach 10-15 Tagen normalisieren. Das 30-Tages-Modell kann daher nicht mehr als repräsentativ verstanden werden, da dieser Zeitraum für diesen Abflussrückgang zu lang gewählt wäre. Infolgedessen sind die Schwellenwerte des ADRI 30 höher als die der anderen Modelle.

Diese Werte können jedoch regional sehr stark variieren und müssen daher an das jeweilige Untersuchungsgebiet angepasst werden. Auch im 120km langen Untersuchungsgebiet dieser Arbeit unterscheidet sich der Decay-Faktor von Region zu Region. Es wurde lediglich mit einem Mittelwert aus acht Abflussrückgängen gerechnet. Zudem hätten auch Veränderungen im Abfluss, wenn auch in dieser Arbeit davon ausgegangen wird, dass keine stattfanden, einen großen Einfluss auf die Ergebnisse. Weiterführend wäre es dennoch sinnvoll, den Decay-Faktor erneut zu überprüfen und die Variable detaillierter, auf eine spezifische Region bezogen, zu berechnen.

7.5.2. Diskussion zur Veränderung der Schwellenwerte seit 1971

Bei der Forschungsfrage, in welchem Ausmaß Veränderungen der Schwellenwerte seit 1971 auftreten würden, wurde zwar davon ausgegangen, dass es Veränderungen gäbe, jedoch sind diese in einem weitaus größeren Ausmaß aufgetreten als ursprünglich angenommen.

In allen Modellergebnissen, in denen Rutschungsereignisse und die Niederschlagsdaten von 2009-2016 inkludiert sind, ist der ADR-Schwellenwert deutlich gesunken. Dies weist darauf hin, dass weniger vorangegangener Niederschlag nötig ist, um eine Rutschung auszulösen. Wenn zuvor in der Periode 1971-2009 noch 1489,16mm vorangegangener Niederschlag notwendig waren, um eine Rutschung mit einer Sicherheit von 0,99 auszulösen, so sind 1971-2016 855,59mm und 2009-2016 nur noch 543,06mm vorhergehender Niederschlag erforderlich. Im Gegensatz dazu sind die Schwellenwerte des täglichen maximalen Niederschlags um etwa 10-20mm gestiegen. Daraus lässt sich, wie bereits erwähnt, schließen, dass der Antecedent Daily Rainfall an Bedeutung gewinnt. Diese Veränderung kann vielerlei Gründe haben. Einerseits sind anthropogene Einflüsse, die vermehrt deutlich aus den Gutachten herauszulesen sind, ein stark diskutierter Faktor in Bezug auf die Hangstabilität (siehe Kapitel 6). Die Hangstabilität kann zwar nicht wie der Niederschlag als auslösender

Faktor verstanden werden, doch durch einen veränderten Scherwiderstand des Hanges könnte weniger Niederschlag ausreichen, um eine Rutschung auszulösen, wodurch sich auch die Schwellenwerte verändern. Die abnehmende Hangstabilität wird in der Fachliteratur sogar mitunter als einer der stärksten Einflussfaktoren erachtet, was die steigende Anzahl an Hangrutschungen betrifft. Andererseits müssen die Änderungen in der Hangstabilität nicht nur auf direkte anthropogene Eingriffe zurückgeführt werden. Auch Klimaänderungen spielen indessen eine große Rolle. Sie verändern nicht nur das regionale Klima, Wetter und demnach auch den Wasserhaushalt des Hanges, sondern auch andere Stabilitätsfaktoren der Hänge, wie zum Beispiel die Vegetationsbedeckung, Erosion, usw., wodurch Hänge sensibler auf auslösende Faktoren reagieren können. Die Veränderungen der Schwellenwerte, vor allem die Bedeutungszunahme des Antecedent Daily Rainfall, kann daher auf eine veränderte Disposition der Hänge zurückgeführt werden und steht nicht direkt in Bezug zum auslösenden Faktor Niederschlag. Zu einem ähnlichen Ergebnis kamen auch GARIANO et al. (2017). In ihrer Studie änderte sich nicht nur, wie auch in dieser Arbeit, die saisonale und monatliche Verteilung des Rutschungsauftretens, sondern auch die Schwellenwerte sanken. Diese Änderungen schrieben sie ebenso vor allem der veränderten Anfälligkeit der Hänge zu. (vgl. GARIANO ET AL. 2017:419)

Es sollte jedoch in diesem Zusammenhang jedoch bedacht werden, dass das Untersuchungsgebiet 120km umfasst, wodurch es sein kann, dass manche Regionen und deren Hänge anfälliger sind, weil diese beispielsweise unter starkem oder stärkerem anthropogenen Einfluss stehen als andere Gebiete und somit häufiger eine Rutschungsaktivität aufweisen. Dennoch fließt deren Hangrutschungsverhalten in die Ergebnisse mit ein und führt möglicherweise dazu, dass die niedrigeren Schwellenwerte überschätzt werden. Es empfiehlt sich daher kleinräumigere Analysen durchzuführen, bei denen auch die Landnutzungs- und -bedeckungstyp berücksichtigt und deren Schwellenwerte verglichen werden. Demnach müssten bewaldete Gebiete höhere Schwellenwerte als Wiesen oder anders (land)wirtschaftlich genutzten Flächen aufweisen. (vgl. GARIANO ET AL. 2018) Es ließe sich dadurch auch herausfinden, ob in diesem Untersuchungsgebiet die gesunkenen Schwellenwerte auf einzelne überaus anfällige Hänge zurückzuführen sind (Ausreißer), was auch erklären würde, warum die totale Anzahl der Rutschungen trotz niedrigerer Schwellenwerte und intensivere

Niederschläge nicht zunahm, und ob diese Hänge in den letzten Jahren außergewöhnlichen Veränderungen unterlagen oder ob die Abnahme des ADRI auf klimatische und anthropogene Einflüsse im gesamten Untersuchungsgebiet zurückzuführen ist.

7.5.3. Diskussion zu Rutschungsereignissen mit niedrigem täglichen maximalen Niederschlag und niedrigem ADRI

Vergleicht man die Streudiagramme der jeweiligen Perioden, so ist zu erkennen, dass in der Periode von 1971 bis 2009 sichere Rutschungen vor allem bei hohen Werten des täglichen maximalen Niederschlags zu finden sind. In den anderen Modellperioden sind mehr Rutschungen zu höheren ADRI-Werten mit geringeren täglichem maximalen Niederschlag zu erkennen.

Ohne Unterschied bleibt die Anzahl der aufgetretenen Hangrutschungen im Bereich unter der 0,1 Schwellenwertlinie. Diese weisen zumeist nicht nur einen geringen maximalen täglichen Niederschlag auf, sondern auch einen geringen vorangegangenen Niederschlag. Dies kann vielerlei Gründe haben, ebenso dass es Tage mit hohen Werten bei beiden Variablen gibt, bei denen keine Rutschung ausgelöst wurde.

Ersteres könne damit zusammenhängen, dass die Rutschungen einerseits durch ein lokales Starkregenereignis, das nicht in den Aufnahmen der Messstelle berücksichtigt werden konnte, ausgelöst wurde. Dies ist insofern möglich, als dass die Rutschung nicht der nächsten Wetterstation, wenn in der Nähe überhaupt eine existiert, sondern zum jeweiligen täglichen maximalen Niederschlag des gesamten Untersuchungsgebietes zugeordnet wurde. Ebenso ist es möglich, dass die Rutschung erst verspätet, nachdem das Niederschlagsereignis vorüber ist, auftrat, wodurch sie niedrigere Werte des täglichen maximalen Niederschlags und ADRI aufweist.

Zudem lässt sich erneut ein anthropogener Einfluss der betroffenen Hänge nicht ausschließen. So können, wie schon erwähnt, Bodenvibrationen oder Veränderungen des Hanges durch Bauarbeiten, eine Veränderung der Vegetationsbedeckung sowie Nutzungsänderungen des Hanges, diesen instabil gemacht haben und somit ein Rutschungsereignis ausgelöst oder begünstigt haben. Ebenso sind Drainagen, vor allem veraltete, ein diskutables Sujet. Sind diese verstopft, kommt es einerseits zu einer Änderung des Bodenwasserlevels, weil sich u.a. der Bodenabfluss ändert, wodurch das kritische Wasserlevel eher erreicht wird und eine Rutschung auch mit weniger Niederschlag ausgelöst werden kann. Oft ist es auch der Fall, dass diese Drainagen, aufgrund des Wasserdrucks platzen und das Wasser so rasch freigeben,

dass der Boden dieses nicht mehr absorbieren kann. In diesem Falle kann eine Rutschung auch gänzlich ohne Tagesniederschlag auftreten.

Wie in Kapitel 6 bereits erwähnt, haben sich die Rutschungsereignisse auch saisonal verändert. Diese treten nun vermehrt auch in den Frühjahrsmonaten März-Mai auf. In diesen Fällen werden Rutschungen nicht unbedingt in Form von flüssigen Niederschlägen ausgelöst. Es handelt sich überwiegend um Ereignisse, die durch eine rasche Schneeschmelze ausgelöst werden, was wiederum auf den rasch wärmer werdenden Temperaturen beruht. Vor allem Ereignisse Anfang März sind von diesem Phänomen betroffen. So auch die Rutschung am 13.03.2013 in Scheibbs, die mit dem geringen täglichen maximalen Niederschlag von 18,60mm und ADRI 10 von 6,50mm, auftrat. Das Gutachten weist auf vorerst aufgetretene Niederschläge und eine darauffolgende Schneeschmelze, die zu einer starken Durchnässung des Untergrundes führten, hin, sodass der Schwerwiderstand herabgesetzt wurde. Am 28.2. 2015 in Phyra wurde die Schneeschmelze mit 0,1mm Niederschlag und 9,5mm vorangegangenen Niederschlag ebenso als Auslöser für eine Rutschung verstanden. Es wird in den Gutachten von einigen solchen Situationen berichtet, oft auch in Kombination mit Regenfällen, die jedoch sehr gering sein können. Dadurch können sich auch manche der Rutschungsereignisse im unteren Schwellenwertbereich erklären lassen. Es wäre daher sinnvoll in weiteren Arbeiten hinsichtlich Rutschungen in der Winter- und der Sommersaison zu unterscheiden, um diesbezüglich, u.a. unter Berücksichtigung der Schneeschmelze, genauere Aussagen treffen zu können.

Die Fälle, bei denen einem Starkregenereignis keine Rutschung zugeordnet wurde, können durchaus mit Lücken in der Dokumentation begründet werden. Wie des Öfteren erwähnt, werden nur jene Rutschungen registriert, die einen Schaden verursachten und gemeldet wurden. Zudem ist eine genaue Rekonstruktion des Ereignisdatums oftmals nicht möglich. Einige dieser Ereignisse sind daher nicht eindeutig nachvollziehbar.

7.5.4. Diskussion der Ergebnisse inklusive möglicher Hangrutschungen

Da sich die Dokumentation von Rutschungsereignissen in dieser Arbeit wiederholt als ein Problem herausstellt, insbesondere, inwiefern diese Lücken Einfluss auf das Ergebnis der Niederschlagsschwellenwerte haben könnten, wurden eben jene Daten eruiert, an denen aufgrund des hohen täglichen Niederschlags eine Hangrutschung stattfinden hätte können. In weiterer Folge wurden diese möglichen Ereignisse in

einem weiteren Modelldurchlauf berücksichtigt. Jedoch wurden diese Werte mit nur einem Rutschungsereignis versehen, wenn auch mehrere möglich gewesen wären.

Es ließ sich erneut der Trend ablesen, dass der ADRI 10 sinkt und der tägliche maximale Niederschlag leicht steigt. Erstere dürfte dadurch stärker in die Gewichtung fallen, weil u.a. bei den fehlenden Datenpunkten auch Werte im höheren ADRI-Bereich vertreten sind. Diese Analyse weist, wie auch in den anderen Modellergebnissen, darauf hin, dass die Bedeutung des ADRI's zunimmt. Ebenso werden die Schwellenwertlinien steiler.

Diese Analyse kommt daher auch zu dem Ergebnis, dass durch die fehlende Information zu nicht registrierten Hangrutschungen die Niederschlagsschwellenwerte verfälscht sein können.

7.5.5. Diskussion zur Veränderung der Schwellenwerte hinsichtlich einer alternativen Ereignisklassifizierung

In einem weiteren Modelldurchlauf wurden die Rutschungsereignisse, für die kein sicheres Datum bestand, anstelle dem höchsten maximalen täglichen Niederschlag auch dem höchsten ADRI 10 zugeordnet.

Die Schwellenwerte wiesen dabei eine drastische Veränderung auf. Der vorangegangene Niederschlag gewinnt noch stärker an Bedeutung als dies ohnehin schon bei der anderen Klassifizierung in der Periode von 2009-2016 der Fall war, während der maximale tägliche Niederschlag weniger wichtig wird. Es ist daher weniger vorangegangener Niederschlag nötig, um eine Rutschung auszulösen, jedoch mehr bei täglichen intensiven Regenfällen. Die Annahme, dass intensiver kurzweiliger Niederschlag in Oberflächenabfluss resultiert, weshalb auch eine Datenaufbereitung nach dem ADRI in Frage kam, kann daher für das Untersuchungsgebiet unter der Berücksichtigung der Infiltrationskapazität des Bodens, Hangneigung und Vegetationsbedeckung grundsätzlich bestätigt werden, jedoch können diese Faktoren von Hang zu Hang stark variieren, weshalb eine lokalere Untersuchung genauere Ergebnisse liefern könnte und in weiterer Hinsicht durchaus sinnvoll wäre. Der Einfluss der Vorfeuchte ist demnach sehr stark von der Vegetationsbedeckung, der Infiltrationskapazität und der Evapotranspiration abhängig. So ging man beispielsweise davon aus, dass bewaldete Flächen aufgrund der Wurzelkohäsion trotz erhöhter Infiltrationskapazität starken Niederschlägen eher standhalten können. CROZIER (2010) berichtet jedoch von Ereignissen, bei dem die Infiltrationskapazität der dominanter Faktor war, wodurch bei

einem Starkregenereignis auch im Wald Rutschungen ausgelöst wurden. Das Gegenteil belegen wiederum die Starkregenereignisse von 2009 in der Steiermark, wo Hangrutschungen überwiegend auf landwirtschaftlich genutzten Flächen und nicht im Wald auftraten. (vgl. KROMP-KOLB ET AL. 2014: 567ff.). Entwaldung und Bewaldung sowie die Infiltrationskapazität von Hängen sind daher Faktoren, denen in dieser Thematik weiterführend durchaus mehr Beachtung geschenkt werden sollte, da auch diese die Zuordnung der Rutschungsereignisse beeinflussen könnten. Daher kann auch hierfür keine generalisierenden Aussagen getroffen werden.

Es lässt sich aufgrund der verfügbaren Informationen auch keine Aussage treffen, ob es sich bei den Rutschungen überwiegend um oberflächennahe, oder tiefgründige Rutschungen handelt. Dies wäre in Bezug auf die Zuordnung der Ereignisse und Berechnungen der Niederschlagsschwellenwerte durchaus von großem Interesse, da kurze, heftige Niederschläge eher zu flachgründigen Rutschungen führen, während bei Vorfeuchte eher tiefgründige Rutschungen ausgelöst werden.

Es erscheint daher vorteilhaft, die Bedingungen und Einflussfaktoren des Untersuchungsgebietes genauestens zu analysieren. Dadurch könnte vorab eine sinnvolle Zuordnung der Ereignisse zu den jeweiligen Variablen erfolgen. Insofern wären die Schwellenwerte für eine Vorhersage zuverlässiger, denn die Aufbereitung der Daten, hinsichtlich der zwei Variablen erweist sich im Anbetracht der unterschiedlichen Schwellenweltergebnisse durchaus als großer Einflussfaktor.

In Hinblick auf die Bedingungen des Untersuchungsgebietes und einer genauen Analyse der Gutachten ergäbe es jedoch durchaus Sinn, die Rutschungsereignisse zukünftig dem ADRI zuzuordnen.

7.5.6. Diskussion zu der Robustheit des Modells

Es stellt sich im Zuge dieser Analysen auch die Frage, wie viele Daten der Datensatz beinhalten müsse, um zuverlässige Aussagen zu treffen, vor allem auch in Hinblick auf die lückenhafte Dokumentation der Rutschungsereignisse.

Bereits WALLNER (2012) wies darauf hin, dass die neueren Datensätze nur eine geringe Anzahl an verwertbaren Ereignissen mit sich bringen würden und der Untersuchungszeitraum zu kurz sei. Der „zu kurz“ gewählte Untersuchungszeitraum wird in vielerlei Fachliteratur stark kritisiert. So auch in neueren Fachartikeln von beispielsweise GARIANO et al. (2017), die eine Periode von etwa 10 Jahren als viel zu kurz und nicht zuverlässig beurteilen.

Die Ergebnisse dieser Arbeit widersprechen dem jedoch. Die Güte der Modelle sei bei einer Periode von 10 Jahren am besten. Bei einer Periode mit mehr als 20 Jahren wären die Schwellenwerte bereits unzuverlässiger. Dies korreliert mitunter mit der Klimavariabilität. Betrachtet man Abbildung 16 erneut, so unterliegen die mittleren jährlichen Niederschläge als auch die jährlichen Niederschlagsmaxima Schwankungen. Temperaturveränderungen, die Trockenheit hervorrufen, die Evapotranspirationrate verändern und Vegetationsperioden früher beginnen lassen, aber auch veränderte Niederschlagsbedingungen in sowohl fester als auch flüssiger Form sowie Extremereignisse entsprechen, unabhängig vom Klimawandel, der natürlichen Variabilität. Durch die sich ständig verändernden Klimabedingungen, aber auch durch die Bedingungen, die direkten Einfluss auf die Hänge haben, wie Veränderungen in der Landschaft und -nutzung, erweist sich ein Zeitraum von 10 Jahren für die Berechnung von Schwellenwerten als am Zuverlässigsten. Jene die darüber hinaus gehen, entsprechen, wie es scheint, nicht mehr den aktuellen Verhältnissen. Inwiefern der Klimawandel hierbei relevant ist, kann aus den vorliegenden Informationen nicht erschlossen werden. Es lässt sich jedoch eine gewisse, wenn auch nicht ausschlaggebende Wirkung annehmen.

8. Schlussfolgerung und Perspektiven

Für die zu Beginn erwähnten Forschungsfragen und Hypothesen soll in diesem Kapitel ein Fazit gezogen werden. Anschließend werden die Hauptaussagen dieser Arbeit zusammengefasst. Den Abschluss bilden ein Ausblick und mögliche Perspektiven sowie weiterführende Forschungsfragen.

8.1. Fazit

In diesem Kapitel werden die Hypothesen und Forschungsfragen, die zu Beginn dieser Arbeit aufgestellt wurden, erneut aufgegriffen, beantwortet und diskutiert.

Die erste Hypothese mit dazugehöriger Forschungsfrage lautet:

H1: Es existiert ein Zusammenhang zwischen den Veränderungen der Intensität und Frequenz des Niederschlages, bedingt durch den Klimawandel, und der Anzahl an Hangrutschungen.

Inwiefern hat sich die Anzahl der Hangrutschungen im Zeitraum von 1971 bis 2016 in Hinblick auf den Klimawandel verändert?

Diese Hypothese muss bedingt verworfen werden. Es sind zwar Veränderungen sowohl in der Niederschlagsintensität und -frequenz zu erkennen, die durchaus, auch wenn nicht statistisch signifikant, durch den Klimawandel verursacht wurden, jedoch konnte keine eindeutige Korrelation mit einer Veränderung der Hangrutschungsanzahl festgestellt werden. Die Annahmen, dass die totalen Niederschläge und die Intensität steigen würden, könne zwar, sofern man die jährlichen Niederschlagsmaxima und die jährlichen mittleren Niederschläge betrachtet, durchaus bestätigt werden. Analysiert man jedoch den kompletten Datensatz hinsichtlich der Anzahl an Regentagen mit mehr als 20mm Niederschlag, so kann im Vergleich zur Periode 1971-2009 kein bedeutender Unterschied festgestellt werden. Demnach dürften sich die intensiven Niederschlagsereignisse in ihrer Anzahl nicht verändert haben, wenn auch die Intensität von Extremereignissen zugenommen hat. Hingegen aller Annahmen sind daher diese im Untersuchungsgebiet im besagten Zeitraum nicht in ihrer Frequenz, jedoch in ihrem Ausmaß gestiegen.

Bei der Anzahl der Hangrutschungen konnte auch keine bedeutende Veränderung festgemacht werden, wobei man Lücken in der Datendokumentation stets berücksichtigen muss. Indessen fällt auf, dass sowohl die Niederschlagswerte als auch die Zahl der Hangrutschungsereignisse starken Schwankungen unterliegen, die man einer Klimavariabilität zuschreiben könnte.

Im Gegensatz zu den geringen Änderungen der Hangrutschungsanzahl sind deutliche saisonale Verschiebungen des Hangrutschungsauftretens zu erkennen. Diese korrespondieren durchaus mit den gängigen Annahmen zu den Auswirkungen des Klimawandels im Untersuchungsgebiet.

Durch die ursprünglich erwarteten Veränderungen der Anzahl der Rutschungsereignisse sowie der Niederschlagsfrequenz und -intensität wurde daher wie folgt angenommen:

H2: Aufgrund der veränderten klimatischen Bedingungen ist zudem mit einer Veränderung der Schwellenwerte zur Auslösung von Hangrutschungen zu rechnen.

In welchem Ausmaß haben sich die Niederschlagsschwellenwerte zur Auslösung von Hangrutschungen seit 1971 verändert und in welchem Zusammenhang steht dies mit Klimaänderungen?

Obwohl kaum Veränderungen in der Anzahl der Hangrutschungen zu erkennen sind, unterliegen die Schwellenwerte einer starken Änderung. Demzufolge gewinnt der vorangegangene Niederschlag in jeglichem Modelldurchlauf an Bedeutung. Diese Änderungen sind jedoch nur bedingt dem Klimawandel zuzuschreiben. Vielmehr sind sie auf Änderungen der Hangstabilität durch anthropogenen Einfluss zurückzuführen. Dies ist auch vermehrt aus den Gutachten zu entnehmen, indem Rutschungen vor allem an modifizierten Hängen stattfinden. Jedoch sind auch Rutschungen, die keinerlei Schaden anrichten, also die in Regionen, wo vermutlich weniger anthropogener Einfluss besteht, nicht aufgezeichnet.

Es ist durchaus nachweisbar, dass Vegetation, Abfluss und Bodenzusammensetzung einen Einfluss auf die Stabilität von Hängen haben. Werden diese durch menschlichen Eingriff oder auch durch die Auswirkungen des Klimawandels verändert, resultiert dies in einer Modifikation der Hangstabilität und infolgedessen in einer höheren Anfälligkeit. Zieht man nun die Veränderungen der bodenstabilisierenden Kräfte der Hänge durch Klimaänderungen heran, so kann ein Einfluss des Klimawandels auf die Schwellenwerte in diesem Sinne bestätigt werden. Beim auslösenden Faktor Niederschlag ist jedoch keine direkte Korrelation mit den Schwellenwertveränderungen zu erkennen. Dies wird auch von fachspezifischer Literatur bestätigt.

Es kann daher festgehalten werden, dass es zwar Veränderungen in den Niederschlagsschwellenwerten gibt, diese jedoch nicht primär durch veränderte meteorologische Bedingungen zustande kommen.

H3: Die Veränderungen der Schwellenwerte beeinflussen die Zuverlässigkeit und die Güte des Modelles.

Inwiefern können die Schwellenwerte als robust und zuverlässig für mögliche Vorhersagemodelle verstanden werden, insbesondere in Hinblick auf sich ständig verändernde meteorologische und klimatische Veränderungen?

Welchen Effekt hat die Dimension des Datensatzes auf die Robustheit der Schwellenwerte?

Diese Hypothese muss bestätigt werden. Die Veränderungen der Schwellenwerte beeinflussen durchaus die Zuverlässigkeit und die Güte eines Modelles. Hingegen aller vorerst getroffenen Annahmen, dass die Güte des Modells zunehmen würde, wenn der Untersuchungszeitraum länger wird, wurde herausgefunden, dass dem nicht so ist. Die natürliche, aber auch anthropogen bedingte Klimavariabilität ist mitunter auch ein Grund, weshalb die Güte des Modells, trotz längerem Untersuchungszeitraum, abnimmt. Dies wird auch durch die veränderten Schwellenwerte bestätigt.

Es empfiehlt sich einen Zeitraum von 10 Jahren bzw. maximal 20 Jahren heranzuziehen, damit die Schwellenwerte als zuverlässig erachtet werden können. Das bedeutet, dass die Schwellenwerte regelmäßig aktualisiert werden sollten. In diesem Zeitraum fließen die Schwankungen des Klimas oder Veränderungen der Hänge nicht so stark ein, dass die Schwellenwerte verfälscht werden könnten.

8.2. Zusammenfassung

In diesem Kapitel werden die Hauptaussagen dieser Arbeit erneut aufgegriffen und erläutert.

Die Intention dieser Arbeit war es ursprünglich herauszufinden, ob sich die Schwellenwerte von WALLNER (2012) aus der Periode 1971-2009 durch Hinzufügen von neueren Datensätzen bis Dezember 2016 verändern würden, um u.a. zu prüfen, wie zuverlässig/geeignet die Schwellenwerte für Vorhersagesysteme sind. Es stellte sich die Frage, ob diese Veränderungen mit den gängigen Annahmen zum Klimawandel in Österreich korrelieren würden. Das Untersuchungsgebiet wurde aufgrund seiner geologischen Einheit, die sehr rutschungsanfällig ist, gewählt. Aus diesem Forschungsinteresse entstanden die bereits erläuterten Forschungsfragen und Hypothesen.

Für die Analyse der Niederschlagsschwellenwerte wurden die Daten aufbereitet und aktualisiert. Anschließend wurde der Antecedent Daily Rainfall Index für 5, 10, 20 und 30 Tage mittels täglichem maximalem Niederschlag berechnet. Für die Perioden 1971-2009 (zur Überprüfung), 2009-2016 und 1971-2016 wurden folglich eine binäre logistische Regression durchgeführt und die Auftrittswahrscheinlichkeiten von Hangrutschungen zu einem bestimmten Schwellenwert berechnet. Die grafische Darstellung der Ergebnisse erfolgte in Form eines Streudiagramms.

Aufgrund der veränderten Schwellenwerte wurde in einem weiteren Schritt durch die Analyse des statistischen Parameters R^2 die Robustheit und Zuverlässigkeit des Modells ermittelt. Um den Einfluss des Klimawandels zu eruieren, wurde eine intensive Literaturrecherche durchgeführt.

Dabei ergaben sich Kernaussagen, die im Folgenden erläutert und kurz diskutiert werden:

Durch den Klimawandel verändert sich der Triggerfaktor Niederschlag (insbesondere Extremniederschläge) zwar in seiner Intensität, jedoch nicht in seiner Frequenz. Da keine Änderungen in der Hangrutschungsanzahl nachgewiesen werden konnten (lediglich eine leichte Abnahme wurde mittels einer Geraden festgestellt, wobei in dieses Ergebnis auch Ausreißer miteinfließen), wird davon ausgegangen, dass Klimaänderungen das Hangrutschungsauftreten in seiner Anzahl nicht beeinflussen. Dabei stellt sich natürlich erneut die Frage, inwiefern die Dokumentation der Rutschungen als zuverlässig zu verstehen ist und wie viele Rutschungen nicht oder fälschlich registriert wurden. In diesem Bereich sollten noch weitere Nachforschungen angestellt werden. Zu dem ist nicht klar, welchen Einfluss die Veränderungen anderer Klimavariablen, wie zum Beispiel Temperatur oder Wind auf den Triggerfaktor Niederschlag haben, wodurch dieser anders zu Tragen kommen könnte, als die Daten der Messstationen vermuten lassen. Dennoch konnten Veränderungen in Bezug auf das Hangrutschungsauftreten und den Klimawandel festgestellt werden. Diese betreffen vor allem das saisonale Auftreten, wobei Abnahmen in den Sommermonaten auf die trockeneren Bedingungen und Zunahmen im Frühjahr einerseits auf die Schneeschmelze, andererseits auf die wärmeren Bedingungen, die festen Niederschlag verflüssigen, zurückzuführen sind. So initiiert die rasche Schneeschmelze auch ohne modellrelevanten Niederschlag Hangrutschungen. Die Schneeschmelze wurde im Modell und in dieser Arbeit, trotz vielfacher Nennung in den Gutachten nicht mehr separat thematisiert. Sie sollte jedoch zukünftig genauer analysiert werden, insbesondere in Hinblick auf das saisonale Auftreten von Hangrutschungen, das sich seit 1971 deutlich verschoben hat.

Auch bei den Schwellenwerten wurden Veränderungen festgestellt. In allen Modelldurchläufen konnte eine Abnahme des ADRI 10 Schwellenwertes eruiert werden. Demnach gewinnt der vorangegangene Niederschlag an Bedeutung. Dies muss

natürlich hinsichtlich verschiedenster Aspekte analysiert und interpretiert werden. Die Annahme, dass die Klimaänderungen im Sinne des auslösenden Faktors Niederschlag Einfluss auf die Schwellenwerte haben, konnte bald verworfen werden. Einerseits resultiert aufgrund der geologischen Einheit und der Bodenbeschaffenheit intensiver, kurzweiliger Niederschlag in Oberflächenabfluss, weshalb mehr täglicher maximaler Niederschlag notwendig wäre, um eine Rutschung auszulösen. Zudem initiiert ein Niederschlagsextremereignis eher flachgründige Rutschungen, während vorangegangener Niederschlag zu tiefgründigen Rutschungen führt. Leider sind in den Gutachten zum Rutschungstyp oder deren Magnitude keine Informationen vorhanden. Diese würden in weiterer Folge die Abnahmen der ADR-Schwellenwerte untermalen.

Interessant sind in diesem Zusammenhang auch die Ergebnisse hinsichtlich einer differenzierten Zuordnung von Rutschungen ohne sicheres Datum. Werden diese dem höchsten ADRI zugeordnet, statt dem maximalen täglichen Niederschlag, unterscheiden sich die „neuen“ Schwellenwerte erneut, wobei auch hier wieder der vorangegangene Niederschlag an Bedeutung gewinnt und die Schwellenwerte dieser Variable sinken. Daher wäre es auch in dieser Hinsicht wichtig zu wissen, ob es sich um tief- oder flachgründige Rutschungen handelt, um eine zuverlässige Zuteilung der Daten zu gewährleisten. In Hinblick auf das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit wäre, unter Berücksichtigung der geologischen Einheit, Bodenbeschaffenheiten, Vegetation uvm., die Zuordnung nach dem ADRI am sinnvollsten, jedoch fehlen, wie bereits erwähnt, die nötigen detaillierten Informationen, um dies mit Sicherheit zu belegen.

Andererseits nimmt die Bedeutung des Schwellenwertes mit vorangegangem Niederschlag aufgrund anthropogener, aber auch klimatischer Einflüsse auf die Hangstabilität, die den Hang für Rutschungen anfälliger machen, zu. Es handelt sich hierbei um Veränderungen in der Landnutzung, der Vegetation, Ausweitung der Infrastruktur, Drainagierung von Hängen und viele andere Faktoren, die einen Hang instabil werden lassen. Es ist demnach weniger vorangegangener Niederschlag notwendig. Der Einfluss der Disposition auf die Niederschlagsschwellenwerte sollte in weiterführenden Analysen unbedingt miteinbezogen werden, wobei diese genauere Ergebnisse liefern würden, wenn sie lokaler durchgeführt werden würden, da das Untersuchungsgebiet durchaus als heterogen zu verstehen ist, auch wenn es dieselbe geologische Einheit aufweist.

Da ständig Lücken in der Datendokumentation hervortreten, die die Schwellenwerte verfälschen könnten, wurden in einem weiteren Analyseschritt mögliche Hangrutschungen identifiziert, indem angenommen wurde, dass an jenen Tagen, die einen ungewöhnlich hohen täglichen maximalen Niederschlag aufweisen, auch (zumindest) eine Hangrutschung auftrat. Diese Rutschungsevents wurden bei einem erneuten Modelldurchlauf inkludiert und weitere Schwellenwerte berechnet. Diese weisen ebenso denselben Trend auf, wie die restlichen Modelldurchläufe. Die Werte des ADRI 10 sinken und bestätigen sogar unter Berücksichtigung der Datenlücken die Tendenz, dass der vorangegangene Niederschlag vorrangiger ist als der tägliche maximale Niederschlag.

Ein weiterer Aspekt dieser Arbeit, der zu überraschenden Ergebnissen führte, ist die Robustheit des Modells. Es besteht, u.a. in fachspezifischer Literatur, die weitverbreitete Annahme, dass je länger der Datensatz ist bzw. je umfangreicher die Aufnahmen der Rutschungsereignisse sind, desto besser müsste die Güte des Modells werden. Die Analyse der statistischen Parameter R^2 (Cox&Snell und Nagelnerkes R^2) widerlegen jedoch diese Annahme. Demnach sinkt die Güte, wenn der Datensatz mehr als 10 Jahre umfasst, wobei 20 Jahre auch noch als zuverlässig aufgefasst werden könnten. Das bedeutet, dass jene Schwellenwertberechnungen, die auf Daten mit einem Umfang von mehr als 20 Jahren basieren, nicht mehr als zuverlässige Vorhersageparameter verstanden werden können. Die Klimavariabilität, sei diese natürlich oder anthropogen bedingt, aber auch ständige Veränderungen der Disposition fließen zu stark in die Ergebnisse mit ein, wodurch das Modell an Robustheit verliert. Es wäre alle 10 Jahre eine Aktualisierung der Niederschlagsschwellenwerte notwendig, um zuverlässige Werte zu erhalten.

Auch die Analyse der Robustheit des Modelles begründet die Annahme, dass eine Analyse der Hangeinflüsse in der Flyschzone in Niederösterreich von großer Relevanz wäre, um eindeutige Schlüsse ziehen zu können.

Schlussfolgernd kann daher festgehalten werden, dass die Ergebnisse dieser Arbeit wegen des einfachen Modellaufbaus (viele Variablen werden nicht berücksichtigt), des großen, regional gewählten Untersuchungsgebietes sowie des begrenzten Datensatzes zwar nur eine limitierte Aussagekraft besitzen, dennoch stellen sie eine

gute Basis dar. Möglichkeiten diese Untersuchungen auszuweiten, werden im darauffolgenden Kapitel vorgestellt.

8.3. Perspektiven und Ausblick

Da die Ergebnisse dieser Arbeit durchaus einige Qualitätsmängel aufweisen, werden im folgenden abschließenden Kapitel Perspektiven, Aspekte und weitere Forschungsansätze präsentiert, die zu weiterführenden Untersuchungen anregen sollen.

Einerseits resultieren die Unstimmigkeiten dieser Arbeit aus der lückenhaften Datengrundlage, die zwar nicht als schlecht erachtet werden kann, jedoch würden genauere Dokumentationen und Informationen, insbesondere jene von Hangrutschungen, die keine Schäden verursacht haben sowie Auskünfte über den Typ der Rutschung, Magnitude und vor allem ein sicheres Ereignisdatum genauere Ergebnisse liefern. Die Gutachten sind zudem sehr subjektiv und je nach GutachterIn unterschiedlich. Ein standardisiertes Erhebungsblatt wäre indessen sehr hilfreich und weitaus übersichtlicher.

Eine Möglichkeit, die Angaben zur Anzahl der Rutschungen zu verbessern, wäre auch ein Abgleich mit Satellitenbildern, insbesondere um Rutschungen herauszufiltern, die keinen Schaden verursacht haben und somit nicht dokumentiert wurden. Aber auch diese Prozedur ist nur begrenzt hilfreich, da sie ebenso weder Informationen zum Zeitpunkt des Ereignisses noch zum Typ der Rutschung gibt. Zudem erscheint dies sehr aufwändig und bedarf eines ständigen Monitorings. Eine weitere, durchaus kostspielige und utopische Idee wäre auch, an sehr anfälligen Hängen, im bewaldeten Gebiet und in Gebieten, wo eine Hangrutschung kaum Schaden anrichtet und somit nicht registriert wird, Monitoringsysteme zu installieren, die Daten wie Uhrzeit, Datum, stündliche Niederschlagsmenge und Bodenfeuchte bzw. Porenwasserdruck übermitteln, um detaillierte Schwellenwerte berechnen und vergleichen zu können. Ebenfalls zu bedenken ist, dass die Wetterstationen nicht in unmittelbarer Nähe der jeweiligen Rutschung stationiert sind und somit die eben genannten Variablen nicht lokal berücksichtigt werden können. Analysen der Daten von Wettersatelliten können hier Abhilfe schaffen. In MELILLO et al. (2018) wurde hierfür mittels eines Algorithmus und eines automatischen Tools (CTRL-T; Calculation of Thresholds for Rainfall-induced Landslide-Tool) die repräsentativste Wetterstation, deren Werte und Entfernung der jeweiligen Hangrutschung am ehesten entsprechen, eruiert, um anschließend das Rutschungsereignis zu rekonstruieren. (vgl. MELILLO ET AL. 2018)

Des Weiteren ist das Untersuchungsgebiet mit 120km Länge, trotz der gemeinsamen geologischen Einheit, sehr groß gewählt, wodurch die Schwellenwerte nicht auf alle Gebiete zutreffen müssen. Dieselben geologischen Voraussetzungen sind zwar durchaus ein sehr wichtiger Faktor, dennoch sind andere Faktoren ebenso zu bedenken, wenn man das Hangrutschungsaufreten analysiert. Neuere Niederschlagsschwellenwertberechnungen wie in PERUCCACCI et al. (2017) unterteilen auch nach anderen homogenen Charakteristika wie Topographie, Böden, Landbedeckung, Klimaregionen und mittlerem jährlichem Niederschlag. (vgl. PERUCCACCI ET AL 2017) Dahingehend könnte eine Korrelation zwischen den verschiedenen Bedingungen und dem Hangrutschungsaufreten ergründet werden, die weiterführend eine passendere Zonierung erlauben, sodass die Schwellenwerte wirklich auf die gesamte ausgewählte Region/Zone zutreffen. Das Zusammenfassen dieses Untersuchungsgebietes nach der lithologischen Einheit erscheint zwar durchaus sinnvoll, dennoch wäre es sehr interessant, herauszufinden, ob das Hangrutschungsaufreten mit anderen Bedingungen besser korreliert und für diese Subzone die Niederschlagsschwellenwerte zu berechnen.

Bei der Berechnung des Antecedent Daily Rainfall Indizes wäre es auch interessant, abgesehen vom Abfluss weitere Klimavariablen, die zu einer veränderten Aufnahme des Niederschlags im Hang führen, wie Winde, Temperatur, Wolkenbedeckung, etc., zu berücksichtigen. Auch die Differenzierung der Saisonalität bei den Schwellenwerten hinsichtlich trockener und feuchter Perioden, insbesondere unter Berücksichtigung der Schneeschmelze, wäre weiterführend von großem Interesse.

Lokalere Analysen wären ebenfalls notwendig, da jeder Hang eine unterschiedliche und individuelle Disposition und Stabilität aufweisen kann. Demnach müsste man sich auch physikalisch basierten Modellen widmen, die zum Beispiel die Bodenfeuchte, Porenwasserdruck, Vegetation, usw. berücksichtigen und mit den empirischen Ergebnissen vergleichen. In ALMEIDA et al. (2017) wurden beispielsweise Schwellenwerte unter Berücksichtigung bestimmter Hangbedingungen mit dem physikalisch basierendem Simulationsmodell CHASM berechnet. (vgl. ALMEIDA ET AL. 2017: 226)

In diesem Zusammenhang wäre es auch von großem Interesse, den menschlichen Eingriff auf Hänge zu dokumentieren und deren Schwellenwerte/Ergebnisse mit Hängen, die kaum äußerlichen Einflüssen unterliegen, zu vergleichen. Dieser Vergleich könnte auch mit bewaldeten Regionen, die aufgrund der Wurzelkohäsion kaum Rutschungen, trotz erhöhter Infiltrationskapazität, aufweisen sollten, angewandt

werden. In GARIANO et al. (2018) wurde dahingehend für Calabria die veränderte Landnutzung und Landbedeckung untersucht und die Frage gestellt, inwiefern sich dadurch das Hangrutschungsauftreten verändert bzw. welche Landnutzungen oder -bedeckungsformen am anfälligsten sind. (vgl. GARIANO 2018) Hierbei könnten Schwellenwerte je nach Landnutzungstyp berechnet werden. Ebenso könnten dadurch genauere Aussagen getroffen werden, ob eben diese Veränderungen ein Grund für die Senkung der ADRI-Schwellenwerte wären. Hangspezifischere Untersuchungen würden auch bessere Auskunft darüber geben, ob intensiver Niederschlag beim jeweiligen Hang eher in Oberflächenabfluss resultiert oder infiltriert und somit den Bedeutungszuwachs des vorhergehenden Niederschlags bestätigen oder widerlegen. Wie in den Ergebnissen ersichtlich, ergeben sich durch die Zuordnung der Rutschungsereignisse zum maximalen täglichen Niederschlag oder dem ADRI unterschiedliche Schwellenwerte. Die Zuordnung zu der jeweiligen Variable macht jedoch nur dann Sinn, wenn sie auch den Bedingungen des Hanges entsprechen. Eine Zuordnung zum täglichen maximalen Niederschlag könnte, wenn intensive Regenfälle zum größten Teil nur in Oberflächenabfluss resultieren, daher die Qualität der Schwellenwerte beeinflussen. Demnach wäre es zu empfehlen, vorab die genannten Bedingungen zu analysieren, um die jeweilige Zuordnung begründen zu können.

Bei den Berechnungen sollte auch ein genauerer, aktuellerer und spezifischerer Decay-Faktor miteinbezogen werden, da jener in dieser Arbeit nur ein Mittelwert von drei Messstellen ist, wobei für dieses weitläufige Untersuchungsgebiet weitaus mehr und differenziertere Werte benötigt werden würden. Man gehe zwar davon aus, dass sich der Decay-Faktor nicht ändert, doch da auch die Schwellenwerte im Untersuchungsgebiet sehr stark auf diverse Einflussfaktoren reagieren und die Drainagierung von Hängen in diesem Gebiet eine große Rolle spielt, wäre es interessant, den Decay-Faktor zu aktualisieren und zu vergleichen sowie lokaler zu berechnen.

Auch um die Robustheit eines Modells zu analysieren gäbe es vielerlei andere Möglichkeiten. Die in dieser Arbeit verwendete, die Analyse der R^2 Parameter, stellt mitunter die einfachste dar. Ihre Aussage ist, dass, hingegen aller Annahmen, die Güte sinkt, je größer der Datensatz wird. Kurzum, ein kürzerer Untersuchungszeitraum würde eine bessere Güte aufweisen. Dementsprechend existieren auch Arten zur Schwellenwertberechnung, die nur ein paar hundert oder gar nur eine einzige

Hangrutschung inkludieren. Einige physikalisch basierte Modelle berechnen sogar die Hangstabilität, ohne dass je eine Rutschung stattfand und versuchen damit eine Vorhersage zu treffen. (vgl. SEGONI et al. 2018: 9) Die Güte bzw. Robustheit dieser Modelle zu vergleichen wäre ein sehr interessanter weiterführender Ansatz, der hilfreich wäre, um das geeignetste Vorhersagemodelle zu finden.

Um für dieses Modell jedoch genauere Aussagen zur Robustheit zu bekommen, könnte die ROC-Kurve eines Modells sowie eine Kreuztabelle kombiniert mit „true negatives, true positives, false negatives, false positives“ herangezogen werden. (vgl. SEGONI et al. 2018: 13ff.) Die Möglichkeiten sind hierzu sehr vielfältig und sollten dem Modell entsprechend angewandt werden. Die Analyse der Robustheit ist jedoch unerlässlich, insbesondere wenn eine Verwendung für Vorhersagesysteme angestrebt wird.

Zur grafischen Darstellung der Schwellenwerte besteht die Möglichkeit, in Streudiagrammen nicht auf eine Gerade, sondern auf Kurven zurückzugreifen, die eventuell die Schwellenwerte besser beschreiben würden. Die Schwellenwerttabelle könnte indessen farblich auf die Gefahr hinweisen, indem die Auftrittswahrscheinlichkeiten farblich gekennzeichnet werden. Die Schwellenwerte könnten auch unter Berücksichtigung der Niederschläge in der jeweiligen Region und der Disposition mit Gefahrenhinweiskarten kombiniert werden.

Es lässt sich daher zusammenfassen, dass es sich bei der Thematik dieser Arbeit um eine sehr vielfältige handelt. Das zugrunde liegende Modell und deren Ergebnisse lassen sich demnach in vielerlei Hinsicht verwenden, bearbeiten, interpretieren und modifizieren. Ebenso können die Untersuchungsaspekte und -intentionen sehr variabel sein. Zukünftig wären jedoch insbesondere eine Automatisierung und Standardisierung von Niederschlagsschwellenwerten erstrebenswert, um diese anschließend für Vorhersagesystem nutzen zu können. Das *Antecedent Daily Rainfall Modell* stellt dafür, trotz einiger Mängel, durchaus eine gute Basis dar.

9. Quellenverzeichnis

- ALMEIDA S., HOLCOMBE E. A., PIANOSI, F. ET WAGENER T. (2017): Dealing with deep uncertainties in landslide modelling for disaster risk reduction under climate change. – In: Natural Hazards and Earth System Sciences 17, 225-241.
- AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG (Hrsg.) (2017a): Statistisches Handbuch des Landes Niederösterreich. NÖ Schriften 215. – St. Pölten.
- AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG (Hrsg.) (2017b): Klimawandel Niederösterreich. Region Donauraum. – St. Pölten.
- AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG (Hrsg.) (2017c): Klimawandel Niederösterreich. Region östliches Flachland. – St. Pölten.
- AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG (Hrsg.) (2015): Naturschutzkonzept Niederösterreich. - St. Pölten.
- AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG (Hrsg.) (2008): Waldentwicklungsplan. Teilplan über den Bereich des politischen Bezirkes Amstetten und der Statutarstadt Waidhofen/Ybbs. – St. Pölten.
- AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG (Hrsg.) (2007): Waldentwicklungsplan. Teilplan über den Bereich der politischen Bezirke Gänserndorf- Mistelbach. – St. Pölten.
- AMT DER NIEDERÖSTERREICHISCHEN LANDESREGIERUNG (Hrsg.) (2004): Waldentwicklungsplan. Teilplan über den Bereich des politischen Bezirkes Scheibbs – St. Pölten.
- BEV- BUNDESAMT FÜR EICH UND VERMESSUNGSWESEN (Hrsg.) (2003): Topographische Karte Niederösterreich 1: 600 000 (TK 600). – Wien.
- BOMMER, C. (2007): Der Einfluss wechselnder klimatischer Bedingungen auf die Stabilität von Hängen – Tagungsbericht. – In: Bautechnik 84/5, 346 – 350.
- BÜHL, A. (2014): SPSS 22. Einführung in die moderne Datenanalyse, 14. Aufl. – Hallbergmoos.
- CAINE, N. (1980): The Rainfall Intensity: Duration Controll of Shallow Landsides and Debris Flows. – In: Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography 62 (1/2), 23-27.
- CARSON, M. A. ET KIRKBY M. (1972): Hillslope form and process. – Cambridge.
- COMEGNA, L., PICARELLI, L. ET AL. (2013): Potential effects of incoming climate changes on the behaviour of slow active landslides in clay. – In: Landslides 10 (4), 373-391.

- CROZIER, M. (2010): Deciphering the effect of climate change on landslide activity. – In: *Geomorphology* 124 (3), 260-267.
- CROZIER, M. (1999): Prediction of rainfall-triggered landslides: A Test of the antecedent water status model. – In: *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 825-833.
- CROZIER, M. (1986): *Landslides: Causes, consequences and environment*. – London u.a.
- CRUDEN, D. M. ET VARNES, D. J. (1996): *Landslide Types and Processes*. – In: *Special Report – National Research Council* 247 (76), 1-75.
- DAVID-LABOR, E. ET HEILIG, M. (2000): Hydrologische Prognosen in Niederösterreich. – In: *Wiener Mitteilungen* 164, 101-112.
- DIKAU, R. ET GLADE, T. (2002): Gefahren und Risiken durch Massenbewegungen. - In: *Geographische Rundschau* 54, 38-45.
- DIKAU, R. ET GLADE, T. (2001): Gravitative Massenbewegungen – vom Naturereignis zur Naturkatastrophe. - In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* 145, 42-53.
- DIKAU, R., STÖTTER R., WELLMER F. W. ET DEHN, M. (2001): Massenbewegungen. - In: PLATE, R. J. ET MERZ, B. (Hrsg.): *Naturkatastrophen. Ursachen-Auswirkungen-Vorsorge*. – Stuttgart, 115-139.
- FINK M., MOOG O., WIMMER R. (2000): *Fliessgewässer – Naturräume Österreichs*. – Wien. (= Monographien 128).
- FORMAYER, H., CLEMENTSCHITSCH, L., HOFSTÄTTER, M. ET KROMP-KOLB, H. (2009): *Vor Sicht Klima! Klimawandel in Österreich, regional betrachtet*. - Wien.
- GARIANO, S. L., PETRUCCI, O. RIANNA, G. ET AL. (2018): Impacts of past and future land changes on landslides in southern Italy. – In: *Regional Environmental Change* 18/2, 437-449.
- GARIANO, S. L., RIANNA G., PETRUCCI, O. ET GUZZETTI, F. (2017): Assessing future changes in the occurrence of rainfall-induced landslides at a regional scale. - In: *Science of the Total Environment* 596-597, 417-426.
- GARIANO, S. L. ET GUZZETTI, F. (2016): Landslides in a changing climate. – In: *Earth-Science Reviews* 162, 227-252.
- GASSNER C., PROMPER C., BEGUERIA S. ET GLADE T. (2015): Climate Change Impact for Spatial Landslide Susceptibility. – In: LOLLINO, G. ET AL. (Hrsg.): *Engineering Geology for Society and Territory* 1, 429-433.

- GATTINGER, T.E. (1980): Hydrogeologie. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. – Wien, 580-593.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.) (2015): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt, 2. Aufl. – Wien.
- GLADE, T. ET PÖPPL, R. (2013): Naturgefahren- und Risikoforschung im Alpenraum – eine Einführung. – In: Geographie und Schule 204 (35), 4-11.
- GLADE, T. ET STÖTTER R. (2008): Gravitative Massenbewegungen und Schneelawinen. – In: FELGENTREFF, C. ET GLADE T. (Hrsg.): Naturrisiken und Sozialkatastrophen. – Berlin u.a., 151-163.
- GLADE T., CROZIER, M. ET SMITH, P. (2000): Applying Probability Determination to Refine Landslide-triggering Rainfall Thresholds Usingan Empirical “Antecedent Daily Rainfall Model. – In: Pure and applied geophysics 157 (6-8), 1059-1079.
- GLADE. T. ET CROZIER, M. (1996): Towards a National Landslide Information Base for New Zealand. – In: New Zealand Geographer 52 (1), 29-40.
- GOTTSCHLING, P. (2006): Massenbewegungen. In: WESSELY, G. (Hrsg.): Geologie der österreichischen Bundesländer. Niederösterreich. – Wien, 335-343.
- GOUDIE, A. (2002): Physische Geografie - Eine Einführung. – Heidelberg.
- GUZZETTI, F., PERUCCACCI, S., ROSSI, M. ET STARK, C.P. (2007): Rainfall Thresholds for the Initiation of Landslides in Central and Southern Europe. – In: Meteorology and Atmospheric Physics 98 (3-4), 239-267.
- HARFLINGER, O. (1999): Die klimatischen Eigenschaften Niederösterreichs mit besonderer Berücksichtigung des Pannonikums. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): Arbeitstagung der geologischen Bundesanstalt. – Retz u.a., 106-110.
- HEILIG, M. ET SALZER F. (2013): Herausragende Klimaperioden in Niederösterreich 1896-2012. – In: WEINGARTNER R. ET SCHÄDLER B. (Hrsg.): Wasserressourcen im globalen Wandel. Hydrologische Grundlagen- von der Messung zur Anwendung. -Bern, 103-112.
- HIGHLAND, L., M. ET BIBROWSKY, P. (2008): The Landslide Handbook – A Guide to Understanding Landslides. – Virginia.
- HÜBL, E., BURGA, C. ET KLÖTZLI, F. (2007): Landschaft, Flora und Vegetation der Nordostalpen (Bayern- Wiener Becken). – In: Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 152 (1/2), 17-26.

- HUGGEL C., CLAGUE J. ET KORUP O. (2012): Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? – In: *Earth Surface Processes and Landforms* 37 (1), 77-91.
- HUNGR, O., LEROUÉIL, S. ET PICARELLI, L. (2014): The Varnes classification of landslide types, an update. – In: *Landslides* 11 (2), 167 – 194.
- HUTCHINSON, J. N. (1988): General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology. – In: *Proceedings. 5th International Symposium on Landslides* 1, 3-35.
- JOMELLI, V., PECH, V.P. (2009): Impacts of future climatic change (2070-2099) on potential occurrence of debris flows: a case study in the Massif des Ecrins (French Alps). – In: *Climate Change* 97 (1-2), 171-191.
- KILLIAN, W., MÜLLER F., STARLINGER, F. (1994): Die forstlichen Wuchsgebiete Österreichs. Eine Naturraumgliederung nach waldökologischen Gesichtspunkten. – In: *FBVA-Berichte* 82, 5-59.
- KROMP-KOLB H., NAKICENOVIC N, ET AL. (Hrsg.) (2014): Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014 (AAR14). – Wien.
- LEE, E.M. ET JONES D.K.C. (2004): *Landslide Risk Assessment*. – Bristol.
- LIMA, P. STEGER, S., GLADE, T. ET AL. (2017): Landslide Susceptibility Mapping at National Scale: A First Attempt for Austria. – In: *Advancing Culture of Living with Landslides*, 943-951.
- MADER H., STEIDL, T. ET WIMMER R. (1996): *Abflussregime österreichischer Fliessgewässer*.- Wien. (=Monographien 82).
- MELILLO, M., BRUNETTI, M.T., PERUCCACCI S. ET AL. (2018): A tool for the automatic calculation of rainfall thresholds for landslide occurrence. – In: *Environmental Modelling and Software* 105, 230-243.
- NACHTNEBEL, H. P., FUCHS, M. SCHÖBER, S. ET HEBENSTREIT, K. (2001): *Die Hydrologie Österreichs unter dem Einfluß von Szenarien einer möglichen Klimaänderung, Endbericht Teil 1*. – Wien.
- NEUHÄUSER, B., SCHWEIGL, J., DAMM, B. ET TERHORST, B. (2012): Rutschprozesse im Wienerwald in NÖ und Wien. Statistisch-probabilistische Gefährdungsmodellierung auf der Basis von historischen Quellen und Daten des Baugrundkatasters. In: RUDOLF-
- MIKLAU, F. (Hrsg.): *Journal für Wildbach-, Lawinen-, Erosions-, und Steinschlagschutz* 75, 294-305.

- PERUCCACCI, S. BRUNETTI, M. T., GARIANO S. L. ET AL. (2017): Rainfall thresholds for possible landslide occurrence in Italy. – In: *Geomorphology* 290, 39-57.
- PREY, S. (1980): Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – Wien u.a., 189-216.
- RAHARDJO, H. (2007): Der Einfluss wechselnder klimatischer Bedingungen auf die Stabilität von Hängen – Tagungsbericht. – In: *Bautechnik* 84/5, 346 – 350.
- RENAUD, O. ET VICTORIA-FESTER M. P. (2010): A robust coefficient of determination for regression. – In: *Journal of Statistical Planning and Interference* 140 (7), 1852-1862.
- RIAHI, K., RAO, S., ET AL. (2011): RCP 8,5 – a scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. – In: *Climate Change* 109, 33-57.
- SCHICK, P. (2004): Scherfestigkeit durch Kapillarität in unzementierten ungesättigten bindigen Böden. – In: *Bautechnik* 81 (1), 31-37.
- SCHNABEL, W. (2013): 50 Jahre Forschung in der Flyschzone der Ostalpen 1960-2010: Was wissen wir nun und was bleibt offen. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): *Arbeitstagung der geologischen Bundesanstalt 2013*, 38-45.
- SCHNEIDER, H. (2007): Der Einfluss wechselnder klimatischer Bedingungen auf die Stabilität von Hängen – Tagungsbericht. – In: *Bautechnik* 84 (5), 346 – 350.
- SCHUSTER, R. L. ET WIECZOREK, G. F. (2002): Landslide triggers and types. – In: RYBÁR, J., STEMBERK, J. ET WAGNER, R. (Hrsg.): *Landslides*. – Prag u.a., 59-78.
- SCHWENK, H., SPENDLINGWIMMER, R., ET SALZER, F. (1992): Massenbewegungen in Niederösterreich 1953-1990. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt* 135 (2), 597-660.
- SIDLE, R. ET HIROTAKA O. (2006): *Landslide. Processes, Prediction and Land Use*. – Washington.
- SZLEZAK, E. (2015): Unser Boden im Donauraum – sinnvoll nützen und sorgsam schützen. – In: NÖ AGRARBEZIRKSBEHÖRDE (Hrsg.): *Land und Raum* 2, 11-15.
- THENIUS, E. (1974): *Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen*. Niederösterreich, 2. Aufl.– Wien.
- THIEBES, B., BELL, R. ET GLADE, T. (2010): Regionale Frühwarnmodelle. – In: BELL, R. ET AL. (Hrsg.): *Integrative Frühwarnsysteme für gravitative Massenbewegungen (ILEWS). Monitoring, Modellierung, Implementierung*. – Essen, 151-154.

- TUHUA, M., CHANGJIANG, L., ZHIMING, L. ET BAOXIN, W. (2014): An effective antecedent precipitation model derived from the power-law relationship between landslide occurrence and rainfall level. – In: *Geomorphology* 216, 187-192.
- VARNES, D. J. (1978): Slope movement types and processes. In: *Landslides, analysis and control* 176, 11-33.
- WALLNER, S. (2012): Niederschlagsschwellenwerte für die Auslösung von gravitativen Massenbewegungen – Eine Analyse in der rhenodanubischen Flyschzone Niederösterreichs. – Diplomarbeit, Universität Wien - Wien.
- WESSELY, G. (2006): Flyschzone und Klippenzone. -In: WESSELY, G. (Hrsg.): *Geologie der österreichischen Bundesländer. Niederösterreich*. – Wien, 85-103.
- ZANGERL, C., PRAGER, C., BRANDNER, R. ET AL. (2008): Methodischer Leitfaden zur Prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – In: *Geologische Alpen* 5, 1-51.

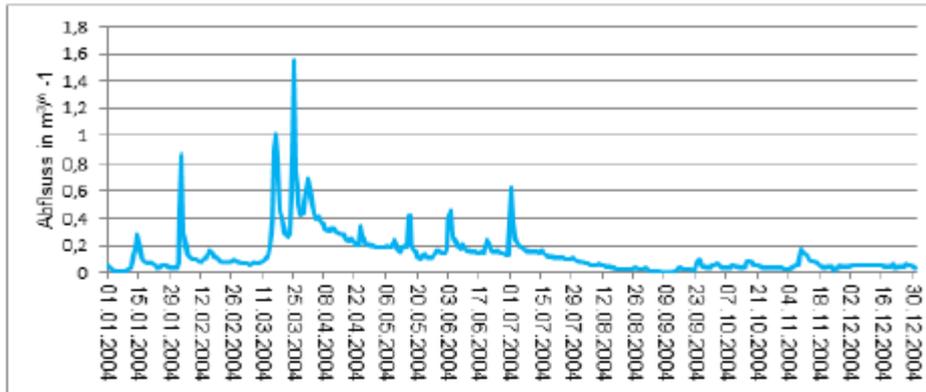
Internetquellen:

- BUNDESMINISTERIUM FÜR NACHHALTIGKEIT UND TOURISMUS (Hrsg.) (2018): Steinschlag und Rutschungen; <https://www.bmnt.gv.at/forst/wildbach-lawinenverbauung/leben-mit-naturgefahren/naturgefahren/schutz-erosion.html> (17.04.2018).
- INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES´ UNESCO WORKING PARTY OF WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993): Multilingual Landslide Inventory; http://iaeg.info/media/1454/multilingual-landslide-glossary_1993-version.pdf (17.04.2018).
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (2013): Veränderungen in der Energiebilanz der Erde; <http://www.climatechange2013.org/images/uploads/wild13vienna.pdf> (17.04.2018).
- NOESLIDE (Hrsg.) (2017): Monitoring gravitativer Massenbewegungen. Rutschungen; <http://noeslide.at/index.php/gravitative-massenbewegungen/rutschungen> (17.04.2018).
- ORF (Hrsg.) (2014): Weiter Straßensperre nach Hangrutsch; online 29.05.2014, <http://noe.orf.at/news/stories/2649869/> (17.04.2018).

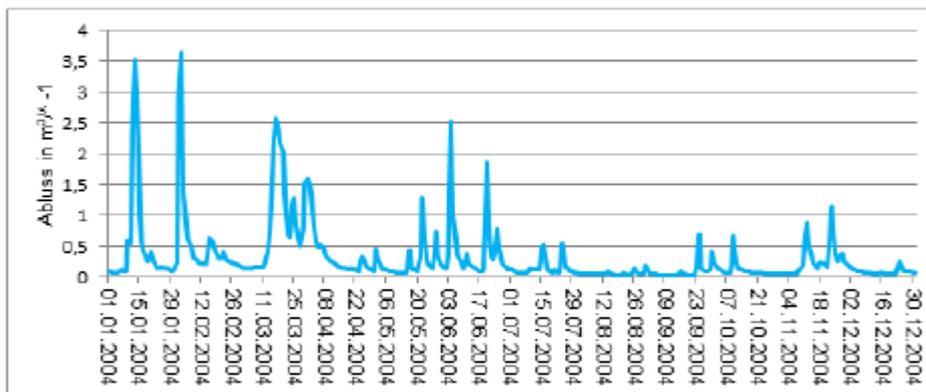
- SEGONI, S., PICIULLO, L. ET GARIANO S. L. (2018): A review of the recent literature on rainfall thresholds for landslide occurrence. – In: Landslides, 1-19; <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0966-4>.
- STAHR, A. (2018): Scherfestigkeit. – In: Ahabc.- Das Magazin für Boden und Garten (Hrsg.); <http://www.ahabc.de/bodeneigenschaften/scherfestigkeit/> (02.05.2018).
- WIECZOREK, G. F. ET GLADE, T. (2007): Climatic factors influencing occurrence of debris flows. – In: Debris-Flow Hazards and Related Phenomena, 325-362; DOI: 10.1007/3-540-27129-5_14.
- ZAMG (Hrsg.) (2018a): Messfehler; <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/informationsportal-klimawandel/klimaforschung/klimamessung/messfehler.> (17.04.2018).
- ZAMG (Hrsg.) (2018b): Energiebilanz der Erde; <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/informationsportal-klimawandel/klimasystem/umsetzung/energiebilanz-der-erde> (28.04.2018)
- ZAMG (Hrsg.) (2017a): Klimakarte Österreich; https://austria-forum.org/attach/Unterrichtsmaterialien/Geographie/Rr-ann_zamg.png (17.04.2018).
- ZAMG (Hrsg.) (2017b): Niederschlagssummen Österreich 1971-2000; <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/informationsportal-klimawandel/klimakarten> (17.04.2018).

10. Anhang

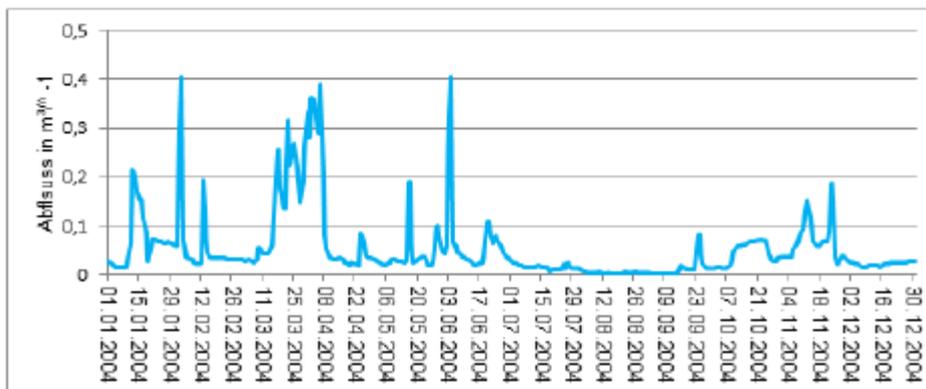
Anhang 1: Abflussganglinien zur Berechnung des Decay-Faktors (Quelle: WALLNER 2012: 53) der Pegelmessstellen a) Wöllersdorf, b) Schliefaubach und c) Klosterneuburg/Prägarten von 1.1.2004-31.12.2004



a)

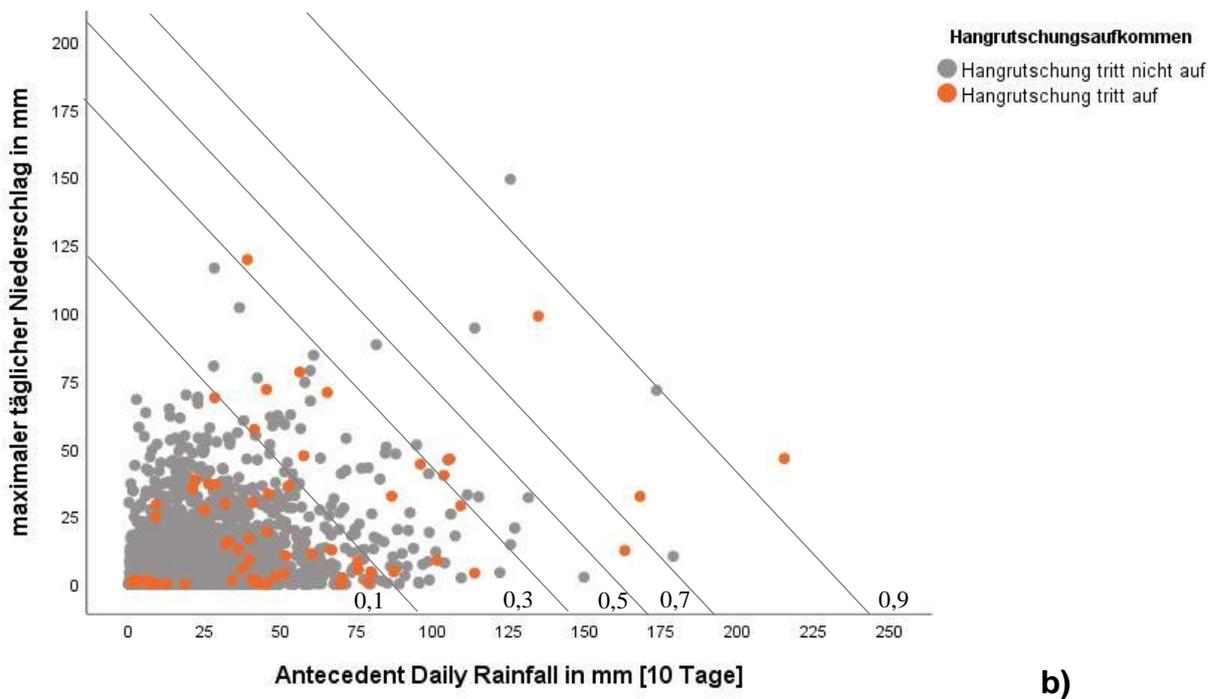
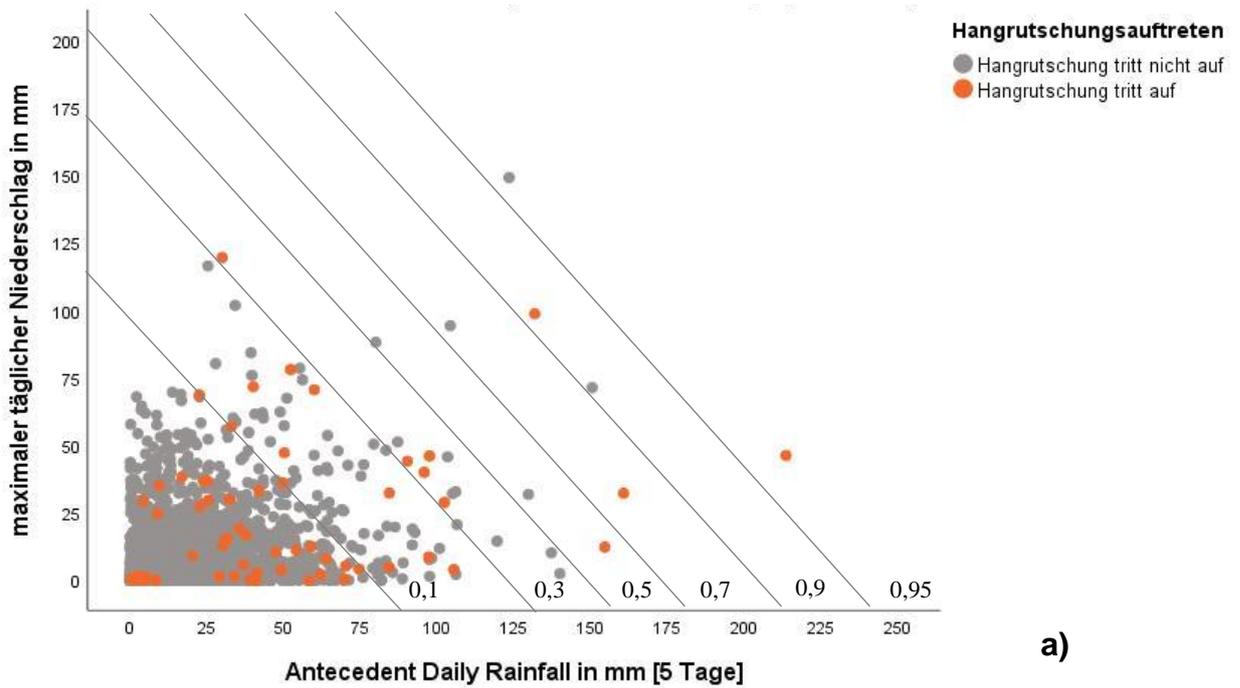


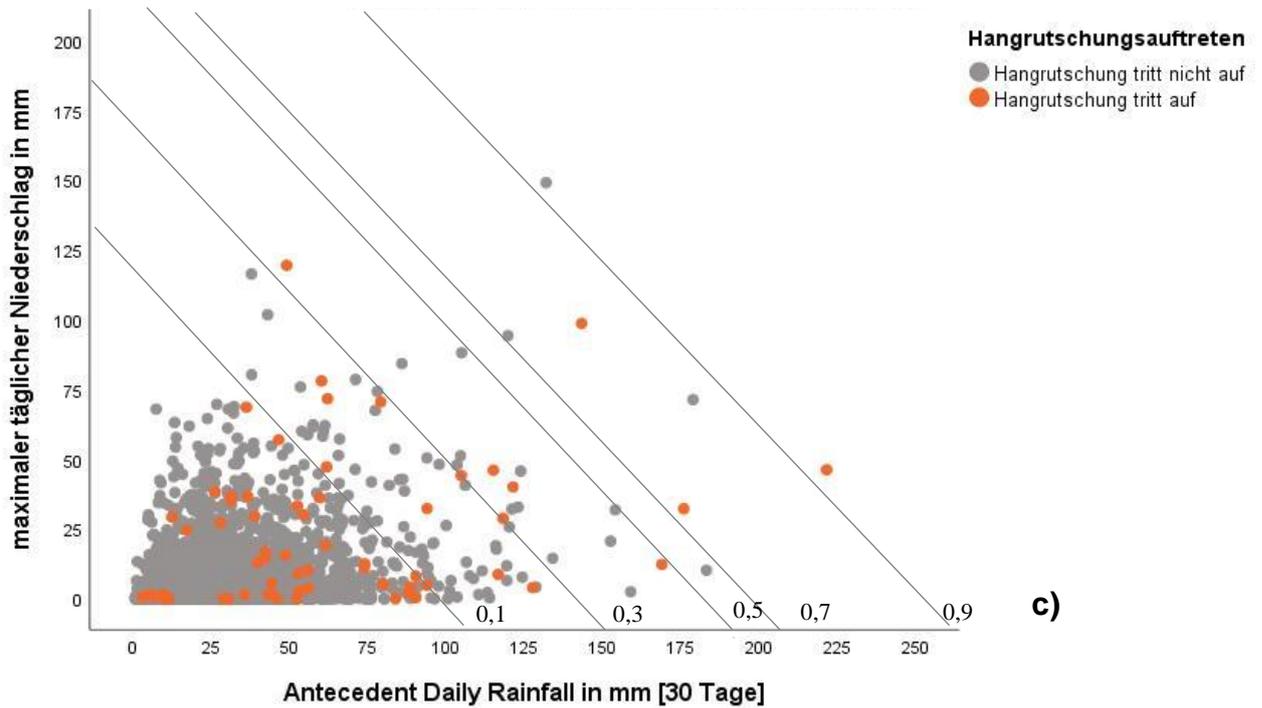
b)



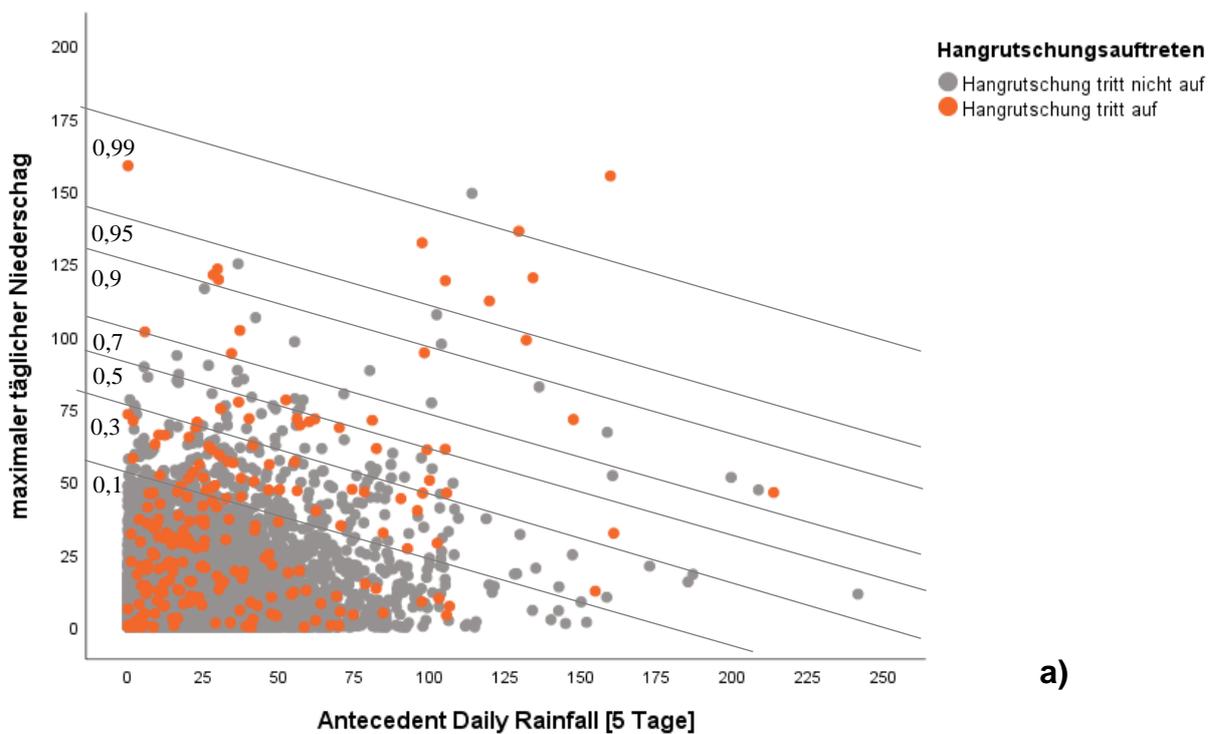
c)

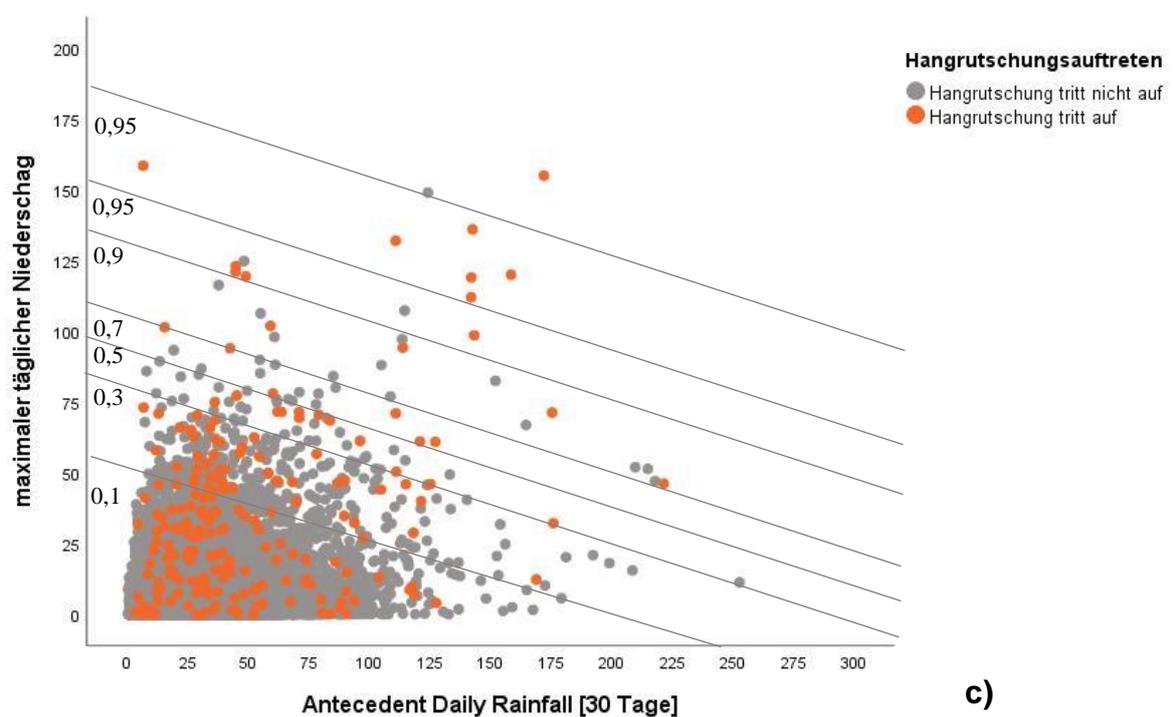
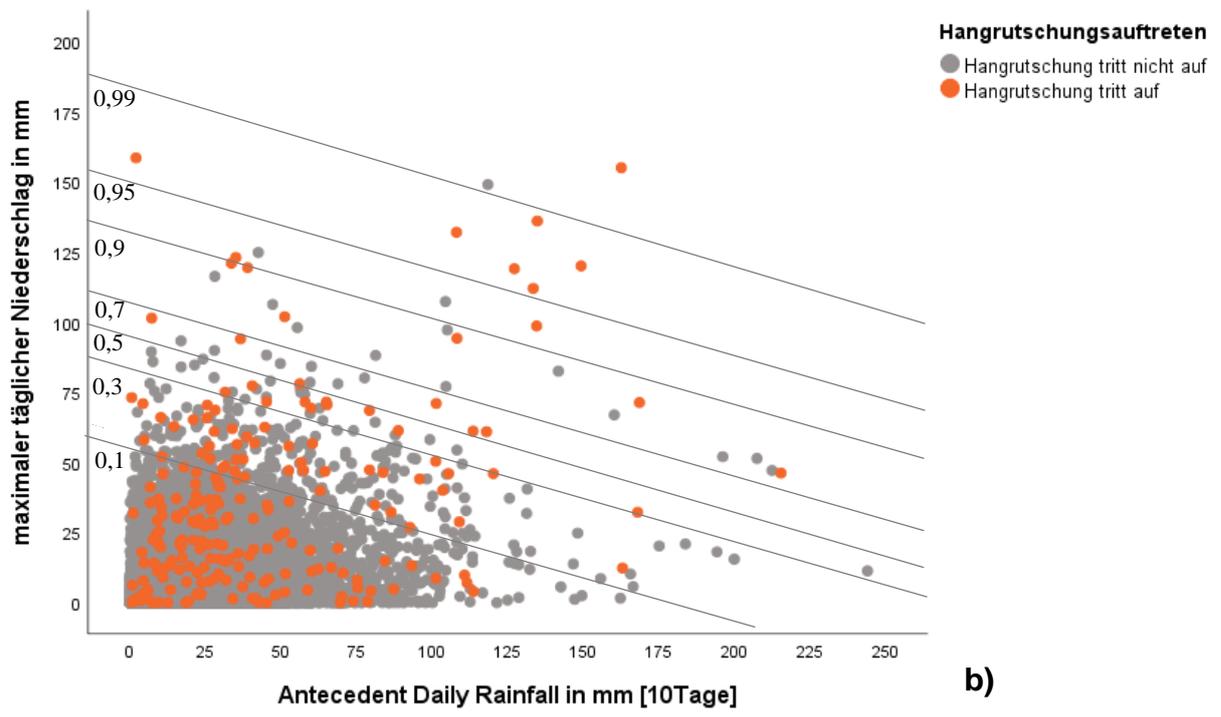
Anhang 2: ADR-Modell sortiert nach dem höchsten Antecedent Daily Rainfall Indizes 2009-2016 für a) 5 Tage, b) 10 Tage und c) 30 Tage



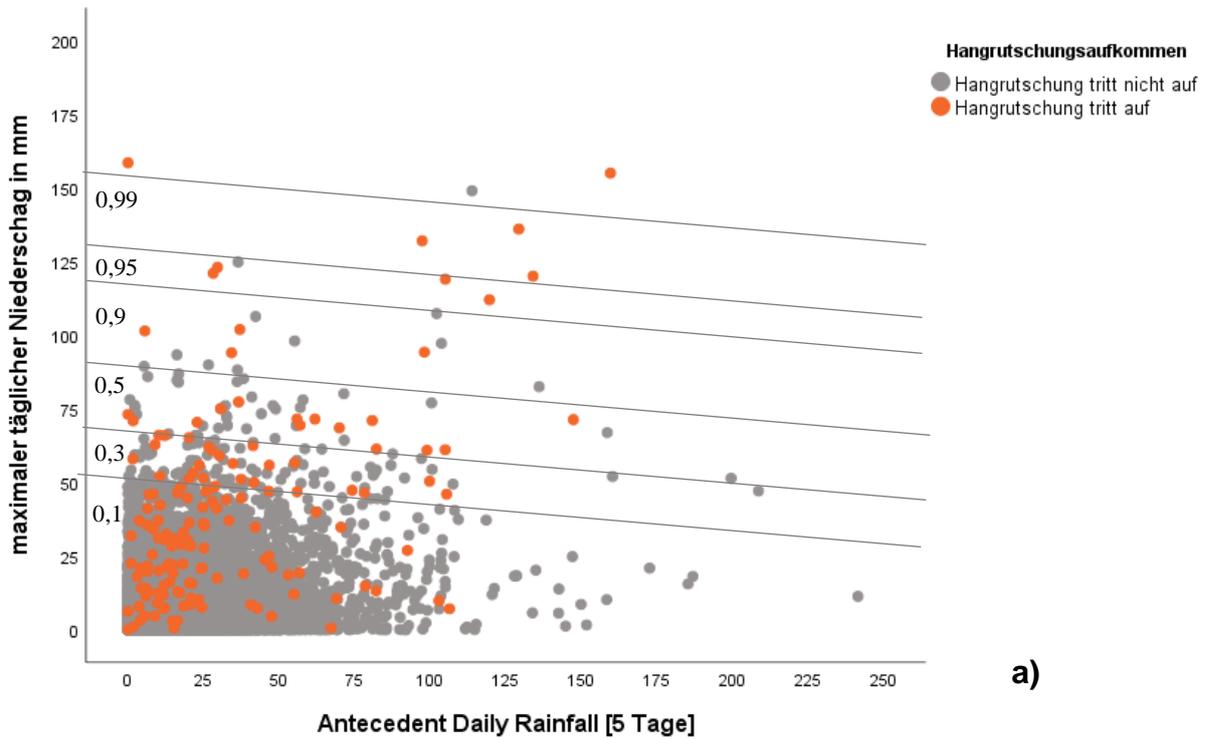


Anhang 3: ADR-Modell sortiert nach dem höchsten Antecedent Daily Rainfall Indizes 1971-2016 für a) 5 Tage, b) 10 Tage und c) 30 Tage

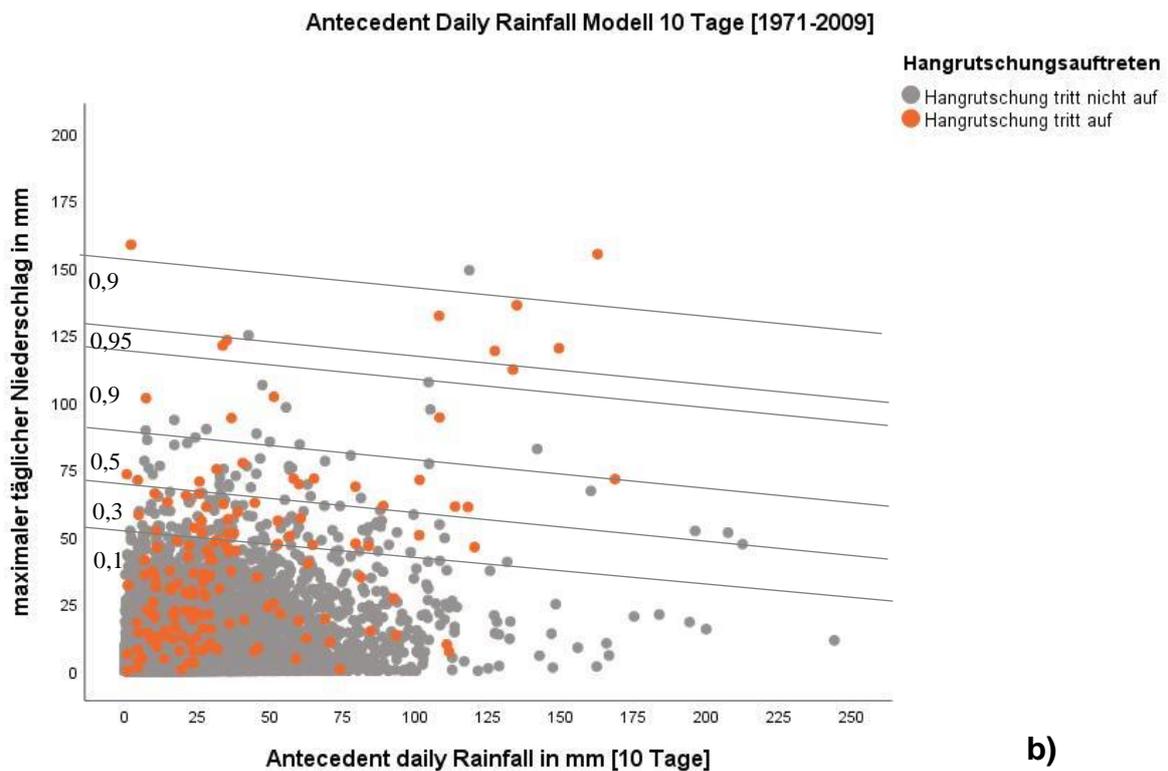




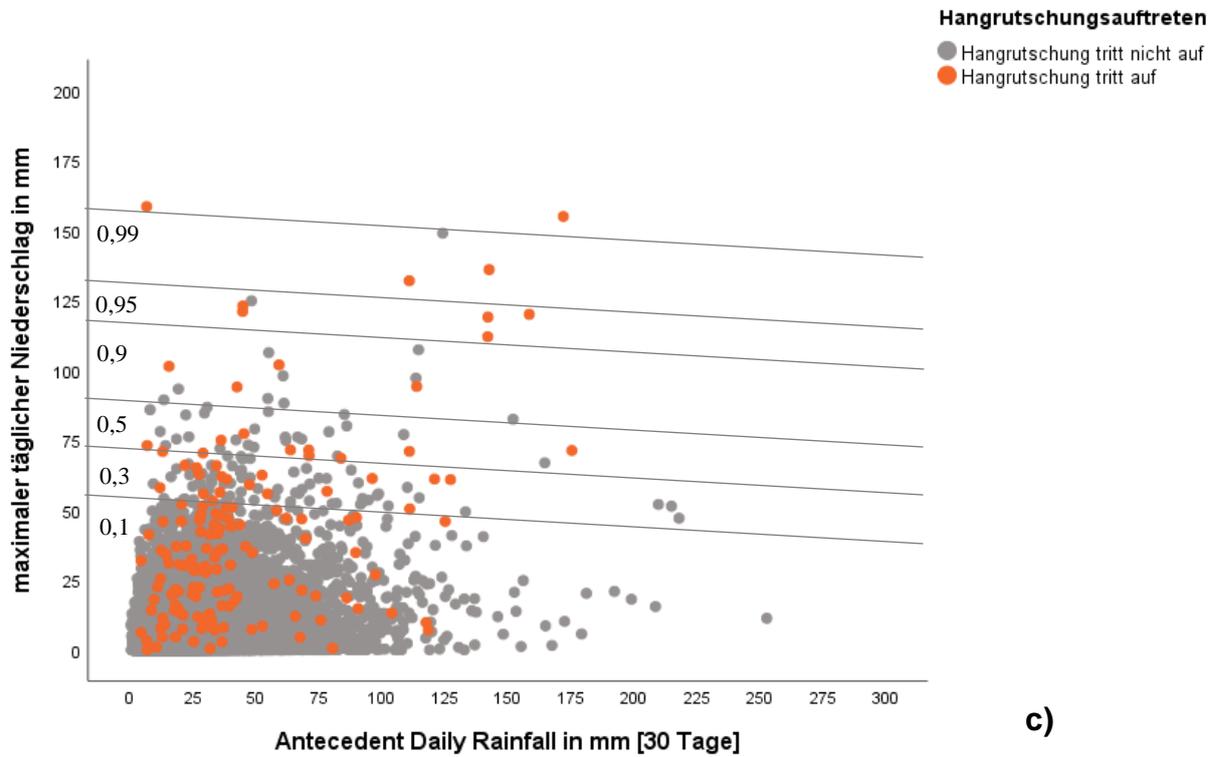
Anhang 4: ADR-Modell sortiert nach dem höchsten täglichen maximalen Niederschlag 1971-2009 für a) 5 Tage, b) 10 Tage und c) 30 Tage



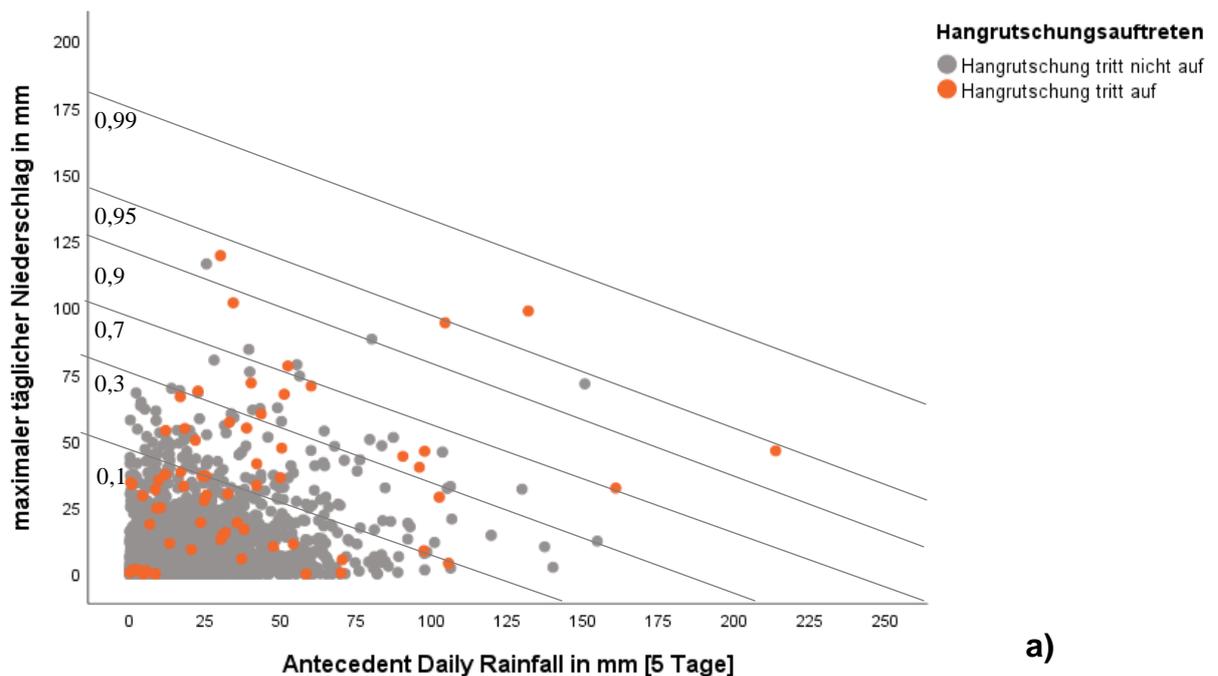
a)

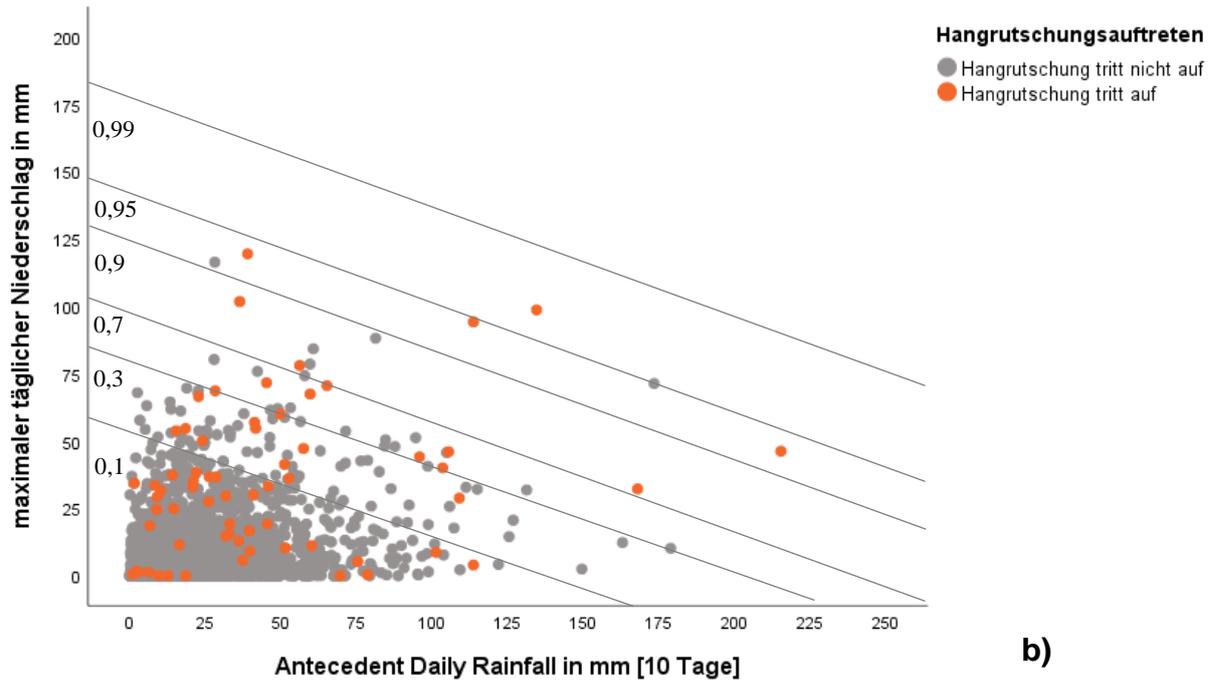


b)

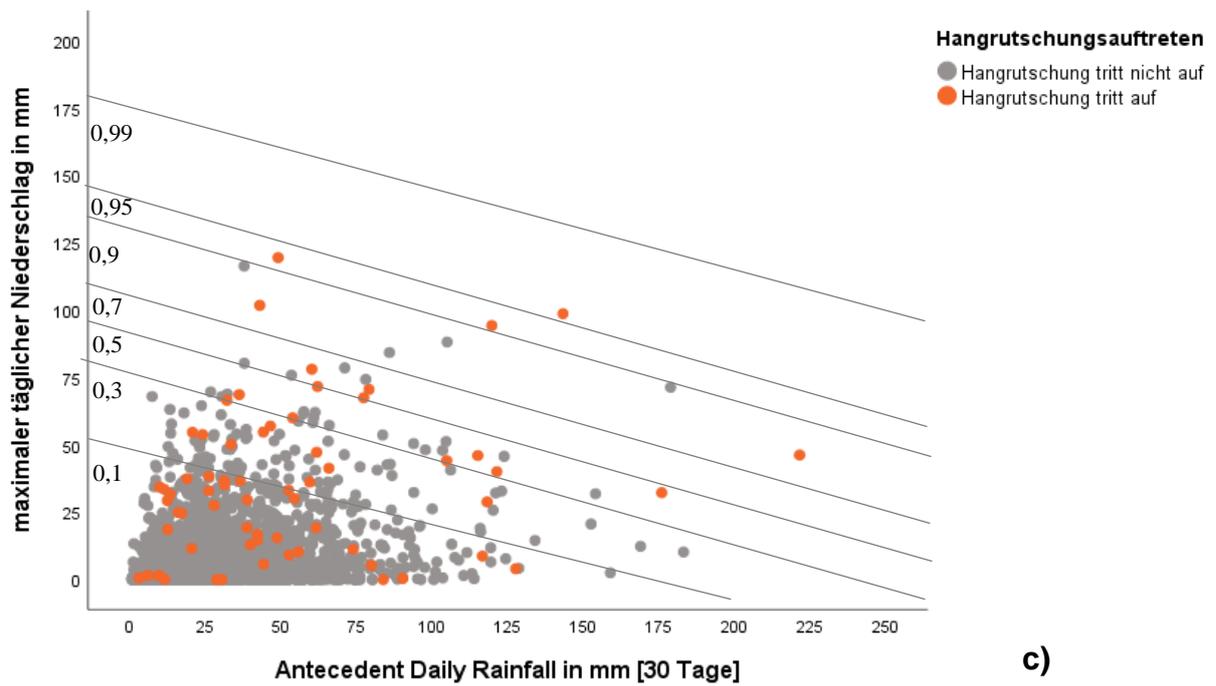


Anhang 4: ADRI-Modell sortiert nach dem höchsten maximalen täglichen Niederschlags 2009-2016 für a) 5 Tage, b) 10 Tage und c) 30 Tage



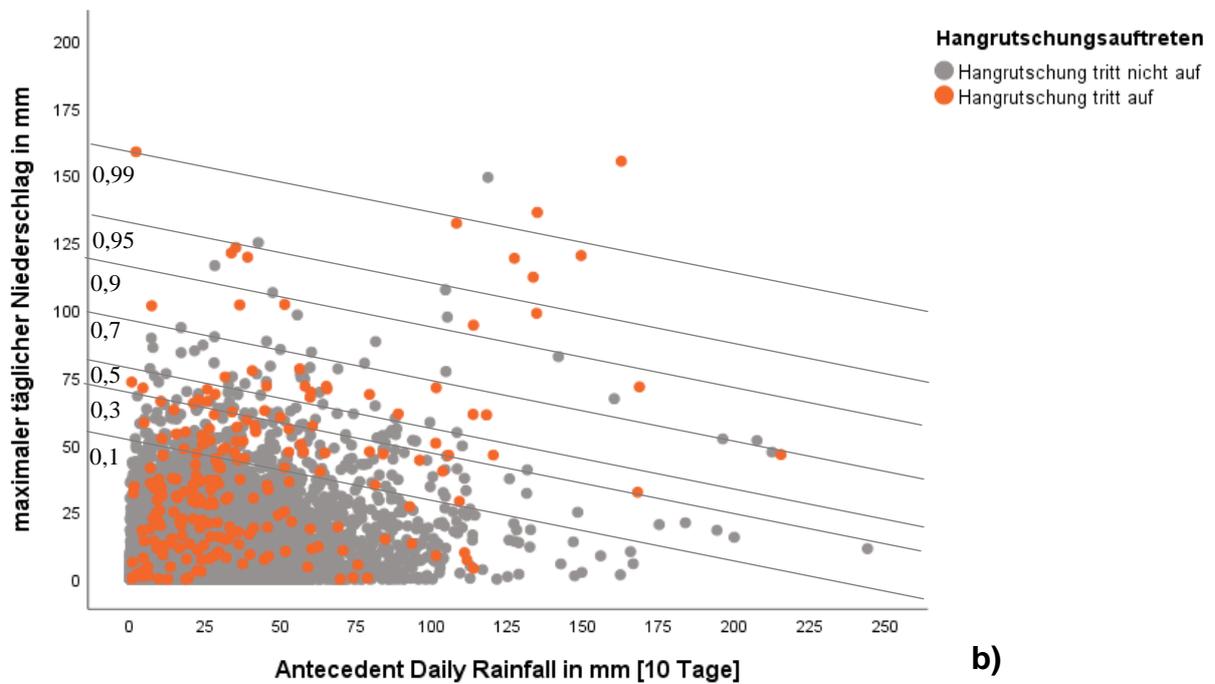
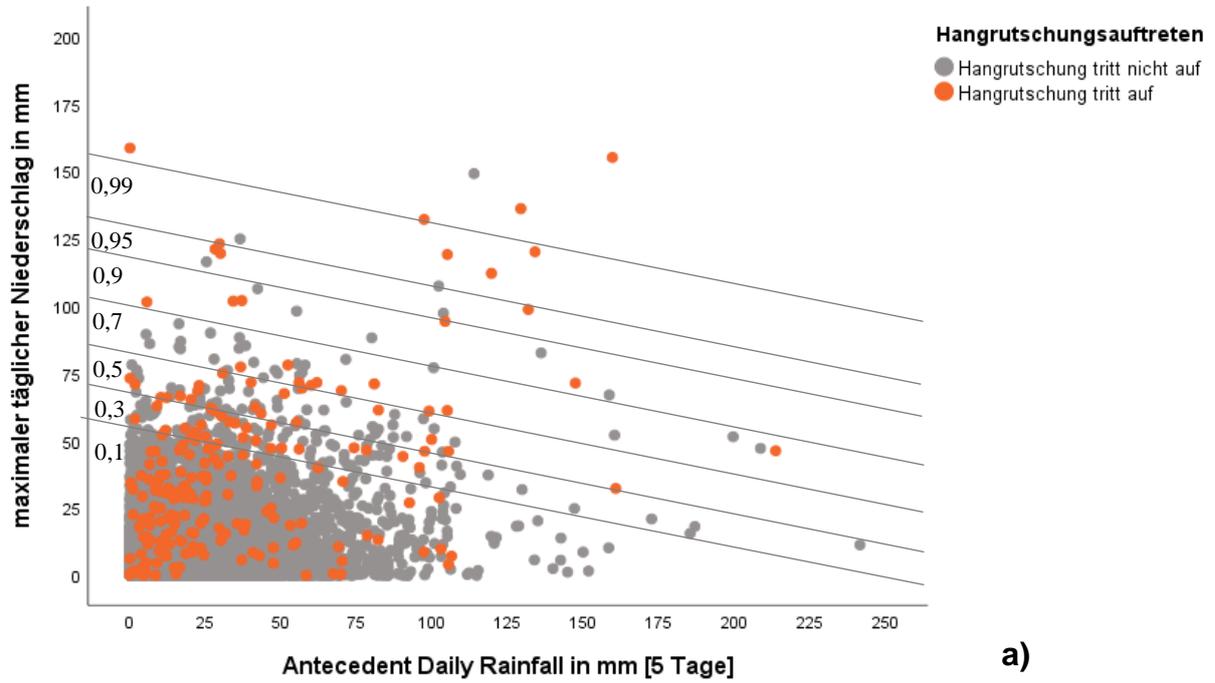


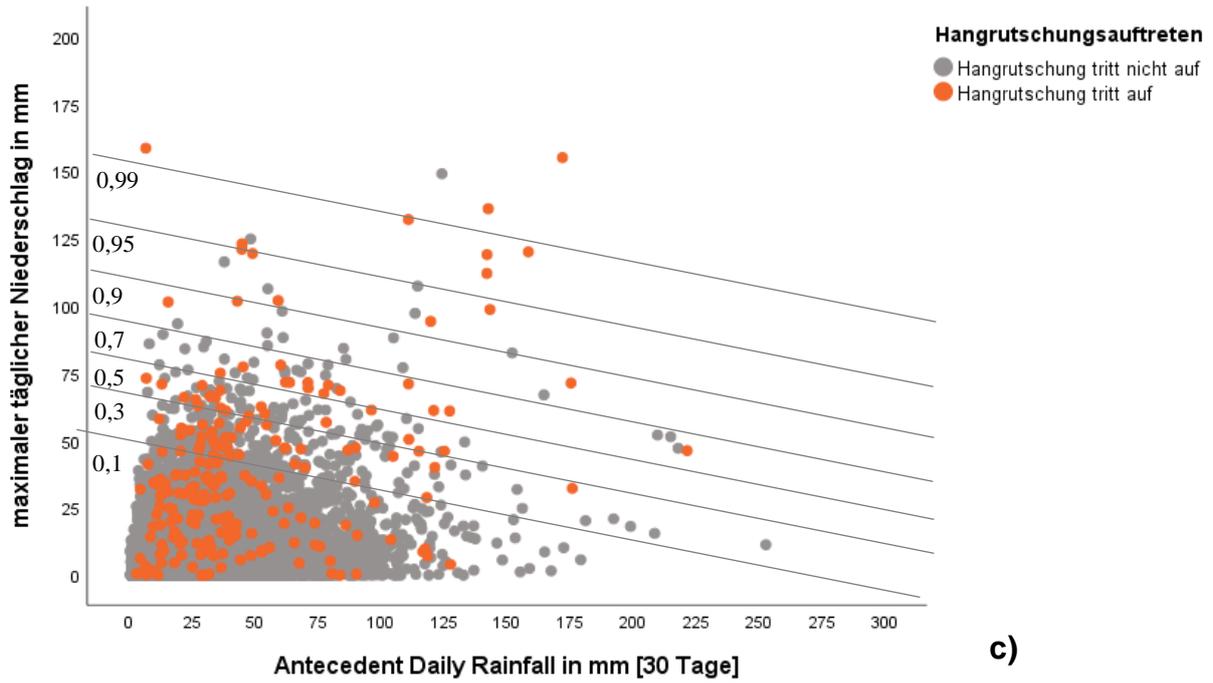
b)



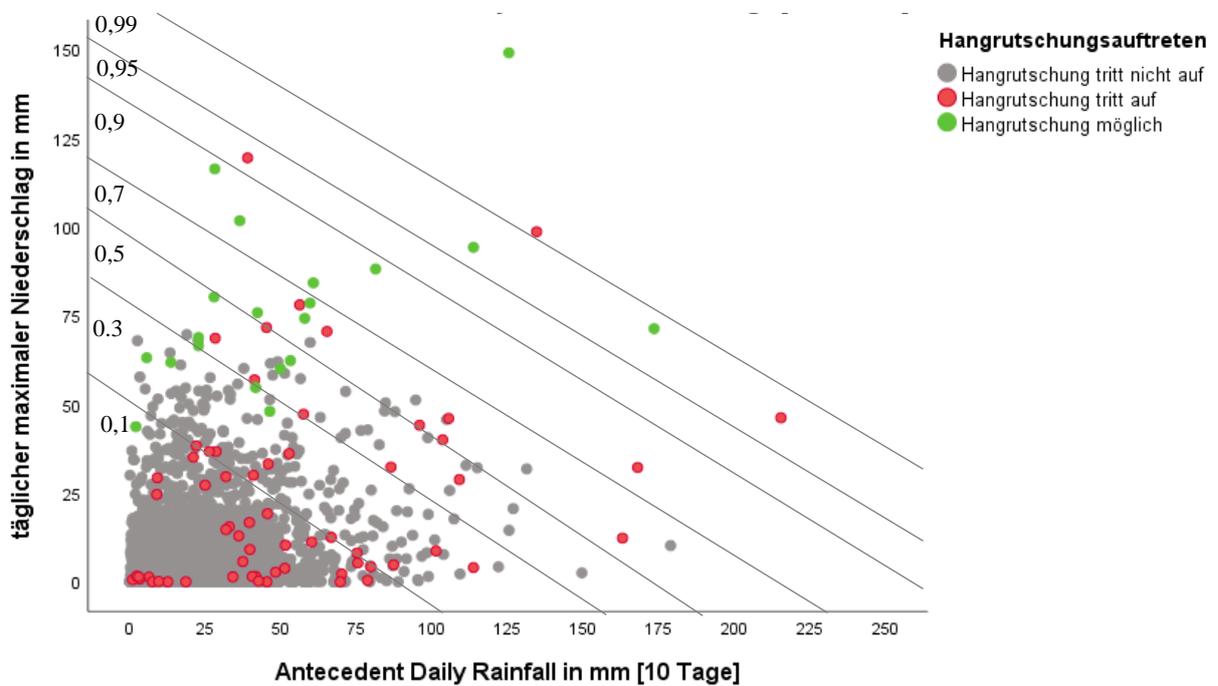
c)

Anhang 5: ADR-Modell sortiert nach dem höchsten täglichen maximalen Niederschlag 1971-2016 für a) 5 Tage, b) 10 Tage und c) 30 Tage





Anhang 6: ADRM inklusive möglicher Hangrutschungen



Anhang 7: Tage mit hohem maximalen Niederschlag zur Identifikation von einem möglichen Hangrutschungsaufreten

